

С.А. Куренков, А.Н. Диденко, В.А. Симонов

# ГЕОДИНАМИКА ПАЛЕОСПРЕДИНГА



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
Геологический институт



РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
Geological Institute  
THE RUSSIAN FOUNDATION FOR BASIC RESEARCH



S.A. Kurenkov, A.N. Didenko, V.A. Simonov

# Geodynamics of paleospreading

*Transactions, vol. 490*

Founded in 1932

Responsible editor

*Yu.G. Leonov*

Moscow

GEOS

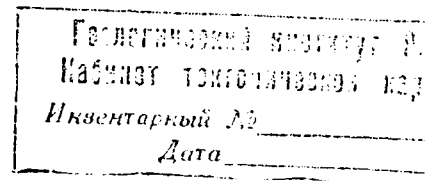
2002

С.А. Куренков, А.Н. Диденко, В.А. Симонов

# Геодинамика палеоспрединга

*Труды, вып. 490*  
Основаны в 1932 году

Ответственный редактор  
*Ю.Г. Леонов*



Москва  
ГЕОС  
2002

ББК 26.3  
К 93  
УДК 551.24

**Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А.**

**Геодинамика палеоспрединга.** – М.: ГЕОС, 2002. – 294 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 490)

ISBN 5-89-118-265-3

Всестороннее исследование базитовых комплексов офиолитовых ассоциаций Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса позволило сделать следующие выводы: 1) их формирование происходило как в один, так и в несколько этапов, причем преобладают многоэтапные офиолиты; 2) по длительности формирования магматической части офиолиты разделяются на коротко- (10–20 млн лет) и долгоживущие (до 100 млн лет); 3) короткоживущие, в основном моностадийные, офиолиты образовались в условиях концентрированного линейного спрединга в геодинамических обстановках срединно-океанических хребтов и, отчасти, трансформных разломов; 4) долгоживущие, как правило, двухстадийные, офиолиты сочетают в себе фрагменты “нормальной” океанической коры, а также ранних и зрелых островных дуг, задуговых бассейнов, основной объем которых формировался в условиях рассеянного спрединга; 5) палеомагнитные данные и выполненные на их основе магнитотектонические реконструкции показывают, что основной объем обдурованных венд-среднепалеозойских офиолитов Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса формировался в зоне экваториальных и тропических широт; 6) выявлена тенденция асимметричного движения блоков от группы Гондванских к Лавразийским континентам, что может свидетельствовать о направленности мантийных конвективных движений из области южных высоких широт к приэкваториальным.

Для широкого круга специалистов, интересующихся общими и региональными вопросами геологии, геодинамики, петрологии, петрогеохимии и петро-палеомагнетизма.

Табл. 45. Ил. 177. Библ. 661 назв.

**Публикуется при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований  
(проект № 98-05-78085)**

Редакционная коллегия:

*Ю.Г. Леонов* (главный редактор), *М.А. Ахметьев*, *Ю.О. Гаврилов*, *Ю.В. Карякин*, *С.А. Куренков*, *М.А. Семихатов*

Рецензенты:

*В.Е. Хаин*, *С.Д. Соколов*

**Kurenkov S.A., Didenko A.N., Simonov V.A.**

**Geodynamics of paleospreading.** – Moscow: GEOS, 2002. – 294 p. (Transactions of GIN RAS; Vol. 490)

An interdisciplinary study of mafic assemblages from ophiolite associations exposed in the Urals–Mongolia fold-and-thrust belt affords the following conclusions: (1) the ophiolites result from either a single formative stage or from several stages, with polygenetic ophiolites being predominant; (2) in terms of the duration of formation of their magmatic portions, the ophiolites are classed into short-lived (10–20 m.y.) and long-lived (up to 100 m.y.); (3) short-lived, chiefly monogenetic, ophiolites originated through concentrated linear spreading in geodynamic settings of mid-oceanic ridges and, partly, in transform faults; (4) long-lived, mainly two stage, ophiolites bring together fragments of “normal” oceanic crust and slivers derived from primitive and mature island arcs and backarc basins, generated mainly through diffuse spreading; (5) paleomagnetic data and magnetotectonic reconstructions based on these data suggest that the bulk of the obducted Vendian–Middle Paleozoic ophiolites in the Urals–Mongolia fold-and-thrust belt were formed at equatorial and tropical latitudes; (6) a trend has been revealed of crustal blocks moving asymmetrically from the Gondwanan to Laurasian continents, likely indicative of mantle convection flows being directed from high latitudes in the Southern Hemisphere to the vicinity of the equator.

This monograph is addressed to a broad spectrum of geoscientists who deal with the general and regional issues of geology and geodynamics, petrology and petro-geochemistry, paleomagnetism and magnetic petrology.

Табл. 45. Ил. 177. Библ. 661 references.

**Published at financial support of the Russian Foundation for Basic Research (grant 98-05-78085)**

Editorial Board:

*Yu.G. Leonov* (Editor-in-Chief), *M.A. Akhmetiev*, *Yu.O. Gavrillov*, *Yu.V. Kariakin*, *S.A. Kurenkov*, *M.A. Semikhatov*

Reviewers:

*V.E. Khain*, *S.D. Sokolov*

На 1-й стр. обложки: Шулдакский комплекс “дайка в дайке” (Ю. Мугоджары). Фото С.А. Куренкова.

ББК 26.3  
К 93  
ISBN 5-89118-265-3

© С.А. Куренков, А.Н. Диденко, В.А. Симонов, 2002  
© Геологический институт РАН, 2002  
© ГЕОС, 2002

## Предисловие ответственного редактора

История изучения офиолитовых комплексов или, правильнее сказать, эпоха особого интереса к офиолитовым комплексам, началась в 60-е годы прошлого века, когда оформилась идея, согласно которой офиолиты континентов представляют собой фрагменты океанической коры прошлого и могут служить важнейшим индикатором при реконструкции истории развития складчатых поясов. В нашей стране эта, безусловно, выдающаяся, идея связана с именем А.В. Пейве, который, вместе с коллективом ученых Геологического института РАН, создал стройную концепцию эволюции подвижных поясов от океанических бассейнов до складчатых и орогенических сооружений.

Начиная с этого момента, история изучения офиолитов прошла ряд этапов.

Без претензии на точное определение их хронологических рамок, можно сказать, что к первому этапу относится время насыщения фактическим материалом и развития первоначальных представлений. На этом этапе оно касалось в основном детализации первоначально сформулированных положений, истинность которых сторонниками этих взглядов не ставилась под сомнение. Это было время, когда данная концепция завоевывала себе признание. На этом, далеко не легком пути, который сопровождался дискуссиями и борьбой с устоявшимися взглядами, было сделано очень много. Кроме успехов в региональном изучении офиолитов, которое было выполнено не только практически во всех складчатых поясах страны, но и на зарубежном материале, существенно продвинулось исследование общих закономерностей: строения и петрологии офиолитовой ассоциации; тектонических условий их становления; последовательности и характерных особенностей деформаций офиолитовых комплексов, происходивших как на глубинах образования пород, так и в процессе выведения их к поверхности и в верхние горизонты коры в ходе формирования покровно-складчатых комплексов подвижных поясов; возраста и глобальных эпох офиолитообразования. В итоге сложилась новая область геологии – учение об офиолитах.

Позже стали появляться данные, диктующие необходимость тех или иных уточнений первичной концепции. Они не подорвали ее основ, но сдела-

ли “мир офиолитов” более разнообразным: появились офиолиты краевых морей (задуговых бассейнов), возникло представление о рассеянном спрединге, с помощью палеомагнитных методов стали успешно выполняться пространственные реконструкции и т.д. Много нового материала было получено по коре и мантии Мирового океана, были выявлены различные типы спрединга и разработаны их модели.

В результате наступило и сейчас продолжается время нового подведения итогов.

Предлагаемая книга относится к числу работ, рассматривающих проблемы офиолитов на уровне современных знаний. Главный упор в ней сделан на обобщение под одним углом зрения большого и хорошо систематизированного оригинального материала, полученного в результате более чем 20-летней работы авторов.

Объектом этого многолетнего исследования не случайно были выбраны палеозойские офиолитовые комплексы. Надо иметь в виду, что если палеозойские офиолиты в ряде поясов и регионов (Урал, Аппалачи и многие другие) сами по себе изучены хорошо, то с обобщением данных здесь дело обстоит хуже, чем в случае с мезозойскими и кайнозойскими офиолитовыми комплексами в молодых складчатых поясах. В книге речь идет главным образом об офиолитовых и спрединговых комплексах на континентах. Океан специально не рассматривается, но очень важно, что авторы на собственном опыте участия в морских экспедициях знакомы также с офиолитовыми комплексами океана и используют его в своем анализе.

В работе описываются типы спрединговых обстановок с их полными (диагностическими) характеристиками: концентрированный спрединг, рассеянный спрединг, повторный спрединг.

Типы офиолитовых ассоциаций рассматриваются в соответствии с их геодинамическим положением: дивергентные границы плит, внутриплитные океанические поднятия, трансформные разломы, энсиматические и энсиалические островные дуги, задуговые бассейны. Следует, правда, отметить, что в ходе описания не всегда четко формулируется, что именно имеется в виду: типизация офиолитов или типизация спрединговых

комплексов. Эти понятия, хоть и близки и, вероятно, даже идентичны в большинстве случаев, но все же знак тождества между ними ставить нельзя; авторы же не обосновывают с исчерывающей ясностью их соотношения.

Особое внимание читателей привлекут палеомагнитные и связанные с ними палеотектонические и палеогеодинамические реконструкции Урало-Монгольского пояса или системы палеоокеанов – Палеоазиатского, Уральского, Туркестанского и малых океанических бассейнов, производных от них.

В этой связи хотелось обратить внимание на используемый и успешно развиваемый авторами комплексный подход к палеореконструкциям. Это так называемый палеомагнитно-геодинамический подход, или метод, основанный на использовании трех независимых групп данных – палеомагнитных, петрогеохимических и тектонических (геоди-

намических), которые контролируют и дополняют друг друга, повышая надежность выводов. Можно с уверенностью сказать, что будущее принадлежит такому подходу.

Не все, естественно, проблемы, связанные с палеозойскими офиолитами, решены в данной книге. На будущее остается анализ многих важных для глобальной геодинамики и связанных с офиолитами вопросов, которые пока затронуты лишь вскользь или даже не упомянуты вовсе, таких как: взаимоотношение спрединга и рифтогенеза – явлений, похоже, не идентичных, хотя и приводящих к возникновению морфологически близких структур; сочетание в литосфере явлений спрединга и расслоенности и т.д. Можно надеяться, что многие из них будут обсуждены в следующей работе этого же авторского коллектива, которую, как мне известно, планируется посвятить теоретическим вопросам типа поставленных выше.

*Ю.Г. Леонов*

## Введение

В последние тридцать лет XX столетия основной парадигмой в науках о Земле стала теория тектоники литосферных плит. В ее рамках одно из главных мест принадлежит процессу спрединга. Это явление на начальных этапах становления тектоники литосферных плит изучалось главным образом дистанционными, без непосредственных наблюдений на дне океана, методами (геофизическими, картографическими, петролого-геохимическими и т.д.) в областях современных срединно-океанических хребтов. Модельные представления этого процесса казались достаточно простыми: диапир на восходящей струе верхнемантийной конвективной ячейки перманентно “разрывал” вышележащую литосферу и в образовавшиеся трещины поступал магматический материал, формирующий новую океаническую кору.

Впоследствии, с накоплением данных по офиолитам, стало ясно, что спрединговые процессы протекают не только в срединно-океанических хребтах, но и в других геодинамических обстановках океанических бассейнов – абиссальных котловинах, островных дугах и задуговых бассейнах.

Парадоксальность процесса спрединга состоит в том, что на фоне преобладания горизонтальных движений специфика геодинамического режима фиксируется не только изменениями латерального, но главным образом вертикального набора магматических образований. Вертикальный разрез спрединговых комплексов, а, следовательно, и способ реализации усилий растяжения, определяется совокупностью магматических образований (снизу вверх): магматическая камера → дайковые корни → дайки (каналы магмовыведения) → лавы. Этот набор реализуется в любых типах коры, причем степень зрелости коры активно влияет на “разветвленность” ствола магматических образований. Усложнение системы магмовыведения по вертикали в основном выражается в формировании пакетов из множественных внедрений пластовых тел (силлов). Общая мощность вертикальной магматической компоненты сохраняется, но происходит принципиальное перераспределение по вертикали: количество тел увеличивается, а мощность их закономерно уменьшается.

Настоящая монография посвящена слабоизученному, вплоть до недавнего времени, вопросу – от-

ражению глобальных процессов спрединга в древних океанических структурах.

Более 20 лет авторский коллектив – С.А. Куренков, А.Н. Диденко и В.А. Симонов – целенаправленно исследовал офиолитовые ассоциации Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса (Урало-Монгольский пояс): Полярный Урал, Мугоджары, Центральный Казахстан, Южный Тянь-Шань, Южная и Западная Тува, Кузнецкий Алатау, Западный Саян, Горный Алтай, Монгольский Алтай и Гобийский Алтай.

В самом начале работы нами был разработан ряд методических приемов, который позволил подойти к изучению базитовой части офиолитовых ассоциаций с едиными критериями. В результате, с помощью оригинальных методических подходов, удалось успешно исследовать большое количество объектов. Объединение геолого-тектонического (С.А. Куренков, ГИН РАН), петропалеомагнитного (А.Н. Диденко, ОИФЗ РАН) и петролого-геохимического (В.А. Симонов, ИГ ОИГГМ СО РАН) направлений при изучении одних и тех же объектов позволило более полно охарактеризовать палеоспрединговые комплексы офиолитовых ассоциаций; провести их типизацию и выявить геодинамические особенности палеоспрединга; проследить этапы развития крупных океанических бассейнов прошлого, реликты которых в настоящее время входят в структуру пояса и, в конечном счете, предложить эволюционную модель Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса.

Основное внимание в предлагаемой монографии уделяется описанию палеоспрединговых комплексов Урало-Монгольского пояса, основанному на многолетних полевых и камеральных исследованиях, выполненных С.А. Куренковым, А.Н. Диденко и В.А. Симоновым.

За более чем 20-летний период авторами совместно с коллегами были опубликованы многочисленные статьи и ряд монографий (в частности, *Симонов В.А.* Петрогенезис офиолитов [1993]; *Печерский Д.М., Диденко А.Н.* Палеоазиатский океан: Петромагнитная и палеомагнитная информации о его литосфере [1995]; *Диденко А.Н., Куренков С.А., Руженцев С.В. и др.* Тектоническая история Полярного Урала [2001]), материалы которых использованы при написании данной книги.



В полевых работах, при обработке каменного материала и при написании отдельных разделов в разные годы принимали участие: Н.В. Лубнина, Ю.В. Тикунов, С.И. Ступаков (Полярный Урал); А.С. Перфильев, Д.М. Печерский (Южный Урал, Южный Тянь-Шань); Д.М. Печерский, В.Г. Степанец, Т.Л. Турманидзе (Казахстан); С.И. Ступаков, Д.М. Печерский, А.Ю. Казанский, С.В. Ковязин, И.Ю. Лоскутов (Алтае-Саянская область).

Авторы не могут не высказать особенно теплых слов благодарности Л.П. Зоненшайну, А.С. Перфильеву и Д.М. Печерскому, которые в 1980 г. инициировали комплексное изучение дайковых комплексов на примере Шулдакских офиолитов (Южные Мугоджары). Неизменная поддержка ими дальнейших исследований палеоспрединовых комплексов; частые, а нередко и горячие дискуссии при обсуждении многих теоретических вопросов палеоспрединга и строения конкретных объектов создавали творческую атмосферу, во многом благодаря которой данная монография увидела свет.

Постоянное внимание к проблемам формирования офиолитов и к геодинамическим процессам спрединга в основополагающих трудах академиков Н.Л. Добрецова, А.Л. Книппера, Ю.М. Пушаровского, В.Н. Срахова, В.Е. Хайна позволило авторам данной монографии целенаправленно корректировать и углублять свои исследования палеоспрединовых комплексов. Значение такой научной поддержки и помощи трудно переоценить.

Разные аспекты, касающиеся строения, возраста, вещественного состава и петромагнитных свойств палеоспрединовых комплексов офиолитовых ассоциаций Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса на разных стадиях исследований обсуждались с А.И. Альмухамедовым, В.А. Аристовым, М.Л. Баженовым, В.Г. Батановой, С.И. Беловым, К.С. Бураковым, М.М. Бусловым, В.Н. Вадковским, А.Г. Владимировым, А.К. Гапеевым,

Т.С. Гендлер, Ю.С. Геншафтом, А.С. Гибшером, А.Ф. Грачевым, Г.З. Гурарием, К.Е. Дегтяревым, В.А. Душиным, В.В. Зайковым, А.Э. Изохом, В.В. Коптевой, Ю.В. Карякиным, Т.Н. Корень, В.Г. Кориневским, А.В. Кошкиным, Н.Б. Кузнецовым, П.П. Кузнецовым, М.И. Кузьминым, Л.В. Кунгурцевым, М.Г. Леоновым, А.В. Миколайчуком, В.С. Милеевым, А.А. Моссаковским, В.М. Ненаховым, В.Э. Павловым, Г.Н. Петровой, В.Н. Пучковым, А.В. Рязанцевым, С.В. Руженцевым, А.А. Савельевым, Г.Н. Савельевой, С.Г. Самыгиным, Е.В. Склярным, С.Д. Соколовым, В.Г. Степанцом, Л.В. Тихоновым, О. Томуртоого, И.Б. Филипповой, Е.В. Хаином, Н.Н. Херасковым, Т.Н. Херасковой, А.Н. Храмовым, В.А. Цельмовичем, А.И. Чернышовым, З.В. Шароновой, С.В. Шипуновым. Всем перечисленным коллегам авторы выражают свою самую искреннюю благодарность.

На разных этапах исследований, а также при подготовке настоящей монографии, незаменимую помощь оказывали: А.В. Ганелин, Н.М. Глухова, Л.А. Зверева, А.Д. Киреев, Ю.П. Колмогоров, В.И. Лавриков, С.В. Осколкова, В.А. Пономарчук, Л.Н. Поспелова, В.И. Симонова, Л.В. Тихонов, А.В. Травин, А.Г. Фейн, Л.Н. Фомина, В.Ф. Халчев, О.С. Хмельникова, Н.К. Шелестун, Г.С. Янова, за что авторы им всем благодарны.

Особую признательность авторы хотели бы выразить академику Ю.Г. Леонову, взявшему на себя нелегкий труд научного редактирования настоящей монографии.

На заключительной стадии исследования палеоспрединовых комплексов осуществлены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 95-05-15477, 98-05-65286, 99-05-64857) и Международного научного фонда (проект № M57000), издание монографии осуществлено при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 98-05-78085).

## Глава 1

# Основные представления о спрединге

Процесс импульсивного раздвигания блоков земной коры, определяемый термином “спрединг океанического дна”, играет принципиальную роль в геотектонических гипотезах, трактующих историю Земли с мобилистских позиций. В концепциях тектонической расчлененности литосферы и тектоники литосферных плит спредингу отводится главенствующая роль как процессу, приводящему к новообразованию земной коры океанического типа.

Явление спрединга было установлено благодаря интенсивному изучению дна современных океанических акваторий. Термин “*спрединг морского дна*” впервые был предложен Р. Дитцем [Dietz, 1961], а концепция спрединга морского дна была сформулирована Г. Хессом [Hess, 1962, 1964, 1966] и развита в работах К. Ле Пишона [Le Pichon, 1968]. Немного позднее предположения о существовании “растекания океанического дна” были высказаны Ф. Вайном и Д. Метьюзом [Vine, Matthews, 1963] на основании интерпретации полосовых магнитных аномалий, установленных на дне Мирового океана. В последующие годы поступали множественные факты, раз за разом подтверждающие реальность существования спредингового процесса. Кроме того, было установлено, что процесс спрединга присущ не только срединно-океаническим хребтам, но и окраинным бассейнам, а также тыловым областям островных дуг [Магнитное..., 1993; Karig, 1970; и др.]. В результате, спрединг стали относить к разряду общепризнанных геологических явлений. Это видно из того факта, что в большинстве исследований авторы не занимаются обоснованием самого факта существования спрединга, но активно интересуются деталями строения и особенностями вещественного состава пород и их ассоциаций, образующихся в условиях раздвигания земной коры.

Во многих работах термин “спрединг” практически не раскрывается – видимо, в силу его кажущейся очевидности. В “Толковом словаре английских геологических терминов” предлагается, например, под спредингом океанического дна понимать *гипотезу*, “согласно которой океаническая кора наращивается за счет подъема конвективных течений магмы вдоль срединно-океанических хребтов или мировой рифтовой системы и последую-

щего раздвижения вновь созданного материала со скоростью от 1 до 10 см в год” [1979, т. 3, с. 119]. Подобного рода толкования представляются неполными и отчасти неверными. Прежде всего, спрединг нельзя называть гипотезой – это геодинамический процесс и совсем излишне закреплять значения скоростей, с которыми растекание океанического дна происходит.

В качестве рабочего понятия, которое будет использоваться в данном исследовании, предлагается следующее определение.

**Под “спредингом” понимается геодинамический процесс растяжения, выражающийся в импульсивном и многократном раздвигании блоков литосферы или земной коры и в заполнении высвобождающегося пространства магмой, генерируемой в мантии.**

Следовательно, *спрединг* представляет собой коровое (литосферное) выражение сложных процессов, протекающих в мантии и, может быть, в слое D” на границе мантии и жидкого ядра Земли. Поэтому изучение спрединговых структур не только помогает пролить свет на геодинамические параметры формирования океанической коры, но и позволяет судить о характере глубинных мантийных систем. В связи с этим, в последнее время особое внимание привлекают проблемы глубинных геодинамических процессов, ответственных за развитие спрединговых комплексов [Добрецов, Кирдяшкин, 1993; Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Трубицын, Бобров, 1993; Хаин, 1985; Хаин, Ломизе, 1995; Kidd, 1977; Passerini, 1982; Maquyama et al., 1994].

Продолжительное существование спрединга приводит к постоянному новообразованию коры океанического типа, в разрезе которой преобладают породы магматического генезиса. Среди них для изучения спрединга интересны следующие комплексы: лавовый, габбровый, дайковый, причем последний является прямым доказательством спрединга, особенно когда дайковые серии представлены образованиями типа “дайка в дайке”. Очевидно, что в особенностях строения каждого комплекса консервируется информация о процессах спрединга, в условиях которого или благодаря которому эти породы формировались.

К сожалению, области Земли с океанической корой – те, где спрединг был выявлен впервые,

скрыты под мощными толщами воды. Это вынуждает прибегать для изучения дна океана к дистанционным геофизическим методам, а также к помощи драгирования, глубоководного бурения и наблюдений с подводных аппаратов [Атлас подводных фотографий..., 1983]. Кроме того, только единичные буровые скважины проникают в относительно глубокие горизонты океанической коры (скв. 504 [Initial Reports..., 1985], скв. 735В [Initial Reports..., 1991]), а акванавтам-наблюдателям доступны для прямых наблюдений лишь верхние горизонты разреза океанической литосферы преимущественно в современных рифтовых долинах и трогах трансформных разломов. Наиболее удачные драгировки приурочены к тем же структурам океанического ложа и, кроме своей "точности", могут давать искаженную картину строения океанической коры из-за влияния последующих тектонических процессов. Геофизические методы страдают неоднозначностью интерпретации результатов исследований.

Все же, несмотря на перечисленные выше трудности исследований дна современных океанов, в отдельных случаях есть возможность достаточно успешно изучать структуру океанической литосферы. В частности, в бортах трансформных разломов Вима, 15° 20' (Центральная Атлантика) установлен полный "офиолитовый" набор пород, включающий (снизу вверх по склону разломного трога): гипербазиты – габброиды – дайки – лавы. Непосредственные наблюдения в разломе Вима с помощью глубоководного обитаемого аппарата "Наутилус" показали [Auzende et al., 1989], что этот практически ненарушенный разрез содержит достаточно мощный и устойчивый "слой", сложенный спрединговым дайковым комплексом. В целом, в зоне разлома Вима первичный субслоистый разрез океанической литосферы с четко выраженными дайковыми сериями прослеживается на сотни километров, что позволяет детально изучать особенности спрединга в океанах и подтверждает глобальную роль спрединговых процессов при формировании океанической литосферы.

Возможность непосредственного полевого изучения океанической коры создавалась благодаря ее идентификации с офиолитовыми ассоциациями, находящимися в виде тектонических покровов в структурах фанерозойских складчатых областей.

В офиолитовых фрагментах складчатых систем континентов есть возможность исследовать все горизонты разреза океанической литосферы, в том числе такие глубокие, как дунит-гарцбургитовые. В то же время, наиболее важными для изучения спрединговых процессов являются верхние части литосферы. В частности, установлено, что максимальное количество информации о спрединге удастся извлекать из изучения пород, являющихся аналогом 2-го слоя океанической коры: базальтовые подушечные лавы и дайковые комплексы.

Интенсивное исследование явления спрединга как в палеоокеанических, так и в соответствующи-

щих структурах дна современного Мирового океана привело к решению ряда геологических проблем и, в свою очередь, вызвало к жизни новые.

Действительно, в самом начале развития современных мобилистских воззрений на процессы, формирующие лик Земли, предполагалось, что существует строгая приуроченность спрединговых центров (осей растяжения или раздвижения) к срединно-океаническим хребтам океанов. Дальнейшее и всестороннее изучение спрединга подтвердило правильность подобных представлений. Более того, удалось выявить существование структур с повторным возникновением спрединга, равно как и явление его рассеивания. Наиболее последовательно проблема рассеянного спрединга рассматривается в работах Ю.М. Пушаровского, С.В. Руженцева [1983, 1985] и В.Е. Хайна [1985]. Рассеивание выражается в синхронном (или близком по времени) проявлении множественных зон (осей) раздвижения. Их рассредоточение обычно выявляется в областях, удаленных от срединно-океанического хребта. В последних обнаруживаются только отдельные признаки (элементы) начала рассеивания спрединга. Наиболее отчетливо и ярко явление рассеивания спрединга проявляется в краевоморских структурах.

Сам механизм формирования подобных комплексов, когда внедрение магмы происходит в постоянно, но импульсивно раскрывающуюся трещину или систему трещин, определяет консервацию в магматических образованиях особенностей протекания геодинамического процесса растяжения. Отсюда – повышенный интерес к изучению даек в офиолитах.

В 70-х годах господствовало мнение, суть которого в том, что комплексы "дайка в дайке" не характерны для офиолитов [Тайер, 1977]. Ошибочность этого утверждения была вызвана недостаточной изученностью офиолитовых ассоциаций. Постепенно стали множиться примеры офиолитовых разрезов, в которых устанавливались дайковые "горизонты": о-в Кипр [Мурр, Вайн, 1973; Gass, 1968, 1981, 1983; Moores, Vine, 1971; Greenbaum, 1972; Gass, Smewing, 1973; Kidd, Cann, 1974; Searle, PanaJiotov, 1981; International team..., 1983; Yang et al., 1991], п-ов Ньюфаундленд [Малпас, Стивенс, 1977; Williams, 1971, 1973; Guidebook..., 1972; Williams, Malpas, 1972; Upadhyay, 1973; Brock, 1974; Strong, Malpas, 1975; Malpas, 1977], о-в Маккуори [Varne et al., 1969; Varne, Rubenach, 1971], Папуа-Новая Гвинея [Davies, 1971; Marum ophiolite complex..., 1981; Davies, Jaques, 1987], Турция [Vuagnat, Cagulu, 1968], Монголия [Зоненшайн, Кузьмин 1978; Перфильев, Херасков, 1980; Зоненшайн и др., 1985; Коптева и др., 1985; Sonenshaine et al., 1986], Стара-Планина в Болгарии [Haidutov et al., 1985], Оман [Oman..., 1981; Palister, 1981, 1987; Boudier, 1982; Dahl et al., 1983; Pallister, Gregory, 1983; Manning, Coleman, 1984; Gass et al., 1985], Норвегия [Sturt et al., 1980], Калифорния [Hopson, Frano, 1977], Красноморский регион [Coleman et

al., 1975], Камчатка [Марков, 1975], п-ов Тайгонос [Марков, Некрасов, 1979], о-в Шикотан [Меланхолина, 1978], Урал [Савельев, Савельева, 1977; Тектоника Урала, 1977; Путеводитель..., 1978; Перфильев, 1979], Южный Тянь-Шань [Куренков, Перфильев, 1984], Южный Гиссар [Портнягин, 1974]. Значительная часть материалов по строению и условиям формирования дайковых комплексов обобщена в работах: [Перфильев, Херасков, 1980; Ophiolites..., 1980; Ophiolites and Oceanic Lithosphere..., 1984; Ophiolites: Oceanic tectonics..., 1984].

Изучение закономерностей внутреннего строения офиолитов показывает, что в них, особенно в базитовой части, существует перераспределение поля растягивающих напряжений по вертикали. Иными словами, спрединг может быть "многоэтажным". На каждом таком "этаже" при раздвигании блоков земной коры формируются специфические структуры, выявление которых, особенно в нижних горизонтах офиолитов, только начато и, следовательно, страдает неполнотой изученности.

Таким образом, в данном исследовании будет предпринята попытка разобраться в таких проблемах, как рассеивание спрединга, его "многоэтажность", и в других, более частных явлениях, сопровождающих раздвигание океанических блоков земной коры.

Основой анализа палеоспрединговых комплексов являются полевые геологические исследования со сбором представительных коллекций пород, изучение которых с помощью петролого-геохимических методов дает возможность не только расшифровать особенности магматических систем, но и выяснить палеогеодинамические обстановки развития спрединга. Высокая степень метаморфических преобразований офиолитовых ассоциаций потребовала изучения первичных магматогенных минералов и сохранившихся в них расплавных включений, что позволило получить прямую информацию о древних магмах, участвовавших в палеоспрединговых процессах (рис. 1.1). Необходимо отметить, что если геохимические методы широко используются при изучении офиолитов, то информация по первичным магматическим минералам и расплавным включениям, судя по публикациям других исследователей, весьма ограничена и касается в основном офиолитовых ассоциаций Малого Кавказа и Кипра [Соболев, Слуцкий, 1982; Цамерян и др., 1988, 1991; Соболев, 1997]. Таким образом, комплексный подход, с использованием геологических, петролого-геохимических, минералогических и термобарогеохимических методов, дает возможность получить наиболее полную и достоверную информацию об условиях магматических и геодинамических процессов формирования палеоспрединговых комплексов Урало-Монгольского складчатого пояса.

В решении перечисленных выше задач палеомагнитные и петромагнитные исследования играют одну из ведущих ролей, так как позволяют получить обширную информацию о строении и ис-

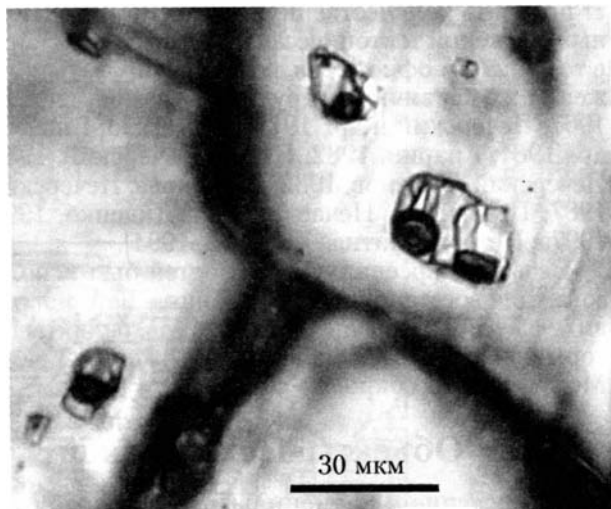


Рис. 1.1. Расплавные включения в клинопироксенах из пород палеоспрединговых комплексов

тории развития земной коры: о составе и концентрации в ней магнитных минералов, о P-T-fO<sub>2</sub> условиях в магматических очагах (по составам титаномагнетитов), о кристаллизации (или перекристаллизации) магнитных минералов (рис. 1.2). Особенно важно, что палеомагнитный метод позволя-

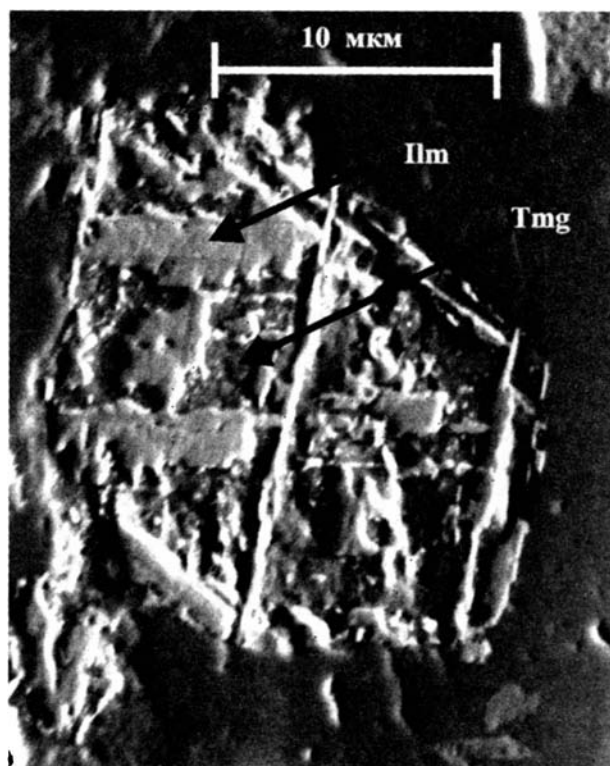


Рис. 1.2. Пример сонахождения рудных зерен в диабазах силлов массива Гурван-Сайхан (Южная Монголия)

Сросток первично-магматических зерен титаномагнетита (Tm) и ильменита (Tmg). Фотография В.А. Цельмовича (ГО "Борок" ОИФЗ РАН)

ет получать количественную оценку горизонтальных движений тектонических блоков земной коры, в том числе и офиолитов, реконструировать положение их первичных структур [Храмов, Шолпо, 1967; Печерский и др., 1975, 1989, 1993; Гапеев и др., 1981; Апарин, 1982; Нгуен, Печерский, 1982; Печерский, Тихонов, 1982; Шаронова, Печерский, 1987; Печерский, Нечаева, 1988; Диденко, 1992, 1997а; Петромагнитная модель..., 1994].

Весь этот арсенал возможностей был использован для восстановления строения и истории развития земной коры древних океанов, реликты которых фиксируются на всем протяжении Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса.

## 1.1. Объекты исследований

До последнего времени разработка проблемы спрединга в основном базировалась либо на объектах современных океанов, либо на хорошо изученных мезозойско-кайнозойских офиолитовых ассоциациях покровно-складчатых областей. Подтверждением сказанному могут служить многочисленные примеры из Альпийского складчатого пояса [Книппер, 1975; Соколов, 1977; Колман, 1979; Хаин, 1979; Адамия и др., 1986]. Дайковые серии офиолитовых комплексов, характеризующие более древние (позднерифейско-палеозойские) процессы спрединга, изучены в меньшей степени. Последнее обстоятельство послужило определяющим критерием для выбора объектов наших исследований, располагающихся в пределах Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса Северной Евразии [Тектоника Северной Евразии, 1980].

Это обширная территория, расположенная между четырьмя континентальными плитами – Сибирской, Восточно-Европейской, Северо-Китайской и Таримской – и занятая покровно-складчатыми областями. Складчатые структуры выступают на поверхности на значительном пространстве в виде горных областей Урала, Северного и Южного Тянь-Шаня, Центрального Казахстана, Алтая, Салаира, Кузнецкого Алатау, Восточного и Западного Саяна, Тувы, Монгольского и Гобийского Алтая, Восточного Забайкалья и Северо-Восточного Китая.

М.В. Муратов [1974] предложил называть этот огромный пояс Урало-Монгольским (рис. 1.3). В свою очередь, в его пределах был выделен Центрально-Азиатский складчатый пояс [Зоненшайн, 1972], включающий складчатые структуры от юго-восточной окраины Урала до Южного Гоби и Северо-Восточного Китая.

Анализ и синтез данных по геологии и тектонике Урало-Монгольского пояса проводился неоднократно как с позиций классической геосинклинальной теории [Муратов, 1965; Тектоника Евразии, 1966; Зоненшайн, 1972; Леонов, 1985], так и с позиций умеренного мобилизма (рифтогенез и локальная деструкция континентальной коры [Милановский, 1976, 1987, 1993]). Начи-

ная с 70–80-х годов наметился пересмотр этих представлений с позиций мобилизма и тектоники плит [Пейве, 1969; Пейве и др., 1971 а,б, 1972, 1976, 1977, 1986; Зоненшайн, 1974, 1977, Океанология..., 1979; Тектоника Северной Евразии..., 1980; Добрецов, 1981, 1986; Зоненшайн и др., 1987, 1990 а,б; Книппер, Савельева, 1987; Хаин, Сеславинский, 1991; Hall, 1987].

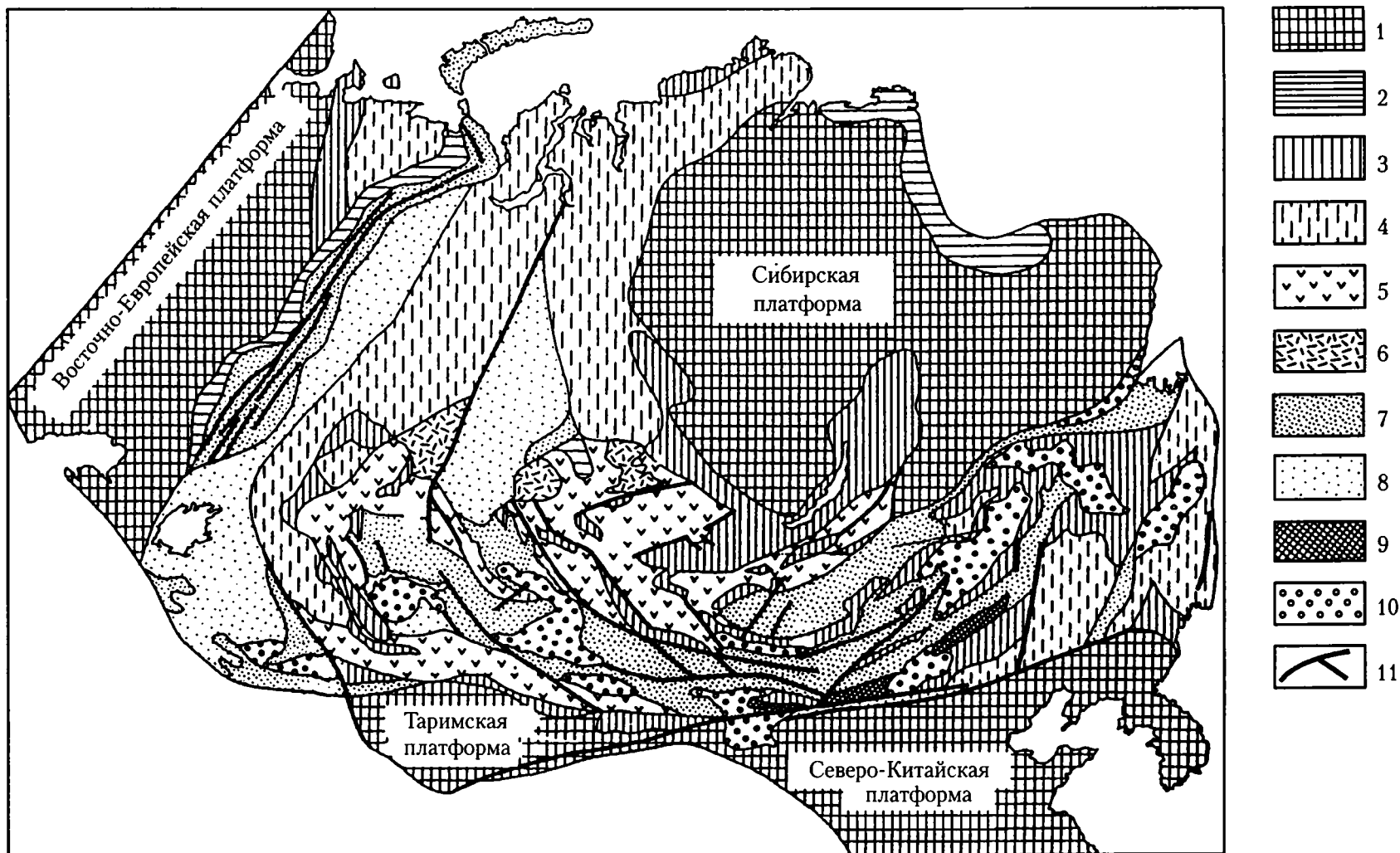
В плане представительности и обширности развития офиолитовых, в том числе палеоспрединовых, комплексов Урало-Монгольский пояс является уникальным. В его пределах нам удалось детально изучить объекты, начиная от Полярного Урала до Гобийского Алтая.

**Полярно-Уральский сегмент.** Он выбран в качестве одного из основных объектов исследования геодинамики палеоспрединга, так как здесь широко представлены крупнейшие из известных в мире офиолиты (рис. 1.4, 1 и 2): Войкаро-Сыньинские (массивы Войкаро-Сыньинский и Рай-Из) и Хадатинские (массивы Сьум-Кеу, Харче-Рузь, Няро-Пэ и “малыкский” комплекс габброидов).

**Южно-Уральский сегмент.** Офиолиты Мугоджар (рис. 1.4, 3), так же, как многие объекты палеоокеанических структур Урала, соответствуют требованиям для всестороннего изучения процесса спрединга. Южноугоджарские офиолиты слабо затронуты процессами пликативных и дизъюктивных дислокаций, выделяются кайнотипностью облика развитых здесь пород. Лучше других в офиолитовом разрезе Южных Мугоджар представлены палеоаналоги базальтового слоя коры океанического типа, в которых наиболее хорошо выражены комплексы типа “дайка в дайке”. Объект обладает еще одним немаловажным достоинством, заключающимся в том, что хорошо представлены зоны переходов между габбровым, дайковым и лавовым “горизонтами”. Это позволяет затрагивать проблему многоэтажного спрединга.

**Южно-Тянь-Шаньский сегмент.** Офиолиты Алайского хребта Южного Тянь-Шаня (рис. 1.4, 4–7) хорошо обнажены, что способствовало проведению детальных исследований. Здесь крайне привлекательны лавовые, дайковые и силловые комплексы, свидетельствующие о повторном спрединге рассеянного типа. В ходе исследований были изучены не только офиолиты южного обрамления Ферганской впадины (Киргизатинские, Ходжагаирские, Сарталинские), но и офиолитовая ассоциация Северо-Восточной Ферганы, характеризующаяся наличием двух взаимно перпендикулярных систем дайкового комплекса.

**Казахстанский сегмент.** Для этого района характерно широкое развитие офиолитов островодужных ассоциаций (рис. 1.4, 8–10). В связи с этим, основной объем исследований пришелся на ордовикские и среднепалеозойские островодужные ассоциации, среди которых наиболее интересными являются ордовикские офиолиты Караулчеку, характеризующиеся наличием мощного комплекса “силл в силле”.



**Рис. 1.3.** Схема тектонического строения Урало-Монгольского складчатого пояса [Муратов, 1974]

1 – древние платформы; 2 – краевые прогибы на древних платформах; 3 – позднерифейские, в том числе и байкальские, складчатые области и основание срединных массивов; 4 – то же, под платформенным чехлом; 5 – каледонские складчатые области; 6 – то же, под платформенным чехлом; 7 – герцинские складчатые области; 8 – то же, под платформенным чехлом; 9 – индосинийские складчатые области; 10 – мезозойско-кайнозойские наложенные впадины; 11 – разломные зоны

**Алтае-Саянский сегмент.** Среди офиолитов Алтае-Саянской области особое внимание было обращено на ассоциации Горного Алтая, Кузнецкого Алатау, Западного Саяна и Тувы, имеющие наиболее полные разрезы (рис. 1.4, 11–17). В офиолитах Тувы, помимо впервые установленных здесь серий типа “дайка в дайке”, наблюдаются реликты вторичных магматических камер. В офиолитах Западного Саяна удалось выявить такие детали строения, как многэтажность формирования горизонта “дайка в дайке”, габбровые брекчии, переход от полосчатого габбро к изотропному.

**Монгольский сегмент.** В его пределах изучены офиолиты венд-кембрийского возраста: Хан-Тайшири, Нарана и Баян-Хонгора (рис. 1.4, 18–20). Их отличительной особенностью являются широко развитые дайковые комплексы. Офиолитам

Хан-Тайшири свойственно развитие субперпендикулярного дайкового комплекса с различной геохимической специализацией двух систем даек (срединно-океанического хребта и примитивных островных дуг). Для офиолитов Баян-Хонгора характерны два типа спрединговых систем: первый соответствует условиям концентрированного спрединга (средино-океанический хребет), второй – рассеянного (задуговой бассейн).

Характерной особенностью офиолитов Южного Гоби (массивы Дзолен и Гурван-Сайхан; рис. 1.4, 21 и 22) является наличие нестандартного разреза, выражающееся в том, что на комплексы меланократового основания налегают конденсированные кремнистые отложения, сменяющиеся, в свою очередь, базальтоидами слоя 2А палеоокеанической коры.



**Рис. 1.4.** Местоположение исследованных офиолитовых ассоциаций

1 – древние платформы; 2 – покровно-складчатые сооружения Урало-Монгольского пояса; 3 – объекты исследований

Цифрами обозначены офиолитовые ассоциации: 1, 2 – Полярного Урала: 1 – Хадатинская, 2 – Войкаро-Сыньинская; 3 – Южного Урала: Южно-Мугоджарская; 4–7 – Южного Тянь-Шаня: 4 – Сарталинская, 5 – Ходжагаирская, 6 – Киргизатинская, 7 – Северо-Восточной Ферганы; 8–10 – Центрального Казахстана: 8 – Базарбайская, 9 – Караул-Чекинская, 10 – Толпакская; 11–17 – Алтае-Саянской области: 11 – Среднетерсинская (Кузнецкий Алатау), 12 – Курайская (Горный Алтай), 13 – Северо-Саянская (Западный Саян), 14 – Шатская (Западная Тува), 15 – Куртушибинская (Западный Саян), 16 – Чон-Саирская (Южная Тува), 17 – Карашатская (Южная Тува); 18–22 – Монголии: 18 – Хан-Тайширская, 19 – Наранская, 20 – Баян-Хонгорская, 21 – Дзоленская, 22 – Гурван-Сайханская

## 1.2. Используемая терминология

При описании таких специфических образований, как “дайка в дайке”, возникла необходимость введения специальных терминов. Их применение призвано облегчить фактическую нагрузку описательной части текста, равно как его восприятие читателем. Кроме того, ряд терминов только завоевывает признание в геологической литературе, поэтому требуется их определение и обоснование.

В процессе *спрединга*, т.е. таком геотектоническом явлении, когда происходит раздвижение блоков (плит) земной коры с одновременным заполнением высвобождающегося пространства магмой, формируются *спрединговые комплексы*. На разных уровнях глубинности они могут быть представлены соответствующими породами или их комплексами (сверху вниз): пиллоу-лавами базальтового состава, дайками и изотропным (магматическим) габбро.

Комплексом “дайка в дайке” принято называть пакет из пластинчатых магматических тел, внедрившихся одно в другое (дайка в дайке), как результат последовательного заполнения магмой пространства, образующегося в результате пульсирующего раскрытия одной и той же трещины или их систем.

Англоязычный термин “*sheeted dikes complex*” часто переводится термином “параллельные дайки”, который, по нашему мнению, не лучшим образом передает принципиальную сущность спрединговых комплексов, так как параллельными могут быть не только вложенные друг в друга, но и изолированные дайковые тела, протягивающиеся на многие десятки километров (например, на Канадском щите). Понятие “*сближенные рои даек*” полнее передает смысл строения комплекса, но его предпочтительнее оставить за действительно сближенными дайками или роями даек, т.е. такой совокупностью вертикальных магматических тел, которые разделены небольшими по ширине вмещающими пространствами.

Специфический механизм образования пакета вложенных даек приводит к формированию не совсем обычных с точки зрения классической геологии магматических тел. Дайка, в традиционном понимании, представляет собой пластинчатое тело интрузивной породы, секущее напластование вмещающих пород [Толковый словарь..., 1977; т. 1, с. 413]. В недеформированных офиолитовых комплексах дайки занимают положение, близкое к вертикальному. Такое тело характеризуется наличием двух эндоконтактов, представленных субпараллельными закальными зонами, ограничивающими дайку с двух сторон. Такие *дайки* можно дополнительно определить как *двузакальные*.

В процессе образования спредингового комплекса дайки, как правило, разрываются на части. В случае, когда дайки рвутся на две части, образуются магматические тела, у которых один контакт будет закальным, или *активным*, а другой – без

закалки, или *пассивным*. Такие тела можно определить терминами эквивалентного пользования: односторонние дайки, дайки с одним активным контактом или *полудайки*. В случае разрыва дайки более чем на две части могут формироваться тела, лишенные обоих эндоконтактов – *пассивные дайки*, т.е. такие дайки, у которых оба контакта пассивные.

В каждой разновидности дайковых тел выделяются *краевые зоны* (или закалки, или эндоконтакты, или закальные зоны) и *центральная часть*. Дайки, у которых центральная и краевые части существенно различаются по составу, носят название *телескопированных*.

В комплексах “дайка в дайке” встречаются остатки междайковых пространств – *скрин*. По составу пород выделяются: 1) *лавовый скрин*; 2) *габбровый скрин*; 3) *дайковый скрин*; 4) *сложный скрин*. Последний, как правило, представлен сочетанием нескольких даек со своими лавовыми или габбровыми скринами.

В комплексах “силл в силле” остатки межсилловых пространств мы предлагаем называть *септами*. По своему составу они разделяются на: 1) *осадочную септу*; 2) *лавовую септу*; 3) *габбровую септу*.

В данном исследовании под дайковой *генерацией* понимается совокупность тел, образовавшаяся в сравнительно непродолжительный отрезок времени в единых геодинамических условиях, объединенных однотипностью не только структурно-морфологических, но вещественных характеристик.

Рассмотренные офиолитовые комплексы имеют венд-палеозойский возраст, породы которых существенно изменены вторичными процессами, хотя нередко имеют кайнотипный облик. Тем не менее, в данной монографии, согласно рекомендациям Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук, используется термин “*диабаз*” [Классификация магматических пород..., 1997].

## 1.3. Методы исследований

Специфичность строения спрединговых комплексов потребовала не только разработки соответствующего терминологического багажа, но и использования дополнительных приемов картирования (документации) изучаемых ассоциаций. Хорошая геологическая основа позволила применить широкий комплексный подход, включая геофизические, петролого-геохимические и термобарогеохимические методы исследований.

**Геолого-структурные приемы исследований.** Они применялись в основном на стадии полевых работ. Среди них наиболее информативными оказались следующие.

1. **Составление латеральных разрезов (фрагментов)** комплекса типа “дайка в дайке”, на которых отражаются следующие характеристики магматических тел: мощность, наличие закалок и их



ориентация, мощность закалочных зон, степень раскристаллизации закальных зон и центральной части, петрографическая характеристика даек. Одновременно измерялась магнитная восприимчивость. Обычно производился сплошной промер магнитной восприимчивости тела дайки. После уточнения в лабораторных условиях осредненные значения магнитной восприимчивости в виде кривой наносились на разрез. Данный прием наиболее эффективно использовался для обнажений с вертикальным эрозионным взрезом.

**2. Детальное глазомерное геологическое картирование обнажений** с субгоризонтальным эрозионным срезом. Обычно такие карты составляются в масштабах 1:50 и 1:100. Главной задачей таких детальных схем является адекватное отражение структурно-морфологического облика, соотношение отдельных магматических тел и петрографических особенностей пород, участвующих в строении документируемого комплекса.

**3. Методика работы "образец в образце"**. При полевых работах проводился постоянный отбор образцов, при этом, как правило, части одного штуфа при камеральной обработке исследовались петропалеомагнитными и петролого-геохимическими методами.

**4. Методика последовательного совмещения разорванных даек**, суть которой состоит в операции условного совмещения разорванных даек. Для этого из разреза последовательно "удаляются" все двузакальные дайки и все полудайки, которые удастся совместить до целой. Такая операция позволяет выделить генерации или, правильнее, пакеты даек одной генерации. Так, например, в Шульдакском разрезе после изъятия всех совмещающихся даек остается пакет полудаек с закалками, направленными в одну сторону. Достоинство приема состоит в возможности получать наглядную, а при желании даже в количественном выражении, картину процесса раздвигания блоков земной коры при спрединге.

Рассмотренные методические приемы позволяли создать прочную документальную основу для тектонического, палеомагнитного, петролого-геохимического, термобарогеохимического анализов закономерностей строения и особенностей состава офиолитовых комплексов, формировавшихся в условиях спрединга земной коры.

**Петролого-геохимические исследования.** Палеоспрединовые комплексы Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса имеют древний возраст и в ходе своей длительной истории в значительной мере были подвержены тектонической и метаморфической переработке. Для того чтобы выявить особенности геодинамических обстановок формирования палеоспрединовых комплексов, необходима как можно более полная информация об их первичных магматических свойствах.

В работе используется набор петролого-геохимических критериев: петрологические (породы-

индикаторы, такие, как бониниты и шошониты); петрохимические (состав пород); геохимия редких и редкоземельных элементов (использование устойчивых к вторичным процессам элементов: Zr, Y, Nb и др.); составы первичных магматогенных минералов; составы расплавных включений в первичных минералах. Особое значение имеют расплавные включения в минералах, сохранившие прямую информацию о древних магматических системах, принимавших участие в палеоспрединовых процессах.

Составы пород из палеоспрединовых комплексов изучены главным образом с помощью рентгено-флуоресцентного анализа, с использованием в отдельных случаях количественного спектрального и химического методов. Содержания редких и редкоземельных элементов определялись в основном атомно-абсорбционным методом, а также использовались рентгено-флуоресцентный и атомно-эмиссионный спектральный методы. Составы порообразующих минералов определялись на рентгеновском микроанализаторе с электронным зондом "Camebax-micro" с использованием эталонов, имеющих международную сертификацию. Возраст офиолитовых палеоспрединовых комплексов определялся методом  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ступенчатого датирования. Анализировались преимущественно мономинеральные фракции. Измерение изотопных отношений аргона проводилось на масс-спектрометре МИ-1201. Большая часть аналитических исследований была проведена в ОИГМ СО РАН (г. Новосибирск), за исключением анализов атомно-эмиссионным спектральным методом, выполненных в СНИИГГиМС (г. Новосибирск).

Методы термобарогеохимии, связанные с исследованиями реликтов минералообразующих сред (расплавные и флюидные включения), законсервированных в минералах, дают возможность судить о физико-химических процессах образования как самих минералов, так и сложных ими пород [Ермаков, Долгов, 1979]. Офиолиты представляют собой трудный объект для изучения методами термобарогеохимии. Сложная история формирования ассоциации наложила свой отпечаток на современный облик пород, для которых обычны сильная тектоническая переработка и метаморфизм с сохранением лишь в немногих случаях реликтов первичных структур и минералов. Поэтому многие, если не большинство, офиолитовые ассоциации оказались "немыми" с точки зрения термобарогеохимии. Все же, в отдельных случаях оказалось возможным с помощью изучения расплавных включений выявить особенности процессов формирования палеоспрединовых офиолитовых комплексов и установить параметры древних магматических систем.

Эксперименты с первичными расплавными включениями, соответствующими по своим характеристикам химическим составам и темпе-

ратурам кристаллизации магматических минералообразующих систем [Бакуменко и др., 1967; Магматогенная кристаллизация..., 1975; Соболев и др., 1976; Хетчиков, 1977; Рябчиков и др., 1981; Соболев А.В., Соболев С.В., 1985; Ваганов, Соколов, 1988; Соболев, 1997], проводились в высокотемпературной термокамере с инертной средой [Соболев, Слуцкий, 1984]. Гомогенизированные при температурах свыше 1100 °С расплавные включения резко охладились и гомогенное содержимое включений закалялось в стекло, которое с помощью специальных приспособлений выводилось на поверхность препарата и анализировалось на рентгеновском микроанализаторе с электронным зондом "Camebax-micro". При высоких температурах опыты с расплавными включениями проводились с учетом рекомендаций других специалистов [Магматогенная кристаллизация..., 1975; Соболев, 1983; Каменецкий и др., 1992; Sobolev, Danyshevsky, 1994] и на основе собственного опыта [Симонов, 1993].

Основная информация о распределении летучих компонентов в породах офиолитовых спрединговых комплексов была получена с помощью метода газовой хроматографии [Осоргин, 1990; Симонов, 1993]. Необходимо отметить, что выделяются два направления в исследовании летучих в минералах. Изучение флюидной фазы в отдельных первичных включениях позволяет определить соотношение газовых компонентов, наиболее близкое к существовавшему при росте минерала в исходной магме. К сожалению, приходится сталкиваться с трудностями – анализ индивидуальных включений можно провести только на отдельные избранные компоненты и, а это главное, сами первичные включения с флюидными фазами в магматических минералах (особенно в офиолитах) чрезвычайно редки. По этим причинам в данном исследовании вынужденно используется только валовый анализ газовой составляющей. Для этой цели наиболее перспективным оказывается применение газовой хроматографии, позволяющей с достаточно высокими чувствительностью, точностью и стабильной воспроизводимостью определять широкий спектр летучих компонентов.

При решении проблем, связанных с извлечением и интерпретацией газовой фазы, определяющим фактором должна быть цель проводимых исследований. В тех случаях, когда необходимо выявить особенности флюидного режима минералообразующей среды при температурах кристаллизации минералов (температуры магм), наиболее естественным является термический метод извлечения газов при высоких температурах, использованный нами в данной работе. При этом мы возвращаем систему летучих как бы в исходное состояние, сдвигая равновесия в реакциях в сторону соединений, более устойчивых при высоких температурах.

**Петро- и палеомагнитные исследования.** При изучении офиолитов, помимо традиционных методов, использован ряд специфических приемов.

При полевых исследованиях, в процессе составления латеральных разрезов (см. выше), производилось сплошное измерение магнитной восприимчивости пород в изучаемых обнажениях. Это помогло выяснить закономерность распределения ферромагнитных минералов в магматических телах. Одновременно проводился отбор штуфов, из которых изготовлялись кубики с ребром 2 см, измерялась их естественная остаточная намагниченность и проводилась температурная чистка (Т-чистка) до 600–670 °С в электрической печи с бифилярной намоткой нагревательной спирали, помещенной в пермаллоевые экраны. На ряде образцов создавалась полная термостаточная намагниченность, которая затем подвергалась Т-чистке в тех же температурных интервалах. Это позволило сравнивать величину и стабильность естественной остаточной намагниченности с созданной при известных параметрах температурной остаточной намагниченностью.

При лабораторных исследованиях термомагнитными методами определялись тип и структура минералов-носителей магнетизма этих пород. Для уточнения магнитной структуры минералов на представительном ряде образцов проводились микрозондовые исследования на рентгеновском микроанализаторе с электронным зондом "Camebax-micro" (ГО "Борок" ОИФЗ РАН; рис. 1.2).

Следует отметить, что палеомагнитные исследования вышеперечисленных объектов были выполнены за период 1980–1999 гг. Естественно, за 20 лет приборная и методическая базы в палеомагнетизме претерпели существенные изменения. В приборном отношении – это, прежде всего, появление в российских лабораториях спин-магнитометров JR-4 (производства ЧССР) с чувствительностью более  $10^{-7}$  А/м, что позволило использовать более широкий круг осадочных и магматических пород, экранированных печей для термомагнитной чистки со степенью компенсации внешнего магнитного поля до 10 нТл. В методическом отношении – это использование векторных диаграмм Зийдервельда [Zijderveld, 1967], разнообразных компьютерных программ как для полного компонентного анализа [Kirschvink, 1980; Kent et al., 1983] с реализацией принципов выделения плоскостей перемагничивания, линейных участков на траектории вектора при магнитной чистке естественной остаточной намагниченности и моделирования наблюдаемых траекторий некоторым количеством заданных компонент [Храмов, 1958; Палеомагнитология, 1982; Halls, 1976, 1978; Hoffman, Day, 1978], так и для проведения тестов складки, конгломератов, обращения [Баженов, Шипунов, 1988; Шипунов, 1993, 1995; Диденко, 1993; Печерский, Диденко, 1995; Pechersky, 1976; Stupavsky, 1985; McFadden, 1990;

McFadden, McElhinny, 1990; Bazhenov, Shipunov, 1991].

Естественно, наши определения начала – середины 80-х годов не могут отвечать всем современным требованиям, но компоненты, которым мы приписываем первичную или близкую ей по времени природу, прошли, как правило, тестирование методами складки, конгломератов, обжига и обращения, что позволяет использовать их в магнитотектонических реконструкциях и геодинамическом анализе регионов.

\* \* \*

Комплексное изучение офиолитов, заключающееся в одновременном применении геологических, петромагнитных, палеомагнитных, петролого-геохимических и термобарогеохимических методов исследований к одним и тем же объектам, позволило получить наиболее обоснованную геодинамическую картину формирования древних спрединговых океанических структур и выяснить процессы развития Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса.

## Глава 2

# Палеоспрединовые комплексы Полярного Урала\*

Рассматриваемый сегмент Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса выбран в качестве одного из основных объектов исследования геодинамики спрединга палеозойских бассейнов, так как здесь широко представлены офиолиты (рис. 1.4), объединенные в два пояса: Войкаро-Сыньинский (массивы Войкаро-Сыньинский и Рай-Из) и Хадатинский (массивы Сыум-Кеу, Харче-Рузь, Няро-Пэ и "малыкский" комплекс габброидов).

В пределах Полярно-Уральского сегмента с офиолитами пространственно совмещены следующие структурно-формационные зоны (с запада на восток, рис. 2.1): Елецкая, Лемвинская, Манитаньрд-Пайпудынская, Няровейская, Наунтинская, Тагильская, Войкаро-Щучьинская [Руженцев, 1998]. Формационный комплекс первой из них является автохтонным, остальные – аллохтонными. Следует отметить, что всем комплексам присуща устойчивость фациального состава по простиранию, поэтому для их характеристики использованы наиболее полные и представительные разрезы.

**Елецкая зона.** Палеозойские отложения выполняют здесь осадочный чехол северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы, перекрывающий байкальский фундамент. Они подробно охарактеризованы в работах К.Г. Войновского-Кригера [1945, 1966, 1967], Ю.Б. Евдокимова [1961], К.А. Львова [1957], В.В. Маркина [1960], А.С. Перфильева [1979], В.Н. Пучкова [1975, 1979], М.Е. Раабен [1959], С.Н. Иванова, В.Н. Пучкова, К.С. Иванова [1986], С.Н. Иванова, А.И. Русина [2000] и других исследователей. Шельфовые образования Восточно-Европейской платформы, развитые в Елецкой зоне, представлены мелководными терригенно-карбонатными отложениями ( $O_1-C$ ), состоящими из двух крупных серий, разделенных несогласием [Войновский-Кригер, 1945; Першина и др., 1971; Елисеев, 1973, 1978; Антошкина, 1988, 1999; Антошкина и др., 1989; Шишкин, 1987, 1989, 1999; Дембовский, 1981, 1985; Беляков и др., 1992; Дембовский и др., 1990; Анцыгин, 1994; Наседкина и др., 1994; Шурыгина, 1994].

В основании нижней, трансгрессивной, серии распространена кварцево-терригенная формация ( $E_3-O_1$ ). Она сложена перемежающимися конгломератами, гравелитами, песчаниками мономиктового состава с косой слоистостью. Анализ строения этой толщи показывает, что привнос обломочного материала происходил с северо-запада и запада – со стороны платформы [Евдокимов, 1961; Ключина, 1985]. Выше наблюдается постепенный переход к тонкообломочным осадкам (алевролиты, аргиллиты), которые, в свою очередь, сменяются мощной известняково-доломитовой толщей. Восточная граница последней маркируется полосой рифовых и обломочных известняков.

Верхняя серия начинается с терригенных отложений кварц-полевошпатового состава псаммитовой и алевроитовой размерностей ( $D_2-C_3$ ). В западном направлении среднедевонская терригенная толща замещается морскими глинистыми и песчанистыми известняками [Еномян, 1971].

**Лемвинская зона.** Детально описана в работах К.Г. Войновского-Кригера [1945, 1966, 1967], В.Н. Гессе [1962], Б.А. Голдина [Голдин, Пучков, 1974; Голдин и др., 1999], К.П. Евсеева [1960; Евсеев и др., 1965], А.И. Елисеева [1973, 1978], В.С. Еномяна [1971], А.С. Перфильева [1979], В.Н. Пучкова [1975], А.А. Савельева и С.Г. Самыгина [1979], Т.Н. Корень [1972], Б.Я. Дембовского [1981], М.А. Шишкина [1987, 1989, 1999], В.А. Салдина [1993, 1996]. Наиболее полное строение зоны предложено в монографии В.Н. Пучкова [1979], где он рассматривает ее как континентальный склон, в пределах которого со среднего ордовика накапливались батинальные осадки. Сходная точка зрения отражена в работе А.А. Савельева и С.Г. Самыгина [1979]. В последние годы серьезные дополнения в характеристику строения Лемвинской зоны внесены структурно-биостратиграфическими работами С.В. Руженцева и В.А. Аристовой [1996, 1998, 2000]. По их мнению, Лемвинская зона представляет собой сложно построенный прогиб, сформировавшийся на раздробленном протоуральском основании.

**Манитаньрд-Пайпудынская зона.** Это микроконтинент байкальского, возможно, кадомского или салаирского возраста [Цимбалюк, 1972 а,б; Стратиграфические схемы..., 1993; Душин, 1997;

\* Глава написана при участии Н.В. Лубниной, Ю.В. Тикуннова, С.И. Ступакова.

Диденко и др., 2001]. В его пределах протоуральский фундамент перекрыт чехлом терригенно-карбонатных неритовых отложений ( $O_3-D_2$ ). Начиная с франского времени, характер разреза меняется: здесь формируются глубоководные карбонатно-кремнистые отложения ( $D_3f$ ), сменя-

ющиеся также глубоководными кремнистыми образованиями ( $D_3f-C$ ). Они маркируют склоновую часть микроконтинента, испытавшего в это время погружение. Отложения чехла завершаются накоплением мощной толщи олигомиктовых песчаников (орангская свита  $D_3-C$ ).

**Няровейская зона.** Состоит из в различной степени метаморфизованных пород, включая глаукофановые сланцы по разнообразным вулканитам, туфотерригенным и кремнисто-терригенным породам (харбейская, няровейская, хараматолоуская серии и пальникшорский комплекс). Их возраст считается позднекембрийским, хотя не исключено, что они включают и более молодые образования [Руженцев, 1998]. В ряде мест (Харбейский массив, бассейн р. Хараматалоу) устанавливается, что метаморфические породы тектонически перекрывают серпентинитовый меланж. Они рассматриваются как эксгумированный в позднем палеозое субдукционный комплекс [Путеводитель, 1997].

**Наунтинская зона.** Сложена породами офиолитовой серии, в том числе – меланжированным ультрабазит-габбровым комплексом, недифференцированными базальтами и кремнями ( $D_3-C_1$ ) [Аристов, Руженцев, 2000].

**Тагильская зона.** Представлена пироксенитами, троктолитами, габбро, габбро-норитами Хардьюсского и Мокросыннинского массивов, являющимися наиболее северными выходами пород Платиноносного пояса Урала. Зона приурочена к границе Лемвинской зоны и Войкаро-Сыннинских офиолитов.

**Щучинская и Войкарская зоны.** Эти зоны представлены Войкаро-Сыннинскими и Хадатинскими офиолитами Полярного Урала, слагающими крупные аллохтоны, которые залегают на различных элементах перечисленных выше зон. Офиолитовые ассоциации характеризуются полным набором комплексов – дунит-гарцбургитовый, полосчатый, габбровый, диабазовый и тоналит-плаггиогранитный, эффузивно-осадочный.

Изучением геологических, тектонических и петрологических аспектов строения этих зон занималось большое количество исследователей: А.Н. Алешков [1929], А.К. Афанасьев [1990], Л.Н. Беляков [Беляков и др., 1984, 1992], В.В. Бочкарев [2000], М.И. Буякайте [Буякайте и др., 1983], С.Н. Гаврилова [1977], В.Н. Гессе [1962; Гессе и др., 1972, 1976, 1986], Б.Я. Дембовский [1981, 1985; Дембовский и др., 1979, 1990], Е.А. Денисова [1982], Н.Л. Добрецов [1964, 1974, 1980; Петрология и метаморфизм..., 1977], В.А. Душин [1997], А.А. Ефимов [1977, 1984], В.И. Ленных [Ленных и др., 1976], Ю.Е. Молдаванцев [1960], С.В. Москалева [1974], В.Ф. Морковкина [1967], А.С. Перфильев [1979], А.С. Перфильев, С.В. Руженцев [1973], В.Н. Пучков [1975, 1979, 1996 а,б, 2000], С.В. Руженцев [1998; Руженцев и др., 1996, 1997, 1998, 1999], А.А. Савельев [1997; Савельев, Савельева, 1977, 1980, 1985; Савельев и др., 2000], Г.Н.

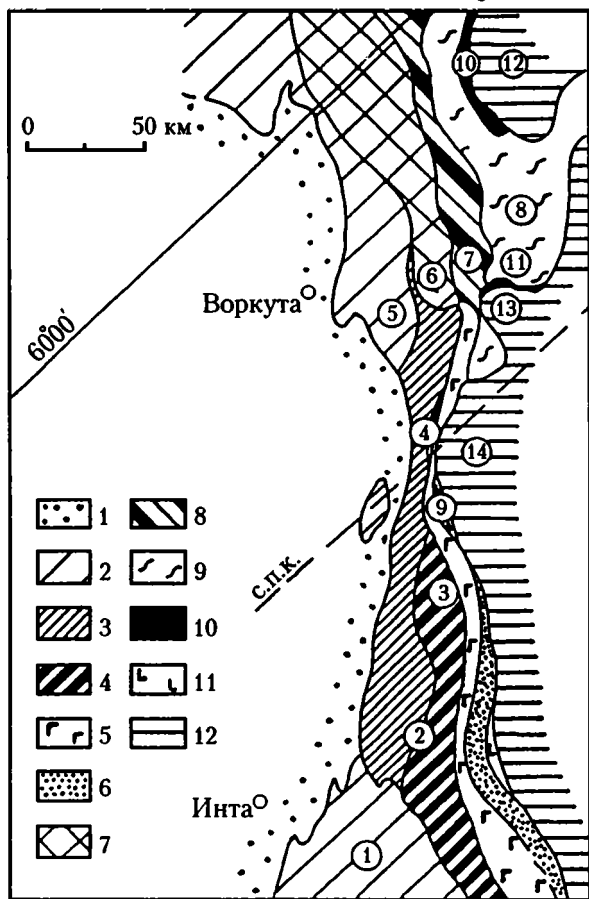


Рис. 2.1. Схема тектонической зональности Полярного Урала (по С.В. Руженцеву [1998])

1 – Предуральский краевой прогиб; 2 – Елецкая зона; 3–6 – подзоны Лемвинской зоны: 3 – Западно-Лемвинская, 4 – Центрально-Лемвинская, 5 – Грубешорская, 6 – Восточно-Лемвинская; 7, 8 – подзоны Манитаньрд-Пайпудынской зоны: 7 – Манитаньрдская, 8 – Толога-Пайпудынская; 9 – Няровейская зона (метаморфические образования Няровейского, Харбейского и Хараматолоуского комплексов); 10 – Наунтинская зона; 11 – Тагильская зона; 12 – Центральная сутурная зона.

Цифрами на схеме обозначены: 1 – Кожимское поднятие; 2–4 – Лемвинская зона: 2 – бассейн верховьев р. Лемва, 3 – бассейн верховьев рек Западная и Восточная Кокпела, Западный и Восточный Погурей, 4 – бассейн рек Грубею, Грубешор, Средняя Лагорта; 5, 6 – антиформы: 5 – Енганопейская, 6 – Манитаньрдская; 7 – бассейн р. Большая Пайпудына; 8 – Харбейский массив; 9 – Хардьюсский массив; 10 – хребет Наунтин-Пэ; 11 – бассейн р. Ньрдвоменшор; 12 – Щучинская синформа; 13 – массив Рай-Из; 14 – Войкарский массив

Савельева [1987], С.Г. Самыгин [2000; Самыгин, Лейтес, 1987], Н.П. Херасков [1967], М.А. Шишкин [1987, 1989, 1999], С.А. Щербаков [1981], В.В. Юдин [1993, 1994], Р.Г. Язева [1978, 1979; Язева, Бочкарев, 1984, 1995].

Имеющиеся данные убедительно показывают, что Полярно-Уральский сегмент Урала возник в результате развития палеоокеанического бассейна. В то же время, несмотря на многочисленные публикации, посвященные Уральскому палеоокеану, многие вопросы палеоспрединга остаются недостаточно рассмотренными. Кроме того, следует отметить, что исследования с использованием палеомагнитных методов на Полярном Урале до последнего времени практически не велись, за исключением ряда определений Н.Ф. Данукалова и А.Н. Храмова для Лемвинской и Елецкой зон [Палеомагнитные направления..., 1984].

Значительная часть данных по изучению структурно-формационных зон Полярного Урала изложена в коллективной монографии А.Н. Диденко, С.А. Куренкова, С.В. Руженцева, В.А. Симонова, Н.В. Лубниной, Н.Б. Кузнецова, В.А. Аристова, Д.В. Борисенка "Тектоническая история Полярного Урала" [2001]. Результаты исследований палеоспрединговых комплексов Полярного сегмента Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса, основанные на материалах, собранных авторами данной монографии во время полевых работ 1995–1999 гг., подробно изложены ниже.

## 2.1. Хадатинские офиолиты

### 2.1.1. Геологическая характеристика

Хадатинские офиолиты (массив Сьум-Кей) располагаются в северной части Полярно-Уральского сегмента (рис. 2.1). В их составе выделяется несколько комплексов ультраосновных и основных пород, сменяющих друг друга в направлении с запада на восток: зерцолит-гарцбургитовый, дунит-гарцбургитовый, полосчатый дунит-верлит-пироксенитовый, "малыкский" габброидный.

Возраст Хадатинских офиолитов, по данным предыдущих исследователей, определяется как  $O_3-S_2$  [Костюхин, Ремизов, 1995] и 468–1035 млн лет [Петрология и метаморфизм..., 1977].

Офиолитовый аллохтон выполняет ядро крупной синформной складки Щучьинского синклинория. Офиолиты и перекрывающие их вулканогенно-осадочные и осадочные отложения силур-девона полого погружаются к востоку, где скрываются под чехлом молодых отложений Западно-Сибирской низменности.

Рассматриваемые офиолиты состоят из двух тектонических пластин. Нижняя, выделяемая как Наунтинский покров, наиболее полно вскрыта в районе горы Наунтин-Пэ, где снизу вверх обнажаются следующие тектонические чешуи [Руженцев, 1998]: серпентинизированные гарцбургиты,

образующие пластину мощностью до 3 км; серпентинитовый меланж, состоящий из блоков гарцбургитов, габбро, диабазов; базальты, туфосланцы, кремни, глинисто-кремнистые (графитистые) сланцы с редкими линзами известняков, в которых обнаружены фрагменты конодонтов верхнего девона – нижнего карбона [Аристов, Руженцев, 1998]; интенсивно рассланцованные диабазы и спилиты.

Перечисленные чешуи слагают северо-западные и западные борта Щучьинской синформы. Местами они тектонически срезаются верхним Щучьинским аллохтоном, в основании которого залегают офиолиты. Они представлены ультрабазитовыми тектонитами (дунит-гарцбургитовый комплекс), которые структурно перекрыты габбровым ("малыкским") комплексом. Последний, в свою очередь, связан с диабазами комплекса параллельных даек и осадочно-вулканогенными образованиями.

Породы габбрового комплекса составляют 60–65 % всех магматических образований Щучьинского сектора. А.К. Афанасьев выделил две фазы формирования габброидов с достаточно условными пространственной и временной границами [1990]. Наиболее полные разрезы габбрового комплекса представлены в центральной части Щучьинского аллохтона. Здесь габброиды I фазы слагают подавляющую часть поля габброидов к востоку от ультрабазитов.

Образования I фазы представлены габбро-норитами и продуктами их преобразования. Состав и структурно-текстурные особенности габбро-норитов меняются с запада на восток: уменьшается основность плагиоклаза с одновременным увеличением железистости пироксена. В западной части габбро-нориты имеют среднезернистые габбровые структуры, в то время как в восточной части появляются их мелко-среднезернистые разновидности.

Габброиды II фазы сложены мелкозернистыми лейкократовыми, иногда кварцсодержащими габбро-норитами. Пространственно они тяготеют к комплексу параллельных даек и вулканитам спилит-диабазовой формации. Габбро II фазы слагают линзовидные и жилородные тела среди габброидов I фазы. В целом, породы II фазы характеризуются массивными однородными текстурами. В крупных телах габброидов этой фазы намечается изменение состава от габбро-норитов до габбро-диоритов.

Наиболее полно комплекс параллельных даек представлен в южном блоке Щучьинского аллохтона. Здесь диабазовые дайки залегают среди габброидов. Мощность даек варьирует от первых сантиметров до 2 м. Дайки обычно сгруппированы в пакеты от 2–3 до нескольких десятков тел, суммарной мощностью до 20 м. Залегание даек преимущественно субпараллельное, но есть участки с крутым падением как к западу, так и к востоку. Простираение дайковых тел северо-северо-восточное. В отдельных пакетах встречаются дайки с од-

носторонней закалкой, мощностью в первые сантиметры. По составу и структуре они отвечают диабазам, диабазовым микропорфиритам, преимущественно плагиоклазовым.

В составе верхней пластины офиолитового комплекса выделяют две толщи. Нижняя, включающая большую часть разреза, представлена вулканидами основного состава (диабазы, клинопироксеновые микропорфириты), часто расщепленными, с редкими маломощными линзами кремнистых, углисто-кремнистых сланцев, нередко с туфогенным материалом; верхняя толща представлена чередованием кремнисто-глинистых, углисто-кремнистых сланцев, туфосланцев, зеленых аповулканогенных сланцев. В обеих толщах в пограничных частях разреза встречаются мелкие линзы известняков с криноидным детритом.

Принятый возраст ( $O_3-S_1$ ) осадочно-вулкано-генных образований обосновывается их залеганием под уверенно датированными лудловскими отложениями Щучинского сектора [Воронов, Коркин, 1980], находками криноидного детрита в пограничных слоях нижней и верхней толщ, отчасти данными о возрасте метавулкани-тов [Старков, 1985].

Во время полевых работ был собран представительный материал по всем основным комплексам пород, входящим в состав Хадатинских офиолитов. Особое внимание было уделено спрединговым сериям, расположенным в основном в поле развития "малыкского" комплекса габброидов. Диабазовые дайки были детально изучены на хребте Харампе, около р. Халятальбей и в районе горы Сиерага. В большинстве своем исследованные нами спрединговые комплексы в этих районах представляют собой серии параллельных диабазовых даек, мощностью от первых сантиметров до первых метров, расположенных в матрице габброидов.

### 2.1.2. Петролого-геохимические особенности магматических пород

Коллекции пород из габбро-гипербазитовых комплексов и палеоспрединговых дайковых серий Хадатинских офиолитов были изучены с помощью изотопно-геохимических и петролого-минералогических исследований.

Возраст офиолитов определялся Ag-Ag изотопным методом. Анализировались преимущественно мономинеральные фракции. Для получения возрастного спектра образцов применялся ступенчатый нагрев до полного плавления проб (рис. 2.2). Были получены следующие данные о возрасте [Симонов и др., 1998]. Амфиболовое габбро из расщепленного комплекса массива Сьум-Кеу (первичная роговая обманка) –  $419 \pm 33$  млн лет; габбро массива Харче-Рузь (свежий плагиоклаз) –  $491 \pm 27$  млн лет; диабаз из спрединговых дайковых серий, отобранный в районе р. Халятальбей, в области развития "малыкс-

кого" комплекса габброидов (слабоизмененная порода в целом: свежий плагиоклаз + свежий клинопироксен + амфибол по пироксену) –  $423 \pm 24$  млн лет. Известно, что примеси вторичного амфибола могут занижать возраст (рис. 2.2). Можно полагать, что магматические комплексы Хадатинских офиолитов образовывались в дос-

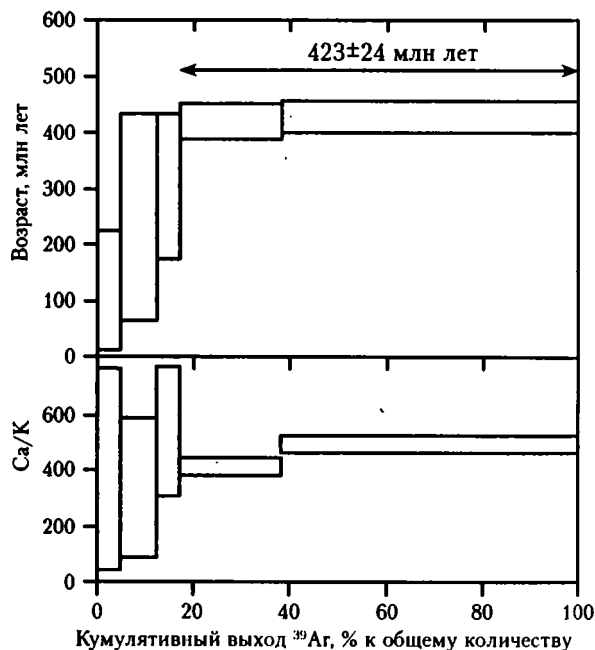


Рис. 2.2. Возрастной спектр по результатам изотопного Ag-Ag анализа диабазов из дайкового комплекса Хадатинских офиолитов (обр. с-15н-96)

точно близком интервале в ордовике-силуре и дайковые серии проникали в габброиды без существенного разрыва во времени.

Дайки из палеоспрединговых комплексов Хадатинских офиолитов сложены преимущественно диабазами и габбро-диабазами. Эти породы сравнительно слабо изменены и содержат, несмотря на палеозойский возраст, свежие плагиоклазы и клинопироксены.

Химические составы пород палеоспрединговых серий Хадатинских офиолитов приведены в табл. 2.1 и 2.2.

Петрохимический анализ показывает их близость к океаническим и островодужным образованиям (рис. 2.3). Данные по устойчивым к вторичным процессам редким элементам (Y, Zr) свидетельствуют, что Хадатинские офиолиты формировались скорее всего в условиях примитивных энсиматических островных дуг типа Марианской, Тонга, Идзу-Бонинской (рис. 2.4). Об этом же убедительно свидетельствуют данные по первичным минералам – составы проанализированных клинопироксенов из пород палеоспрединговых серий Хадатинских офиолитов имеют бонинитовые характеристики (табл. 2.3; рис. 2.5–2.7).

Таблица 2.1. Химический состав пород палеоспрединовых комплексов Полярного Урала, мас. %

№ п/п	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Хадатинские офиолиты													
1	с-4а-96	44.86	1.082	19.36	12.97	0.256	5.25	10.36	4.39	0.17	0.211	1.64	100.55
2	с-4б-96	44.34	1.04	19.28	12.98	0.267	5.85	10.66	3.96	0.19	0.195	1.62	100.38
3	с-15к-96	47.8	0.792	15.05	9.81	0.173	10.34	10.99	4.34	0.16	0.089	0.74	100.28
4	с-15л-96	49.12	0.795	15.15	9.1	0.166	10.17	11.04	3.62	0.16	0.084	0.84	100.25
5	с-15м-96	48.25	0.776	14.94	9.73	0.17	10.61	9.8	3.19	0.88	0.077	1.84	100.26
6	с-15н-96	48.43	0.291	17.23	7.76	0.152	10.22	13.79	1.5	0	0.03	0.6	100.00
7	с-466-97	47.04	0.779	13.36	9.76	0.2	13.55	10.49	2.17	0.33	0.208	2.36	100.25
8	с-46г-97	46.46	0.737	12.43	9.53	0.181	15.3	9.7	2.16	0.19	0.197	3.12	100.01
9	с-46д-97	46.79	0.84	12.98	10.2	0.178	13.83	10.49	1.92	0.33	0.199	2.36	100.12
10	с-46е-97	45.34	0.661	11.64	9.63	0.189	17.32	9.22	1.91	0.19	0.167	3.7	99.97
11	с-47б-97	49.87	0.82	13.48	9.58	0.179	10.67	7.81	2.4	1.24	0.246	3.8	100.10
12	с-47в-97	52.2	0.672	15.24	8.26	0.165	9.56	6.75	3.05	0.94	0.108	3.14	100.09
Войкаро-Сыньинские офиолиты													
13	с-4-95	48.41	0.232	11.49	10.45	0.199	14.87	9.5	1.85	0.09	0.03	2.78	99.90
14	с-5-95	50.86	0.377	6.21	6.89	0.155	15.36	18.17	0.54	0.05	0.03	1.3	99.94
15	с-6-95	50.28	0.69	6.77	10.31	0.21	13.68	15.96	0.85	0.05	0.03	1.2	100.03
16	с-7-95	52.01	0.429	6.03	7.8	0.177	15.33	15.53	0.92	0.05	0.03	1.58	99.89
17	с-8-95	51.32	0.544	4.79	8.65	0.189	16.18	16.7	0.54	0.05	0.03	1.24	100.23
18	с-8а-95	51.24	0.504	7.05	7.85	0.176	14.17	16.9	0.92	0.05	0.03	1.08	99.97
19	с-16-95	49.52	1.887	15.41	14.4	0.212	5.16	10.41	1.02	0.05	0.157	1.86	100.09
20	с-18-95	45.56	1.47	16.48	14.61	0.25	6.57	10.87	1.44	0.05	0.083	2.9	100.28
21	с-21-95	50.34	1.491	15.73	11.7	0.212	6.12	9.13	3.82	0.15	0.11	1.48	100.28
22	с-22-95	50.42	1.261	15.85	10.95	0.205	6.95	9.77	3.17	0.11	0.079	1.46	100.23
23	с-24-95	51.14	1.102	16.24	10.14	0.169	6.24	9.26	4.4	0.18	0.082	1.18	100.13
24	с-26-95	49.95	1.005	15.06	10.86	0.234	7.78	11.27	2.44	0.11	0.042	1.44	100.19
25	с-28-95	50.16	0.668	15.61	9.54	0.18	8.75	12.17	2.08	0.09	0.036	1.12	100.40
26	с-30-95	51.62	0.644	14.68	9.05	0.159	8.78	10.72	2.67	0.08	0.033	1.42	99.86
27	с-40-95	50.05	0.662	16.02	8.61	0.16	9.28	12.32	1.95	0.1	0.044	1	100.20
28	с-41-95	50.24	0.687	15.84	8.8	0.154	8.91	12.21	2.23	0.1	0.042	0.8	100.01
29	с-42-95	50.57	0.866	16.68	8.86	0.161	8.18	11.27	2.31	0.1	0.068	1.04	100.11
30	с-43-95	50.07	0.672	15.61	9	0.162	8.97	12.37	2.11	0.1	0.033	0.98	100.08
31	с-51-95	48.91	0.778	16.01	9.41	0.182	9.06	13.17	1.75	0.09	0.048	0.98	100.39
32	с-53-95	53.33	0.827	15.71	9.82	0.168	6.78	9.09	3.69	0.16	0.043	0.64	100.26
33	с-56-95	52.12	0.868	16.29	9.58	0.177	7.03	9.62	3.29	0.19	0.058	1	100.22
34	с-57-95	51.79	0.913	15.86	9.49	0.166	7.69	9.97	3.1	0.15	0.048	1	100.18
35	с-63-95	50.7	1.225	16.16	10.62	0.204	6.58	9.3	3.85	0.24	0.087	1.2	100.17
36	с-65-95	50.47	1.012	16.15	9.63	0.155	7.86	10.3	2.69	0.22	0.058	1.48	100.03
37	с-66-95	50.92	0.726	16.23	8.74	0.152	8.31	11.41	2.2	0.16	0.041	1.04	99.93
38	с-54-95	52.74	0.513	19.25	9.2	0.272	3.58	9.42	3.81	0.21	0.319	0.78	100.09
39	с-58-95	50.43	0.611	15.85	9.95	0.15	8.58	11.04	2.48	0.09	0.032	1.24	100.45
40	с-59-95	50.01	0.488	16.19	8.58	0.153	8.84	12.91	1.66	0.07	0.03	1.24	100.17
41	с-23-95	50.38	1.037	15.5	10.1	0.175	7.89	10.67	2.8	0.1	0.066	1.74	100.46
42	с-32-95	49.56	0.553	15.85	8.38	0.158	10.07	11.98	1.95	0.1	0.03	1.46	100.09
43	с-44-95	49.77	0.454	17.35	7.07	0.128	9.45	13.81	1.35	0.07	0.03	0.58	100.06
44	с-47-95	50.25	0.911	15.62	9.86	0.203	8.75	11.03	2.63	0.1	0.052	0.78	100.19
45	с-48-95	49.03	0.613	16.99	8.37	0.168	9.65	12.17	1.63	0.08	0.037	1.56	100.30



Таблица 2.1. (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
46	с-60-95	50.43	1	15.84	10.46	0.2	7.32	10.52	2.74	0.18	0.056	1.22	99.97
47	с-61-91	57.03	0.805	17.11	8.93	0.147	2.77	5.86	4.89	0.4	0.631	1.78	100.35
48	с-62-95	56.17	0.787	17.37	8.59	0.168	2.67	5.68	3.92	2.51	0.617	1.84	100.32
49	с-64-95	49.85	0.76	15.55	8.58	0.167	10.23	11.56	1.58	0.24	0.038	1.52	100.08

Примечание. 1–12 – диабазовые дайки (1, 2 – массив Харампе; 3–6 – массив Харче-Рузь; 7–10 – восточные отроги хребта Сyum-Кeу, район р. Хaлятальбей; 11, 12 – гора Сieraга); 13–20 – пироксеновые порфириты (13, 14 – дайки; 15–18 – “вторичные камеры”) и диабазы “вторичных камер” (19, 20) района р. Правая Пайера; 21–49 – породы дайкового комплекса типа “дайка в дайке” района р. Лагорта-Ю (21–37 – диабазы и габбро-диабазы; 38–40 – более поздние диабазовые и габбро-диабазовые дайки, секущие под углом основную дайковую серию; 41–45 – диабазовые порфириты; 46–49 – плагиоклазовые порфириты). Состав определен атомно-абсорбционным и количественным спектральным методами анализа (ОИГТМ СО РАН, г. Новосибирск).

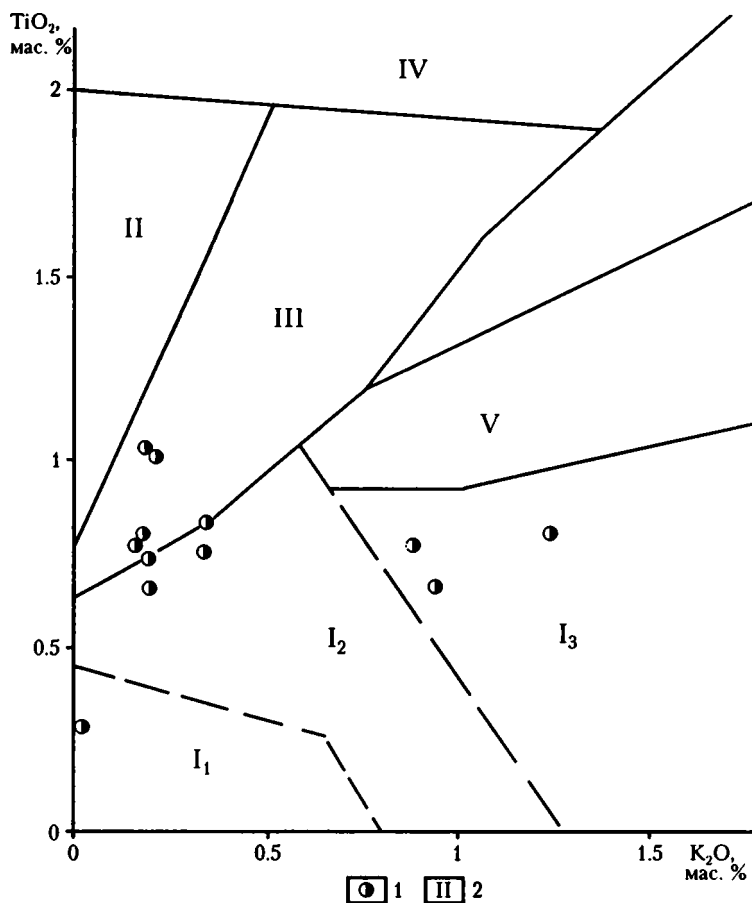


Рис. 2.3. Диаграмма TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O для составов пород из дайковых комплексов Хадатинских офиолитов

1 – породы из дайковых комплексов Хадатинских офиолитов (преимущественно диабазы и габбро-диабазы); 2 – поля составов пород, построены с использованием данных: [Миронов, 1990]: I – островодужные ассоциации (I<sub>1</sub> – бониниты, I<sub>2</sub> – толелиты, I<sub>3</sub> – известково-щелочные серии), II – срединно-океанические (NMORB), III – обогащенные срединно-океанические (EMORB) и задуговых бассейнов (BABV), IV – океанические внутриплитные острова, V – известково-щелочные островодужные и обогащенные задуговых бассейнов (ABABV)

**Таблица 2.2.** Содержание редких элементов в породах палеоспрединовых комплексов офиолитов Полярного Урала, г/т

№ п/п	№ обр.	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ni	V	Cr
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<b>Хадатинские офиолиты</b>									
1	с-4а-96	4.00	539.0	18.3	32.0	2.90	–	–	–
2	с-4б-96	Не обн.	509.0	16.2	32.0	3.60	–	–	–
3	с-15к-96	5.60	149.0	17.1	76.0	5.80	–	–	–
4	с-15л-96	6.10	187.0	20.2	81.0	6.80	–	–	–
5	с-15м-96	61.00	243.0	17.0	73.0	6.30	–	–	–
6	с-15н-96	3.90	107.0	9.0	8.9	4.70	–	–	–
7	с-466-97	1.10	374.0	11.0	60.5	1.22	–	–	–
8	с-46г-97	0.13	338.0	12.1	54.0	0.31	–	–	–
9	с-46д-97	0.91	400.0	12.9	60.6	3.40	–	–	–
10	с-46е-97	0.20	308.0	13.5	67.8	1.73	–	–	–
11	с-47б-97	39.20	415.0	16.1	91.0	2.78	–	–	–
12	с-47в-97	22.50	368.0	15.7	84.9	4.90	–	–	–
<b>Войкаро-Сыньинские офиолиты</b>									
13	с-4-95	–	113.0	7.6	9.7	–	234	235	1044
14	с-5-95	–	45.7	10.3	10.1	–	156	180	1720
15	с-6-95	–	60.0	15.3	17.2	0.50	117	277	941
16	с-7-95	–	53.0	11.1	18.8	0.15	140	277	1191
17	с-8-95	–	38.5	15.0	18.8	0.42	171	235	1308
18	с-8а-95	–	81.2	13.7	18.3	0.13	132	235	1220
19	с-16-95	–	184.0	26.6	34.0	–	–	–	–
20	с-18-95	–	115.0	19.8	16.7	–	–	–	–
21	с-21-95	–	187.0	33.0	77.8	1.39	65	291	115
22	с-22-95	–	161.0	22.7	48.5	–	77	277	192
23	с-24-95	–	177.0	28.3	67.0	2.19	57	208	92
24	с-26-95	–	150.0	22.5	42.9	–	99	221	98
25	с-28-95	–	103.0	11.2	18.2	0.42	83	249	227
26	с-30-95	–	–	–	–	–	80	138	295
27	с-40-95	–	93.0	5.5	19.3	–	–	–	–
28	с-41-95	–	95.0	19.4	21.0	8.85	–	–	–
29	с-43-95	–	126.0	18.0	27.2	–	–	–	–
30	с-51-95	–	140.0	14.6	33.6	–	100	284	359
31	с-53-95	–	–	–	–	–	55	318	92
32	с-56-95	–	166.0	24.4	56.9	–	74	138	127
33	с-57-95	–	182.0	20.6	55.0	–	83	235	165
34	с-63-95	2.70	146.0	21.1	34.6	0.63	–	–	–
35	с-65-95	1.83	176.0	27.4	48.0	0.68	–	–	–
36	с-66-95	0.83	153.0	19.4	38.5	0.21	–	–	–
37	с-54-95	–	875.0	18.9	47.5	–	31	180	109
38	с-58-95	–	166.0	15.9	28.2	0.22	80	277	27
39	с-59-95	–	170.0	12.4	22.8	–	60	166	162
40	с-23-95	–	148.0	18.2	42.0	0.46	119	235	248
41	с-32-95	–	124.0	16.0	30.0	1.20	151	180	529
42	с-44-95	–	112.0	11.3	21.2	–	–	–	–
43	с-60-95	0.43	145.0	25.3	50.2	1.04	–	–	–
44	с-61-95	0.54	579.0	21.8	181.4	–	–	–	–

Таблица 2.2. (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
45	c-62-95	17.20	699.0	24.1	183.0	1.65	-	-	-
46	c-64-95	0.87	202.0	31.6	70.8	0.70	-	-	-

Примечание. 1–12 – диабазовые дайки (1, 2 – массив Харампе; 3–6 – массив Харче-Рузь; 7–10 – восточные отроги хребта Сьум-Кеу, район р. Халятальбей; 11, 12 – гора Сиерага); 13–20 – пироксеновые порфириты (13, 14 – дайки; 15–18 – “вторичные камеры”) и диабазы “вторичных камер” (19, 20) района р. Правая Пайера; 21–46 – породы дайкового комплекса типа “дайка в дайке” района р. Лагорта-Ю (21–36 – диабазы и габбро-диабазы; 37–39 – более поздние диабазовые и габбро-диабазовые дайки, секущие под углом основную дайковую серию; 40–42 – диабазовые порфириты; 43–46 – плагиоклазовые порфириты). Содержание определено рентгено-флуоресцентным и атомно-абсорбционным методами анализа (ОИГТМ СО РАН, г. Новосибирск).

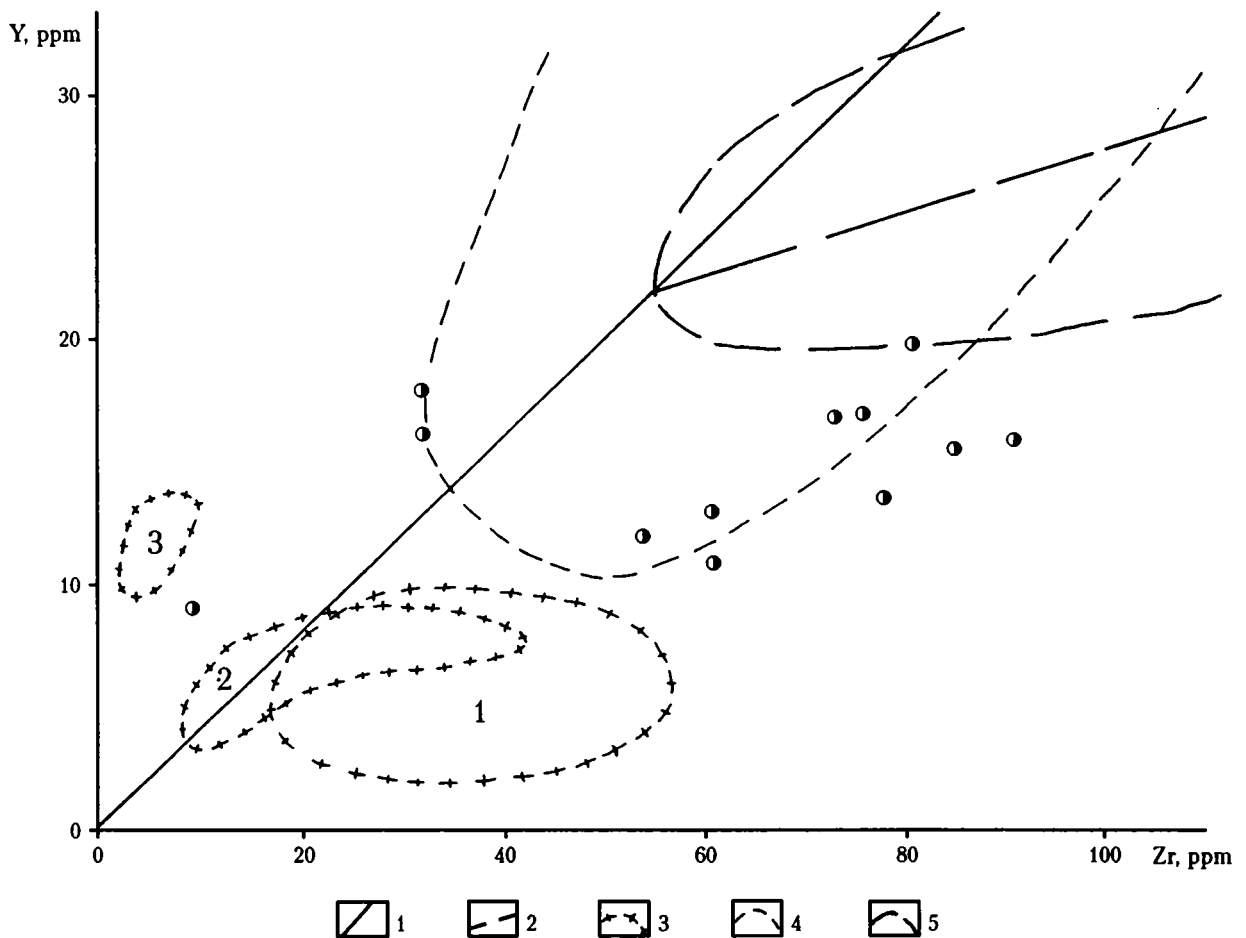
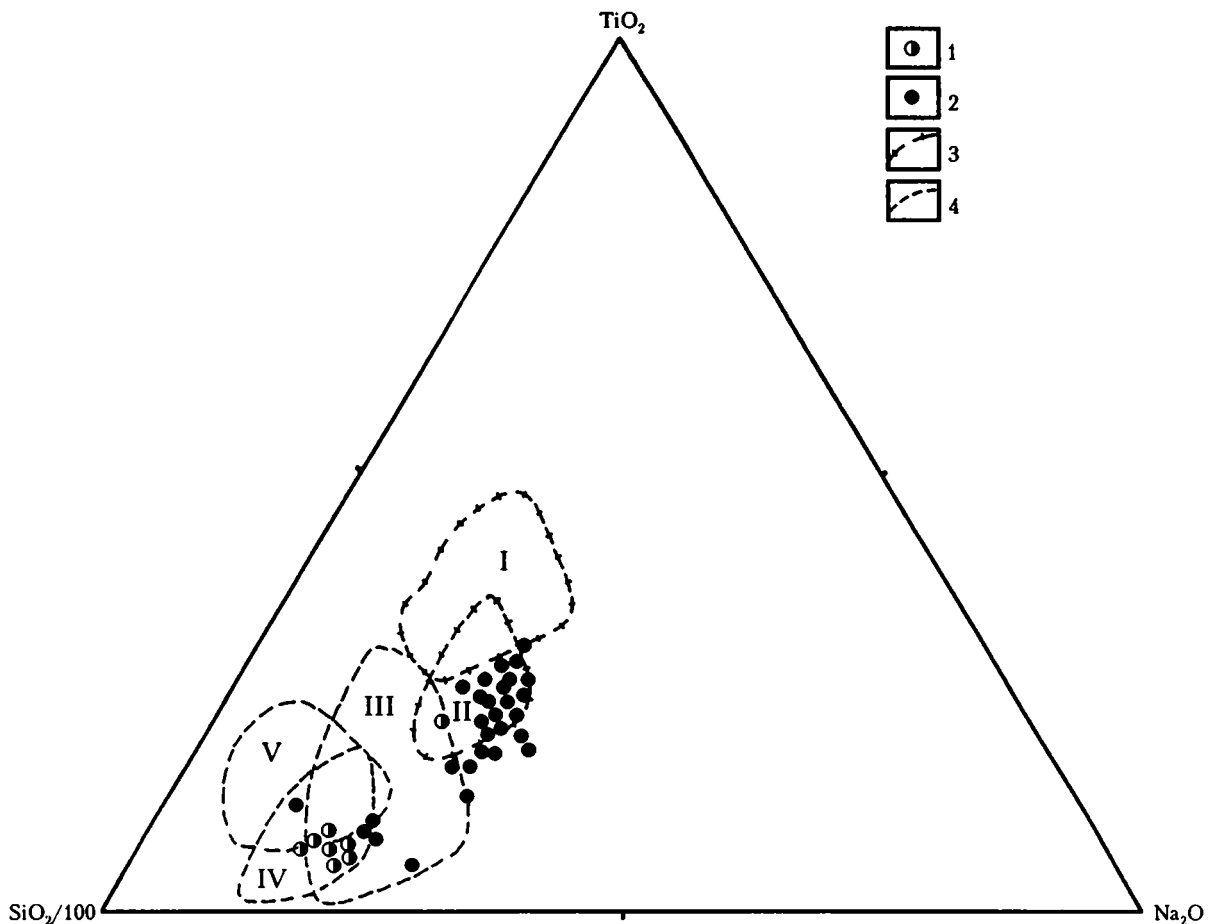


Рис. 2.4. Диаграмма Y–Zr для составов пород из дайковых комплексов Хадатинских офиолитов. Построена с использованием данных: [Шараськин, Закариадзе, 1982; Шараськин, 1992; Симонов, Добрецов, Буслов, 1994; Saunders et al., 1980; Tarney, March, 1991]

1, 2 – отношения Y/Zr: 1 – в хондритах, 2 – в базальтах Срединно-Атлантического хребта; 3 – бонинитовые серии; 4, 5 – базальты: 4 – Марианской островной дуги, Тихий океан, 5 – Срединно-Атлантического хребта.

Цифрами на диаграмме обозначены поля составов бонинитовых серий: 1 – западной части Тихого океана; 2 – офиолитов Горного Алтая; 3 – офиолитов Западного Саяна.

Остальные условные обозначения см. на рис. 2.3



**Рис. 2.5.** Диаграмма  $\text{SiO}_2/100\text{-TiO}_2\text{-Na}_2\text{O}$  для составов клинопироксенов из пироксеновых порфиров дайковых комплексов офиолитов Полярного Урала. Построена с использованием данных: [Высоцкий, 1989; Цамерян и др., 1991; Геология и петрология..., 1991]

1, 2 – составы клинопироксенов из Хадатинских (1) и Войкаро-Сыньинских (2) офиолитов; 3, 4 – поля составов клинопироксенов: 3 – океанических пород, 4 – пород бонинитовых серий.

I–V – поля составов клинопироксенов: I – океанические толеиты, II – толеиты разлома  $15^\circ 20'$  (Срединно-Атлантический хребет), III–V – бониниты (III – западной части Тихого океана, IV – Горного Алтая, V – Малого Кавказа)

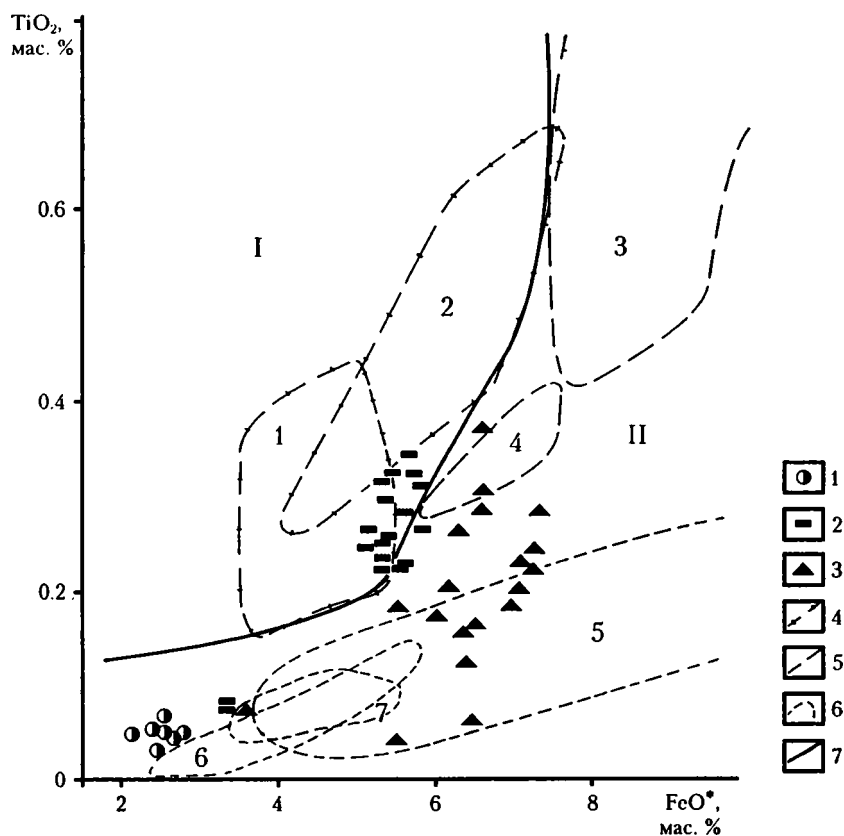
**Таблица 2.3.** Химический состав клинопироксенов из пород палеосрединговых комплексов офиолитов Полярного Урала, мас. %

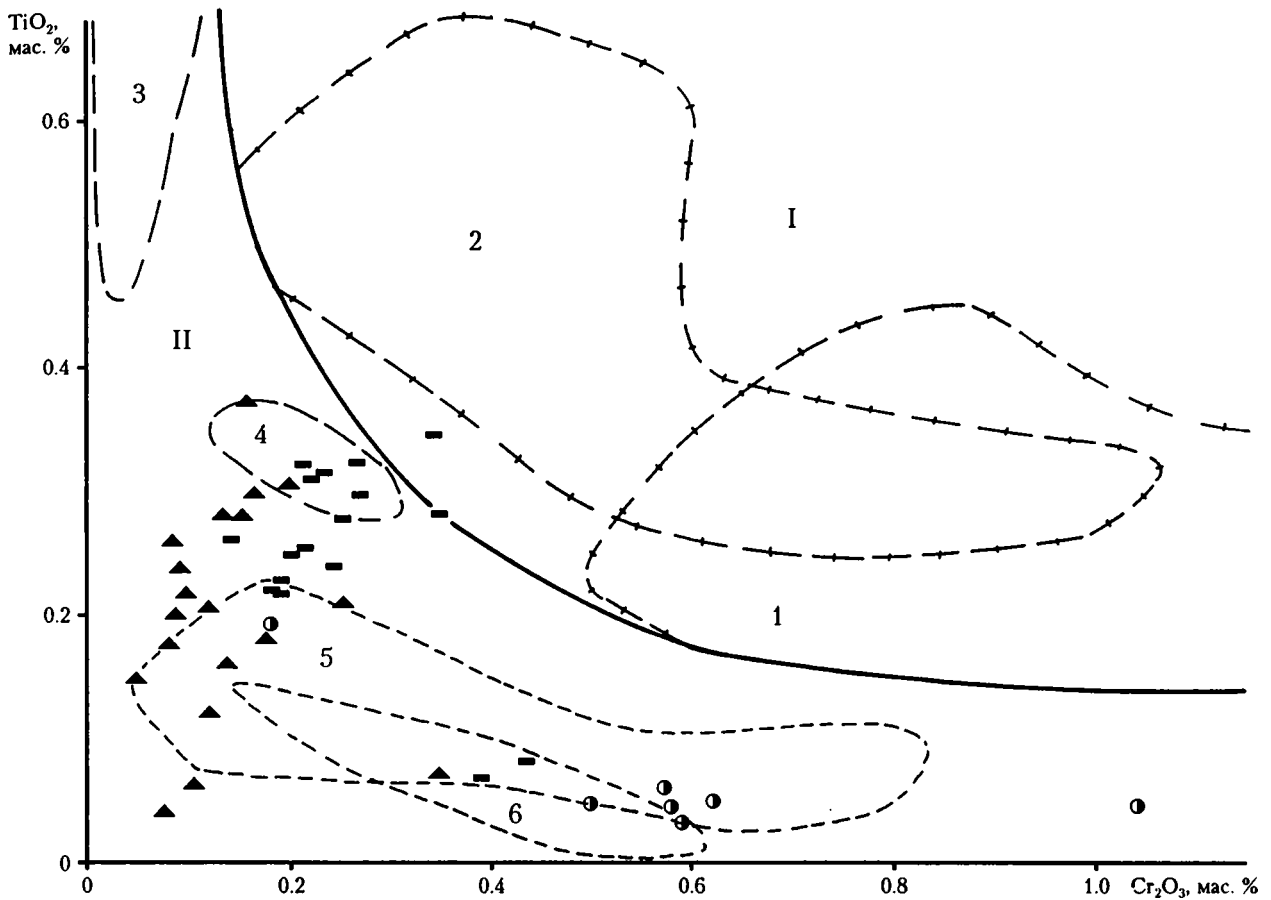
№ п/п	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Хадатинские офиолиты												
1	c15н-96/a1	52.78	0.049	1.82	0.584	2.21	0.029	17.28	23.87	0.107	0.000	98.73
2	c15н-96/a2	52.92	0.050	1.74	1.110	2.54	0.380	16.99	24.14	0.143	0.000	100.01
3	c15н-96/a3	53.16	0.048	1.99	0.619	2.75	0.091	16.73	24.38	0.148	0.001	99.92
4	c15н-96/b1	52.62	0.032	1.77	0.591	2.37	0.004	17.42	23.90	0.138	0.000	98.84
5	c15н-96/d	52.80	0.052	1.68	0.500	2.46	0.022	17.31	23.92	0.130	0.000	98.87
6	c15н-96/c	52.82	0.060	1.77	0.570	2.47	0.084	16.83	23.97	0.128	0.004	98.71
Войкаро-Сыньинские офиолиты												
7	c5-95/1	53.53	0.234	0.95	0.192	5.62	0.119	16.61	21.96	0.293	0.000	99.50
8	c5-95/2	53.63	0.221	0.98	0.191	5.32	0.153	16.47	22.36	0.268	0.001	99.59
9	c5-95/5	52.92	0.278	1.11	0.248	5.57	0.142	16.30	22.99	0.276	0.000	99.83
10	c5-95/a	52.80	0.079	1.59	0.434	3.30	0.179	16.76	23.38	0.088	0.013	98.62

Таблица 2.3. (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
11	с5-95/д	53.33	0.264	1.13	0.242	5.77	0.174	16.46	21.51	0.251	0.011	99.14
12	с5-95/е	53.15	0.310	1.19	0.233	5.79	0.194	16.30	22.04	0.290	0.001	99.50
13	с6-95/1	53.17	0.058	0.49	0.103	6.44	0.204	14.83	24.01	0.167	0.004	99.47
14	с6-95/2	52.77	0.242	1.09	0.088	7.25	0.199	15.37	22.10	0.294	0.000	99.40
15	с6-95/3	52.74	0.262	1.06	0.082	7.12	0.163	15.47	22.37	0.274	0.004	99.55
16	с6-95/7	53.21	0.184	0.91	0.070	6.94	0.199	14.85	22.73	0.337	0.000	99.43
17	с8а-95/4	53.64	0.119	0.56	0.120	6.35	0.158	15.65	22.17	0.271	0.002	99.04
18	с8а-95/5	53.29	0.152	0.81	0.035	6.36	0.174	15.85	22.28	0.236	0.000	99.18
19	с8а-95/6 <sup>1</sup>	52.62	0.174	0.69	0.085	6.03	0.123	15.82	23.00	0.273	0.000	98.81
20	с8а-95/6 <sup>2</sup>	52.69	0.180	1.45	0.169	5.45	0.069	16.05	22.66	0.280	0.000	99.00
21	с8а-95/6	53.06	0.196	0.74	0.118	6.76	0.191	15.38	22.36	0.288	0.017	99.11
22	с8а-95/с	53.87	0.067	1.41	0.345	3.46	0.092	16.87	23.60	0.159	0.001	99.87
23	с8а-95/д	53.00	0.278	1.01	0.126	6.61	0.196	15.53	22.36	0.309	0.005	99.42
24	с8а-95/а	54.14	0.038	0.25	0.069	5.46	0.146	15.48	23.66	0.216	0.000	99.46

Примечание. 1-7 – клинопироксены из диабазовой дайки, массив Харче-Рузь; 8-24 – клинопироксены из пироксеновых порфиров района р. Правая Пайера (8-13 – дайки; 14-24 – “вторичные камеры”). Состав определен на рентгеновском микроанализаторе “Самбах-micro” (ОИГМ СО РАН, г. Новосибирск).





**Рис. 2.7.** Диаграмма  $TiO_2-Cr_2O_3$  для составов клинопироксенов из пироксеновых порфиритов дайковых комплексов офиолитов Полярного Урала  
Условные обозначения см. на рис. 2.6

### 2.1.3. Палеомагнитная и петромагнитная характеристики

Для палеомагнитного изучения отбирались ориентированные образцы из расслоенного габбро по р. Большая Хадата и диабазов даек у горы Сиерага (массив Сыум-Кеу). К сожалению, диабазы даек практически полностью перемагничены позднепалеозойским палеомагнитным направлением и данные по ним нельзя использовать для магнитотектонических реконструкций. Поэтому для последующих магнитотектонических и геодинамических

построений мы опирались только на результаты по расслоенному габбро.

Залегание габброидов, замеренное по расслоенности, имеет ориентировку в восточно-юго-восточных румбах с углами падения от умеренных ( $40-45^\circ$ ) до крутых ( $70-80^\circ$ ). Всего отобрано 57 образцов в 14 точках.

По данным терромагнитного анализа, основной магнитной фазой исследованных габброидов является магнетит, но его концентрация сильно варьирует; магнитная восприимчивость ( $k$ ) образцов габбро имеет широкий размах – от 0.33 до

**Рис. 2.6.** Диаграмма  $TiO_2-FeO^*$  для составов клинопироксенов из пироксеновых порфиритов дайковых комплексов офиолитов Полярного Урала. Построена с использованием данных: [Высоцкий, 1989; Геология и петрология..., 1991; Цамерян и др., 1991; Цветков и др., 1993; Добрецов и др., 1992; Симонов, Добрецов, Буслов, 1994]

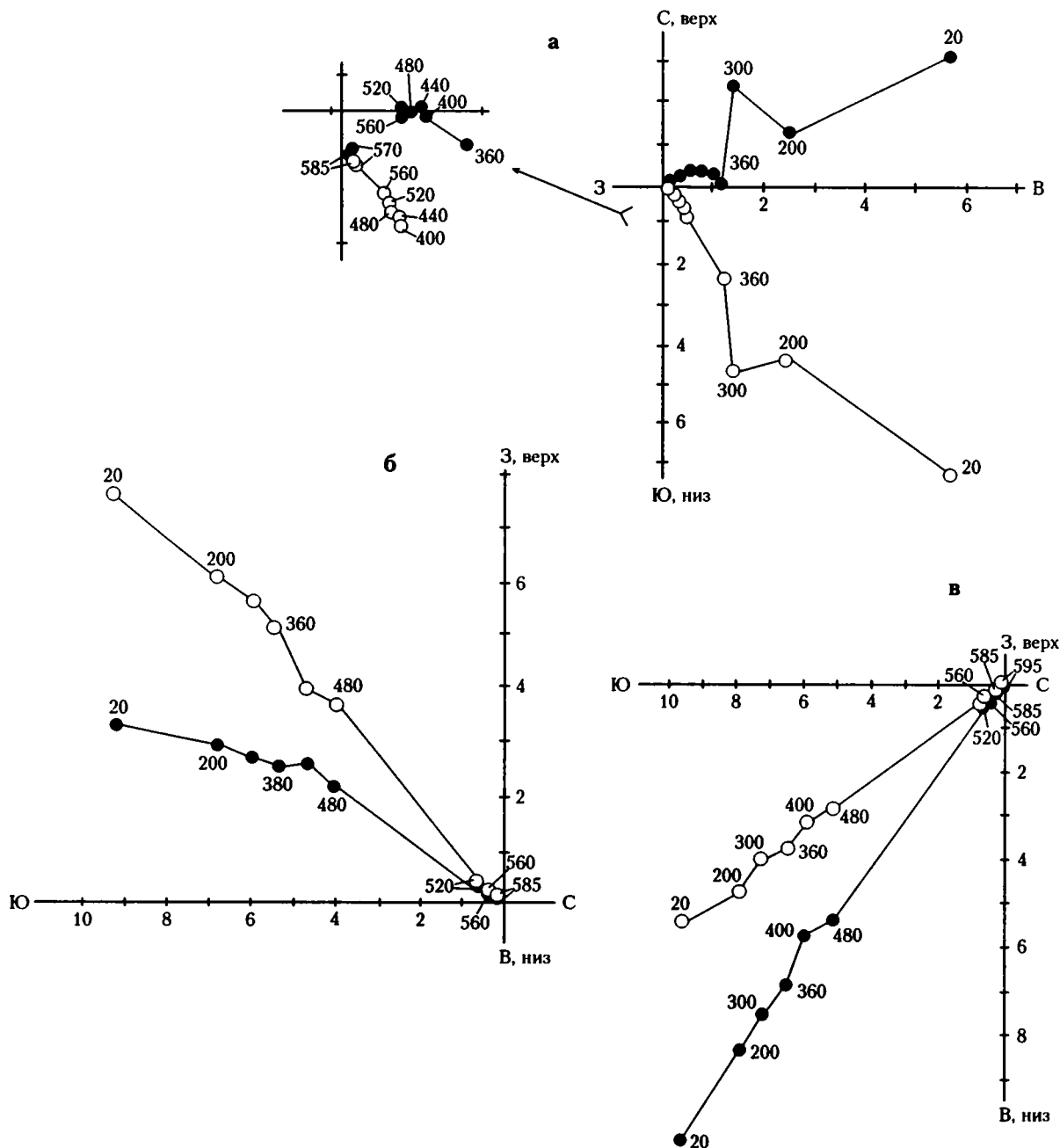
1 – составы клинопироксенов из Хадатинских офиолитов; 2, 3 – составы пироксенов Войкаро-Сыньинских офиолитов из пород: 2 – даек, 3 – “вторичных камер”; 4–6 – поля составов клинопироксенов: 4 – океанических ассоциаций, 5 – островодужных ассоциаций, 6 – клинопироксенов из бонинитовых серий; 7 – линия раздела составов океанических (I) и островодужных (II) клинопироксенов

Цифрами на диаграмме обозначены поля составов клинопироксенов: 1 – зоны разлома  $15^\circ 20'$  (Срединно-Атлантический хребет); 2 – океанических толентов из офиолитов Малого Кавказа; 3 – шохонитов Курило-Камчатской островной дуги; 4 – островодужных толентов из офиолитов Малого Кавказа; 5–7 – бонинитов: 5 – западной части Тихого океана, 6 – Горного Алтая, 7 – Малого Кавказа

143·10<sup>-3</sup> ед. СИ. Столь же существенные вариации отмечаются и для величин естественной остаточной намагниченности (NRM): от 0.01·10<sup>-3</sup> до более 10 А/м (табл. 2.4).

Полный компонентный анализ NRM образцов позволил выделить одну высокотемпературную компоненту (рис. 2.8, а, б). В NRM большей части проанализированных образцов эта компонен-

та выделяется с отрицательным наклоном. Например, для обр. 97-10к в современной системе координат она имеет направление со склонением (Dec) 190.8° и наклоном (Inc) -32.6° в интервале температурной чистки 300–440 °С и Dec=208.2°, Inc=-39.9° в интервале 520–595 °С (рис. 2.8, а). В NRM образцов одной точки, отобранных ниже всех остальных по разрезу, выде-



**Рис. 2.8.** Диаграммы Зийдервельда [Zijderveld, 1967] для образцов габброидов Хадатинских офиолитов

а – обр. 97-5г; б – обр. 97-10к; в – обр. 97-12в

Залитые значки – проекция на горизонтальную плоскость, незалитые – на вертикальную. Цифры у фигуративных точек – температура, °С (здесь и далее на всех диаграммах Зийдервельда)

Таблица 2.4. Петромагнитная и палеомагнитная характеристики габброидов массива Сыум-Кеу

№ обр.	NRM·10 <sup>3</sup> , А/м	k·10 <sup>6</sup> , ед. СИ	Q <sub>n</sub>	J <sub>nt</sub> /NRM	Dec, °	Inc, °
97-1a	18.40	924	0.629	1.763	189	-37
97-1б	15.05	846	0.562	1.311	183	15
97-1в	16.58	1120	0.468	0.686	188	-32
97-2a	103.24	1230	2.651	0.861	189	-7
97-2б	93.47	5250	0.562	1.191	195	9
97-2в	365.31	28600	0.403	0.099	204	-31
97-3a	281.73	27000	0.330	0.528	184	-11
97-3б	865.53	62400	0.438	0.241	187	-14
97-3г	4454.16	7990	17.605	0.013	186	10
97-4б	548.76	34900	0.497	0.152	160	20
97-5б	86.69	1190	2.301	0.169	29	32
97-5в	30.85	1100	0.886	0.813	29	32
97-5г	417.92	24800	0.532	0.121	12	42
97-5д	226.07	14790	0.483	0.013	28	63
97-6a	9.43	1140	0.261	1.101	223	-29
97-6б	16.43	1730	0.300	1.229	160	-28
97-6в	23.11	1380	0.529	0.892	185	-6
97-6г	14.93	1019	0.463	0.872	166	-10
97-7в	19.06	1083	0.556	0.868	190	10
97-7г	19.63	1133	0.547	0.266	156	10
97-10a	1212.70	59250	0.646	0.260	205	8
97-10б	>10000	41200	–	–	208	17
97-10в	>10000	30000	–	–	195	4
97-10д	>10000	143100	–	–	7	-7
97-10ж	2816.14	40500	2.196	0.382	3	3
97-10к	>10000	40500	–	–	189	-36
97-11a	>10000	113900	–	–	336	-35
97-12б	>10000	8920	–	–	314	21
97-16г	23.76	398	1.885	0.251	14	-10
97-16ж	401.42	38500	0.329	1.162	188	-50
97-16к	93.75	8600	0.344	0.591	186	-58
Среднее в современной системе координат			K <sub>g</sub> =12.5	α <sub>95</sub> =14.2	Dec <sub>g</sub> =218.5	Inc <sub>g</sub> =-8.1
Среднее в древней системе координат			K <sub>s</sub> =9.7	α <sub>95</sub> =16.4	Dec <sub>s</sub> =226.4	Inc <sub>s</sub> =-19.3
Среднее в современной системе координат без точки 12б			K <sub>g</sub> =13.0	α <sub>95</sub> =12.9	Dec <sub>g</sub> =216.0	Inc <sub>g</sub> =-9.0
Среднее в древней системе координат без точки 12б			K <sub>s</sub> =9.6	α <sub>95</sub> =15.1	Dec <sub>s</sub> =221.0	Inc <sub>s</sub> =-21.0

Примечание. NRM – естественная остаточная намагниченность; k – начальная магнитная восприимчивость; Q<sub>n</sub> – коэффициент Кенигсбергера; J<sub>nt</sub> – естественная остаточная намагниченность после температурной чистки; Dec – палеомагнитное склонение; Inc – палеомагнитное наклонение; K, α<sub>95</sub> – кучность и угол овала доверия, соответственно (параметры распределения Р. Фишера [Fisher, 1953], аналог нормального распределения на сфере). Индексы "g", "s" означают современную (географическую) или древнюю (стратиграфическую) системы координат, соответственно

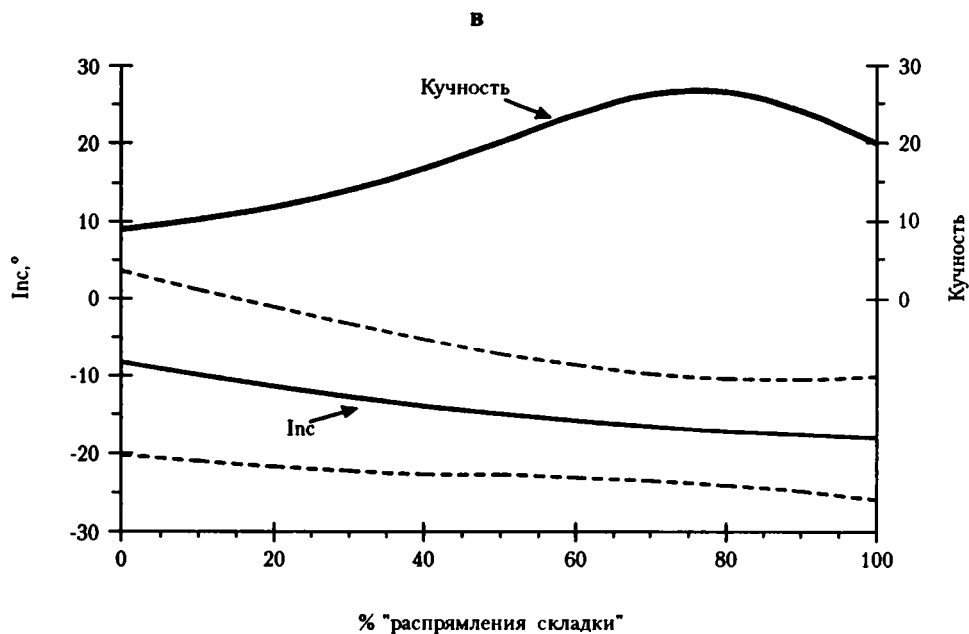
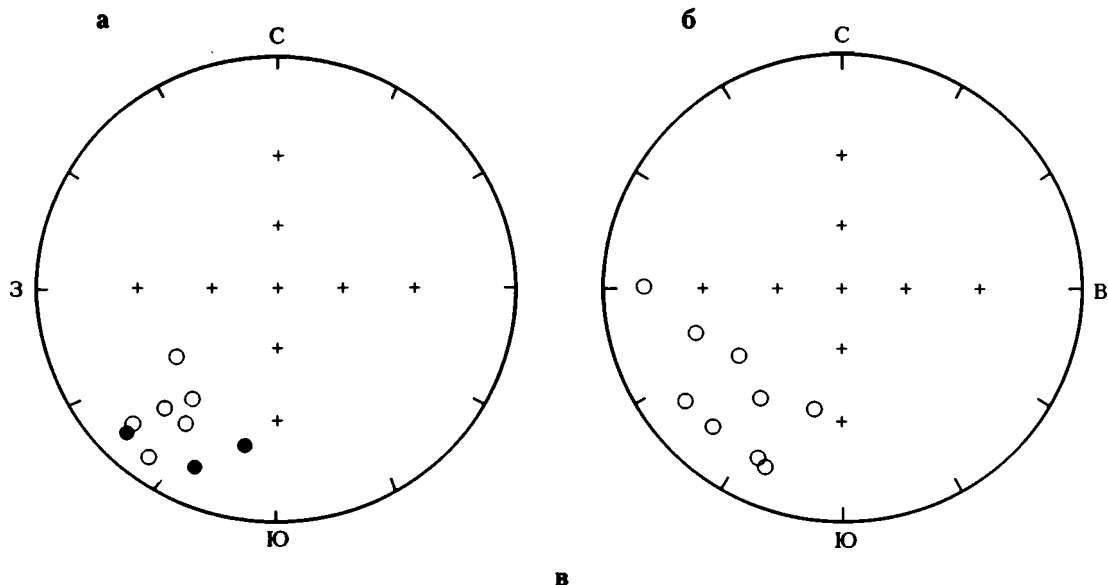
лена высокотемпературная компонента в интервале 560–595 °С, имеющая положительное наклонение и склонение, отличающееся примерно на 160° от предыдущего образца: Dec=49.6°, Inc=40.8° (рис. 2.8, б)

В окончательной статистической обработке использованы направления высокотемпературной компоненты 30 образцов из 10 точек отбора. Остальные образцы были забракованы или по причине нестабильного поведения NRM в ходе температурной чистки, или из-за необъяснимого от-

скока направлений высокотемпературной компоненты ряда образцов от вышеуказанных направлений (рис. 2.8, в).

Анализ средних по точкам отбора направлений высокотемпературной компоненты (рис. 2.9, а, б; табл. 2.4) показал, что формально кучность в современной системе координат (K<sub>g</sub>=13.0) немного выше, чем в древней (K<sub>s</sub>=9.6). Следует отметить, что сходимость направлений только по наклонениям существенно выше в древней системе координат; крайние значения наклонений в современ-





**Рис. 2.9.** Стереогаммы проекций векторов интерпретируемой палеомагнитной компоненты в современной (а) и древней (б) системах координат для образцов габброидов Хадатинских офиолитов и диаграмма теста ступенчатого “распрямления складки” по наклону характеристической намагниченности (в)

Залитые значки – проекция на нижнюю полусферу, незалитые – на верхнюю

ной системе составляют от  $+20^\circ$  до  $-36^\circ$ , тогда как в древней – от  $-11^\circ$  до  $-36^\circ$  (рис. 2.9, а, б). Следовательно, основное различие в направлениях высокотемпературной компоненты в древней системе координат связано в большей степени со склонением, что и фиксируется полосовым распределением средних направлений в древней системе координат от  $205^\circ$  до  $270^\circ$  (рис. 2.9).

При изучении габбро по р. Большая Хадата отмечено, что массив разбит практически вертикальными разломами на блоки. Это могло привести к разворотам блоков вокруг вертикальной оси относительно друг друга. Для проверки этого пред-

положения методом ступенчатого распрямления складки [Watson, Enkin, 1993] были проанализированы только средние наклонения высокотемпературной компоненты по точкам отбора [Лубнина, 1998; Лубнина и др., 1998, 1999]. Оказалось, что максимальная кучность ( $K=22.9$ ) и, соответственно, минимальная погрешность в определении генерального среднего приходятся примерно на 80 % “распрямления складки” (рис. 2.9, в).

Таким образом, тест ступенчатого распрямления показал, что, вероятно, высокотемпературную компоненту следует отнести к додеформационной. В пользу такого предположения свидетельствует

близость среднего направления высокотемпературной компоненты в древней системе координат для всего изученного габбрового комплекса Сыум-Кей (среднее по 10 точкам:  $Dec_s = 226^\circ$ ,  $Inc_s = -19.3^\circ$ ; табл. 2.4) средним направлениям высокотемпературной компоненты диабазов параллельных даек, габбро-норитов и расслоенного габбро Войкаро-Сыньинского массива. Следовательно, формирование габброидов массива Сыум-Кей проходило на широте примерно  $10^\circ$ .

## 2.2. Войкаро-Сыньинские офиолиты

### 2.2.1. Геологическая характеристика

Долгое время гипербазиты, габбро и амфиболиты, а также плагиограниты и диориты Полярного Урала относились к единой дунит-габбро-плагиогранитной формации, слагающей крутопадающие интрузивные (или интрузивно-метасоматические) тела [Заварицкий, 1932]. Такой же точки зрения придерживались Е.П. Молдаванцев [1944], Г.П. Софронов [1956], а также Н.А. Сиринов [1962], Ю.Е. Молдаванцев [1960], В.Ф. Морковкина [1962, 1964]. Более поздние исследования касались роли метасоматических процессов в формировании габброидов и амфиболитов, а также метаморфических пород западного обрамления офиолитовых поясов [Морковкина, 1967; Молдаванцев и др., 1960; Молдаванцев, Перфильев, 1962; Добрецов, Пономарева, 1965; Добрецов, 1974; Удовкина, 1971; Бутин, 1973; Кейльман, 1974].

Офиолитовые ассоциации Войкаро-Сыньинского массива Полярного Урала образуют совокупность пластин с юго-восточными падениями границ. Согласно Н.Л. Добрецову, западная пластина сложена метаморфическими комплексами пород высоких давлений, на которую надвинуты с востока нижнепалеозойские офиолиты [Добрецов, 1974]. На основании симметричного строения габбро-гипербазитового комплекса, некоторые авторы интерпретировали структуру офиолитового разреза как пережатую хвостовую складку с гарцбургитами в ядре и породами полосчатой серии и габбро на крыльях [Пучков, 1975; Ленных и др., 1976; Перфильев, 1979]. В момент формирования складки в ее лобовой части породы претерпели динамометаморфизм повышенных давлений. На синметаморфическом этапе эта структура развивалась как лежащая складка, а на поздних этапах – как тектонический покров. Однако отсутствие прямых переходов пород, окаймляющих гарцбургиты на предполагаемых периклинальных замыканиях, и резкое несоответствие мощностей пород на крыльях складки противоречат этим представлениям [Путеводитель..., 1978].

Согласно другой интерпретации, рассматриваемая структура представляет собой моноклиальный пакет пластин [Савельев, Савельева, 1977; Савельев, Самыгин, 1979, Савельева, 1987]. В нем метаморфические породы западного и восточно-

го комплексов (Хулгинский и Лагортинский покровы) формировались в зонах относительного проскальзывания по границам крупных блоков раннепалеозойской океанической коры на стадиях, предшествовавших зарождению островной дуги. При этом предполагается, что габбро-амфиболиты Хулгинского покрова образовались несколько раньше Лагортинских, но и те и другие были сформированы в силурийское (послевенлокское–донижнедевонское) время [Путеводитель..., 1978]. Вместе с тем, такая интерпретация не дает удовлетворительного объяснения наблюдаемым элементам симметричного строения габбро-гипербазитового комплекса.

Строение Войкаро-Сыньинского массива рассмотрено в соответствии со второй интерпретацией, согласно которой в геологической структуре массива выделяются три крупных (Хулгинский, Пайерский, Лагортинский), сложно построенных покрова, наклоненных к востоку под углами от  $5^\circ$  до вертикальных [Савельев, Савельева, 1977].

Для наших исследований наибольший интерес представляют два последних покрова, в состав которых входят следующие комплексы (с запада на восток): дунит-гарцбургитовый с жильной серией разнообразных ультрамафитов; вышележащий дунит-верлит-пироксенит-габбровый (расслоенный); диабазов и габбро-диабазов дайковых серий; вулканический, представленный подушечными лавами и гиалокластитам, венчающими разрез офиолитов. Мощность всего Пайерского покрова на широте рек Хойла – Левая Пайера достигает 8 км.

Наиболее изучены гипербазитовые и габброидные комплексы, детально рассмотренные Г.Н. Савельевой [Савельев, Савельева, 1977; Савельева, 1987]. Большая часть их сложена породами дунит-гарцбургитовой серии и образовавшимися по ним метаморфитами ультраосновного состава. Самыми древними породами ассоциации являются гарцбургиты, слагающие цепь гигантских сообщающихся линзовидных тел северо-восточного простирания. Длина каждого из них меняется от 20 до 60 км, ширина составляет 10–18 км, общая мощность покрова нарастает к востоку от 0.5 до 6 км. Гарцбургиты имеют полосчатую текстуру, обусловленную неравномерным распределением энстатита. Мощность полос достигает 1–1.5 см.

Вышележащий полосчатый перидотит-габбровый комплекс залегает как на дунитах, так и непосредственно на гарцбургитах. С подстилающими породами он связан постепенными переходами. Комплекс представляет собой чередование клинопироксенитов, верлитов, меланократовых оливин-клинопироксенитовых и клинопироксенитовых габбро и дунитов, а также троктолитов. Падение контактов гарцбургитов с западными и восточными толщами пород полосчатой серии, так же как и полосчатости верлитов, клинопироксенитов, преимущественно восток-юго-восточное, крутое ( $70-80^\circ$ ) на западе от гарцбургитов и более пологое ( $20-60^\circ$ ) на востоке. Только в северной части

массива наблюдаются западные падения этого контакта [Савельева, 1987].

Наиболее полные разрезы полосчатого комплекса описаны в верховьях р. Восточная Пайера [Перфильев, 1979]. В нижней части комплекса преобладают верлиты и клинопироксениты. Габброиды образуют отдельные линзовидные и шширообразные тела. Вверх по разрезу постепенно увеличивается роль габброидов, которые приобретают четкую полосчатую текстуру. В этой части разреза в основном распространены габброиды, пироксениты и дуниты. В отличие от нижней части разреза, встречающиеся здесь дуниты имеют повышенную железистость оливинов [Морковкина, 1967]. Также в верхах разреза полосчатого комплекса встречаются линзообразные и жилообразные тела серпентинизированных дунитов с обычными магнезиальными оливинами [Перфильев, 1979].

По своему строению породы полосчатого комплекса могут быть связаны как постепенными, так и резкими переходами и образуют эшелонированные линзы, реже – недеформированные жилы и тела неправильной формы различных размеров. Характерны неравномернозернистые, пятнистые, полосчатые текстуры и резкая изменчивость количественных соотношений породообразующих минералов. Мощность дунит-верлит-пироксенитовой серии достигает 1 км, тогда как мощность отдельных тел меняется от долей до сотен метров. Жилы габбро, троктолитов и пироксенитов проникают в дунитовую зону и в глубь гарцбургитового тела. Фрагменты разреза полосчатой серии и, реже, гарцбургиты присутствуют также среди апогаббровых амфиболитов и габбро в виде линзовидных блоков различных размеров.

Вышележащий комплекс пород представлен различными габброидами, отчетливо группирующимися в два типа. Первый ассоциирует с породами полосчатой серии, которые являются нижними кумулятивными членами расслоенных интрузий дунит-верлит-пироксенит-габбрового состава [Морковкина, 1967; Путеводитель..., 1978]. Границы пород этой группы, согласные между собой, срезают полосчатые структуры гарцбургитов.

Второй тип габброидов установлен в Пайерском покрове, где над восточной толщей дунит-верлит-клинопироксенит-троктолитов обнажаются ритмично-полосчатые габбро-нориты: меланократовые прослои с оливином сменяются двупироксен-анортитовыми и далее бронзит-анортитовыми (мезократовые разности), затем существенно лейкократовыми (анортозитовыми) слоями и вновь, по резкой границе, меланократовыми разностями. Полосчатость подчеркивается нарастанием зернистости от меланократовых к лейкократовым прослоям и субпараллельной ориентировкой призм плагиоклазов и пироксенов, уплощенных в плоскости полосчатости [Савельева, 1987]. Мощности прослоев меняются от 2 до 10 см, ритмов – от 10–25 см до 1.5 м. Границы слоев имеют как ровную, так и волнистую по-

верхности, часто они деформированы с образованием флексур и складок. Полосчатость нередко бывает несогласной по отношению к контакту гарцбургитов с габбро-норитами: она, как правило, наклонена на запад и северо-запад под углами 40–70°. Изменение составов пироксенов и плагиоклазов от лейкократовых к меланократовым ритмам аналогично наблюдаемому во многих расслоенных массивах габброидов, при формировании которых большое значение имела магматическая кристаллизационная дифференциация вещества [Геохимия изотопов..., 1983].

Завершают разрез Войкаро-Сыньинских офиолитов дайковые комплексы, сложенные преимущественно диабазами и габбро-диабазами, а также вулканические ассоциации, представленные подушечными лавами и гиалокластитам.

Данные предыдущих исследователей о возрасте пород, входящих в состав Войкаро-Сыньинских офиолитов, варьируют в широких пределах: габбро-нориты – 1.4–1.5 млрд лет [Виноградов, Буякайте, 1981; Геохимия изотопов..., 1983]; тоналиты – 400 млн лет [Виноградов, Буякайте, 1981]; габбро, вебстериты – 397 млн лет [Edwards, Wasserburg, 1985]. Спилит-диабазовые комплексы датируются средним ордовиком и силуром [Язева, Бочкарев, 1984]. По мнению М.Н. Костюхина и Д.Н. Ремизова [1995], возраст офиолитов Полярного Урала – O<sub>3</sub>-S<sub>2</sub>. По поводу возраста Войкаро-Сыньинских офиолитов есть и другая точка зрения, согласно которой он оценивается в 345–467 млн лет [Петрология и метаморфизм..., 1977]. В последнее время, основываясь на изотопных датировках Sm-Nd методом, возраст этих офиолитов считают позднесилурийско-раннедевонским [Sharma et al., 1995].

Анализ структурно-временных соотношений Центральной зоны с западным и восточным ее обрамлениями позволил ряду исследователей предположить, что рассматриваемые офиолиты, особенно их нижняя часть, формировались в раннем палеозое [Руженцев, Савельев, 1997; Савельев, 1997; Язева, Бочкарев, 1995].

Во время полевых работ нами проведены детальные исследования расслоенного комплекса в районе р. Малая Лагорта, габброидной серии по р. Правая Пайера, габбро-норитов по руч. Норитовый, палеоспредиговых дайковых комплексов в районе рек Правая Пайера и Лагорта-Ю, пиллоулав по р. Войкар и пород субщелочной серии по руч. Кевсоим (междуречье Войкара и Кокпелы).

В составе расслоенной серии Войкаро-Сыньинских офиолитов наблюдается чередование дунитов, верлитов, клинопироксенитов, сменяющихся габброидами. Среди габброидов Войкаро-Сыньинских офиолитов выделяются “нижнее” габбро с полосчатыми структурами и “верхнее” массивное. “Нижнее” габбро имеет тесные связи и постепенные переходы с ультрамафитами расслоенного комплекса, “верхнее” ассоциирует, с одной стороны, с диоритами, с другой – имеет непосред-

ственные связи с корневыми частями дайкового комплекса.

В Войкаро-Сыньинских офиолитах палеоспрединовые комплексы, представленные сериями параллельных даек, находятся восточнее габбро-гипербазитовых массивов, залегая выше их по разрезу, и прослеживаются на расстояние более 150 км [Петрология и метаморфизм..., 1977; Савельев, Савельева, 1977; Язева, 1979; Язева, Бочкарев, 1984]. Детальные исследования, проведенные нами в районе рек Правая Пайера и Лагорта-Ю, позволили получить новые данные об особенностях формирования этих комплексов, в составе которых оказалось возможным выделить серии типа “дайка в дайке” и ассоциацию “вторичных камер”.

Дайковые серии р. Лагорта-Ю представлены в разрезе десятками дайковых тел, варьирующих по мощности от 5 см до 3–4 м (рис. 2.10 и 2.11), с

субпараллельными закальными контактами, указывающими на неоднократные поступления расплава [Диденко и др., 1998]. Дайки ориентированы преимущественно в северо-восточном направлении, совпадающем с общим простиранием границ гипербазитов с габбро. Более поздние дайки имеют субмеридиональное простирание (рис. 2.12). Породы дайковых серий представлены в основном диабазитами, диабазовыми и габбро-диабазовыми порфиритами (пироксеновыми, пироксен-плагиоклазовыми и плагиоклазовыми). Единичные маломощные (15–20 см) дайки среднего и кислого составов завершают дайковые серии. Одними из последних формировались также и плагиоклазовые порфириты [Диденко и др., 1996].

Ассоциация “вторичных камер”, детально изученная в разрезе р. Правая Пайера, представляет собой сложное сочетание субинтрузивных вытя-

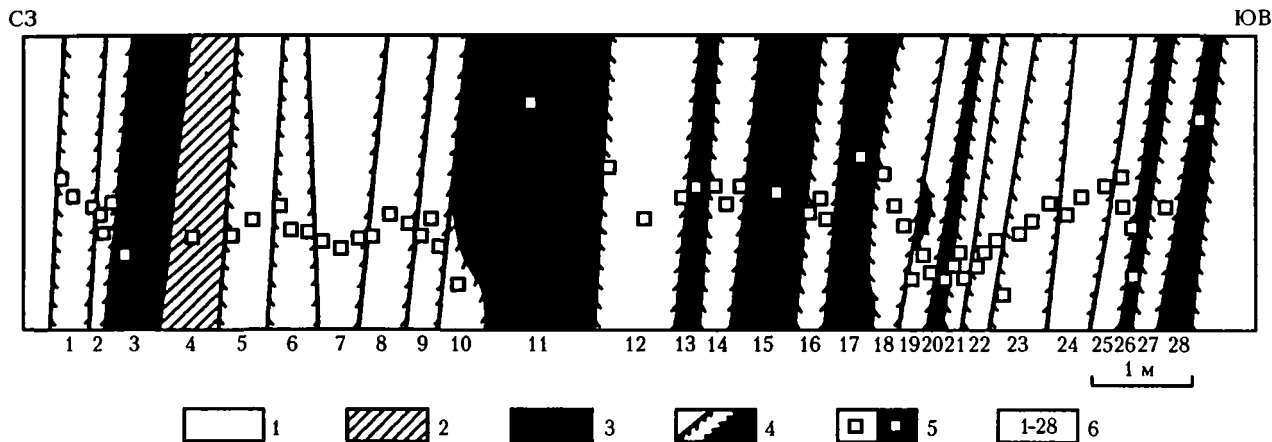


Рис. 2.10. Схема строения фрагмента дайкового комплекса (левый борт р. Лагорта-Ю вблизи контакта с габбро)

1 – диабазы даек; 2 – эпидотизированные диабазы; 3 – экраны серпентинитов; 4 – зоны эндоконтактов даек; 5 – места отбора проб; 6 – номера дайковых тел (здесь и далее)

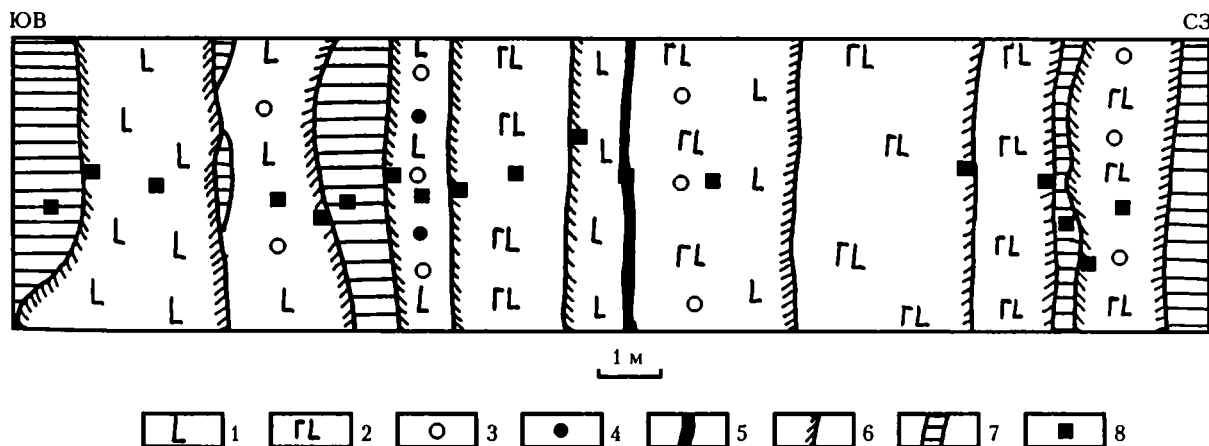
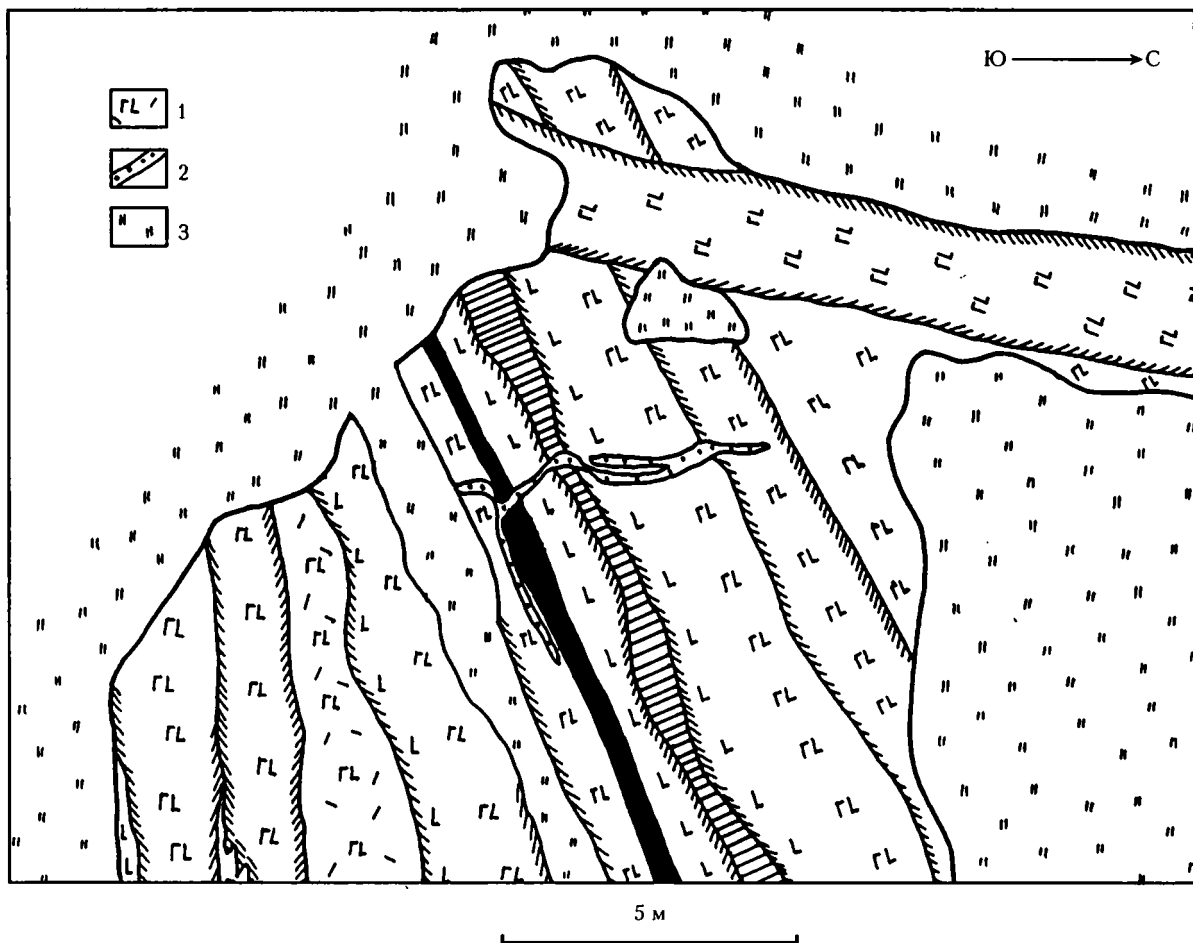


Рис. 2.11. Схема строения фрагмента разреза комплекса типа “дайка в дайке” Войкаро-Сыньинских офиолитов в 1.5 км от контакта с габбро вниз по течению (левый борт р. Лагорта-Ю)

1 – диабазы; 2 – габбро-диабазы; 3, 4 – вкрапленники: 3 – плагиоклазов, 4 – пироксенов; 5 – “кислая” дайка; 6 – закальные микрозернистые контакты даек; 7 – экраны серпентинизированных гипербазитов; 8 – точки отбора образцов



**Рис. 2.12.** Глазомерная геологическая карта строения фрагмента дайкового комплекса Войкаро-Сыньинских офиолитов в 4 км от контакта с габбро вниз по течению (правый борт р. Лагорта-Ю) 1 – лейкократовые габбро-диабазы; 2 – поздняя диабазовая дайка с сульфидами; 3 – аллювий. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.11

нутых тел неправильной формы, имеющих мощность до нескольких десятков метров, с субвертикальными закалочными контактами с габброидами и габбро-диабазы. Следует подчеркнуть, что субвертикальное положение контактов в современной структуре находится в соответствии с залеганием полосчатости вмещающих образований. Это позволяет предполагать первичное субгоризонтальное положение этих тел в момент их внедрения. Внутри силлообразных тел, пересекаемых субвертикальными дайками, часто устанавливаются постепенные переходы от мелкозернистых диабазов к габбро-диабазовым порфиритам, что отражает условия кристаллизации базальтовых магм в неглубоко залегающих “вторичных камерах”. Таким образом, спрединг-процессы в Войкаро-Сыньинских офиолитах реализовывались в верхних консолидированных горизонтах с формированием серии параллельных трещин и, соответственно, дайкового комплекса типа “дайка в дайке”, а на более глубоких уровнях, в пластичной и разогретой матрице, с образованием силлообразных “вторичных камер”.

Эффузивы представлены главным образом лавами (пиллоу-лавами) основного состава. Присутствуют также различные лавобрекчии и пирокластиты со следами подводных извержений. По составу вулканиды изменяются от базальтов до андезито-базальтов, иногда андезитов.

Осадочные комплексы включают в себя кремнистые породы с прослоями глинистых сланцев и небольшим количеством известняков в верхней части разреза. Встречаются также мощные терригенные комплексы, сложенные алевропелитами, песчаниками и конгломератами.

### 2.2.2. Петролого-геохимические особенности магматических пород

Для петролого-геохимических и изотопных исследований отобраны породы Войкаро-Сыньинских офиолитов из непрерывных разрезов расслоенного габбро-гипербазитового комплекса, палеоспрединг-дайковых серий в бортах рек Правая Пайера и Лагорта-Ю и кремнисто-спилит-диабазовой войкарской серии по р. Войкар.

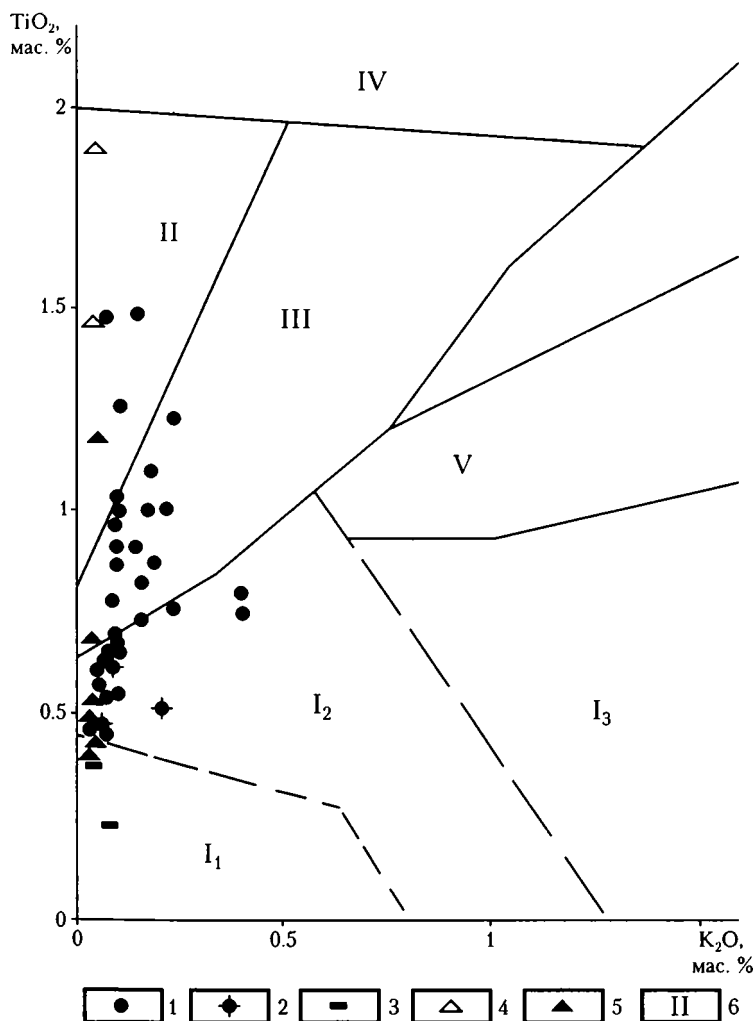
Как было показано выше, возраст Войкаро-Сыньинских офиолитов оценивается в весьма широком диапазоне. В связи с этим, нами было проведено дополнительное изучение возраста этих пород Ag–Ag изотопным методом. Анализировались преимущественно мономинеральные фракции.

Определения возраста по свежим первичным плагиоклазам и клинопироксенам расслоенного комплекса дали следующие цифры: оливиновое габбро (Pl) –  $450 \pm 25$  млн лет, габбро (Pl) –  $550 \pm 80(?)$  млн лет. Для спрединговых серий: пироксеновые порфириты (Срх) –  $352 \pm 60(?)$ – $444 \pm 56$  млн лет; плагиоклазовые порфириты (Pl) –  $426 \pm 21$  млн лет. Исследования вторичных амфиболов позволили выяснить возраст метаморфизма: пироксеновые порфириты (роговая обманка) –  $497 \pm 26$  млн лет; пироксеновые порфириты (актинолит) –  $339 \pm 40$  млн лет. Таким образом, Ag–Ag датирование по первичным неизменным минералам показало, что Войкаро-Сыньинские интрузивные габбро-гипербазитовые комплексы формировались в ордовике–силуре практически синхронно со спрединговыми сериями. Метаморфические процессы начались одновременно с образованием магматических пород в ордовике (“оке-

анический” метаморфизм) и продолжались до девона (“региональный” метаморфизм).

Петрохимические составы пород палеоспрединговых комплексов Войкаро-Сыньинских офиолитов демонстрируют широкие вариации содержания титана при низких количествах калия (рис. 2.13). Минимумом титана обладают пироксеновые порфириты, попадающие в поле бонинитов. Диабазовые дайки комплекса типа “дайка в дайке” и большая часть пород из вторичных камер располагаются в полях океанических серий и островодужных толеитов, отражая, скорее всего, геодинамические процессы развития примитивных островных дуг на океанической литосфере.

Проведенные детальные петрологические, петрохимические, геохимические и минералогические исследования рассматриваемых палеоспрединговых комплексов позволили впервые для офиолитов Полярного Урала выявить своеобразные породы (табл. 2.1–2.3), соответствующие по своим характеристикам бонинитовым сериям [Симонов и др., 1996, 1998]. Удалось установить, что они приурочены в основном к “вторичным камерам” и ассоциирующим с ними дайкам. Породы представ-



**Рис. 2.13.** Диаграмма  $TiO_2-K_2O$  для составов пород из дайковых комплексов Войкаро-Сыньинских офиолитов. Построена с использованием данных: [Миронов, 1990]

1 – диабазы комплекса типа “дайка в дайке”; 2 – диабазы более поздних даек, секущих основную генерацию даек; 3 – пироксеновые порфириты даек; 4 – диабазы “вторичных камер”; 5 – пироксеновые порфириты “вторичных камер”; 6 – поля составов пород: I – островодужные ассоциации (I<sub>1</sub> – бониниты, I<sub>2</sub> – толеиты, I<sub>3</sub> – известково-щелочные серии), II – срединно-океанические (NMORB), III – обогащенные срединно-океанические (EMORB) и задуговых бассейнов (BABB), IV – океанические внутриплитные острова, V – известково-щелочные островодужные и обогащенные задуговых бассейнов (ABABB)

лены пироксеновыми порфиридами, в которых вкрапленники пироксенов в большинстве случаев замещены коричневой роговой обманкой, актинолитом и хлоритом. Часть полностью измененных вкрапленников очень похожа на преобразованные ортопироксены, которые в принципе должны присутствовать, так как по химическому составу порфириды соответствуют вебстеритам. Это подтверждается тем, что в протоколках из образцов удалось обнаружить зерна ортопироксена. В основной мелкозернистой массе порфиритов, часто по структуре очень близкой микрозернистому пироксениту, присутствуют отдельные кристаллы достаточно свежего клинопироксена, а также коричневая роговая обманка, актинолит и хлорит. Редко встречаются единичные зерна полностью сосюритизированного плагиоклаза. В целом, в составе породы явно преобладают пироксен и развивающиеся по нему амфиболы и хлорит.

Подобная и более высокая степени метаморфической переработки характерны для пород бонинитовых серий из палеозойских офиолитов Центральной Азии [Добрецов и др., 1986; Симонов, Кузнецов, 1991]. Столь интенсивные преобразования заставляют тщательно подходить к методике исследования древних бонинитов, поэтому в основу исследований положены результаты изучения характеристик, как можно менее зависимых от метаморфических изменений. Упор был сделан на изучение геохимии устойчивых при вторичных процессах элементов, таких как Ti, Ni, Cr, V, Y, Zr и Nb, а также на исследование составов первичных магматогенных минералов в сравнении с данными по современным островодужным и океаническим структурам.

По основным петрохимическим компонентам пироксеновые порфириды из палеоспрединовых комплексов Войкаро-Сыньинских офиолитов (табл. 2.1) близки бонинитам современных энсиматических дуг Тихого океана (Идзу-Бонинская, Тонга). В то же время, как и в случае с более древними бонинитами Центральной Азии [Симонов и др., 1994б], намечаются определенные отличия. В частности, устанавливаются повышенные значения CaO (9.5–18%), что связано с преобладанием измененного клинопироксена в основной массе. Анализ имеющихся данных показал, что существуют бониниты и бонинитовые расплавы с высокими содержаниями CaO (до 12–15%) в Идзу-Бонинской дуге, в офиолитах Горного Алтая и Мало-го Кавказа [Симонов и др., 1994б; Цамерян и др., 1988]. К тому же, мы видим, что в Войкаро-Сыньинской офиолитовой ассоциации есть породы, практически идентичные пироксеновым порфиридам по содержанию основных петрохимических компонентов – это пироксениты и вебстериты: SiO<sub>2</sub> – 48.3%; TiO<sub>2</sub> – 0.23%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 4.26%; MgO – 17.16%; CaO – 16.94% [Петрология и метаморфизм..., 1977]. Именно пироксениты рассматривались в качестве интрузивных аналогов бонинитовых серий [Добрецов и др., 1986]. Таким об-

разом, высокие содержания CaO в пироксеновых порфиридах, соответствующих, по нашему мнению, бонинитовым сериям, находят свое объяснение.

Наиболее характерной особенностью бонинитов является высокое содержание MgO при значительных количествах SiO<sub>2</sub>. На диаграмме MgO–SiO<sub>2</sub> видно (рис. 2.14), что пироксеновые порфириды резко отличаются от обычных базальтов, располагаясь в полях бонинитов Тихого океана и Горного Алтая.

Пироксеновые порфириды палеоспрединовых структур Полярного Урала имеют аномальные содержания Cr (1044–1720 г/т) по сравнению с океаническими (150–300 г/т) и островодужными (40–60 г/т) базальтами, что даже выше, чем в бонинитах Восточного Саяна (в среднем 500 г/т) и близко к количеству Cr в бонинитах Горного Алтая (893 г/т) и островных дуг западной части Тихого океана: Идзу-Бонинской (в среднем 786 г/т), Марианской (915 г/т), Тонга (1800 г/т) [Симонов, 1993]. В результате мы имеем очень низкие значения Ti/Cr (1.3–2.5), и на диаграмме Ti/Cr – Ni пироксеновые порфириды Войкаро-Сыньинских офиолитов попадают в поле бонинитов Тихого океана и близки к тренду бонинитовых серий из палеозойских офиолитов Монголии и Восточного Саяна, в то время как большая часть пород дайкового комплекса имеет океанические характеристики (рис. 2.15).

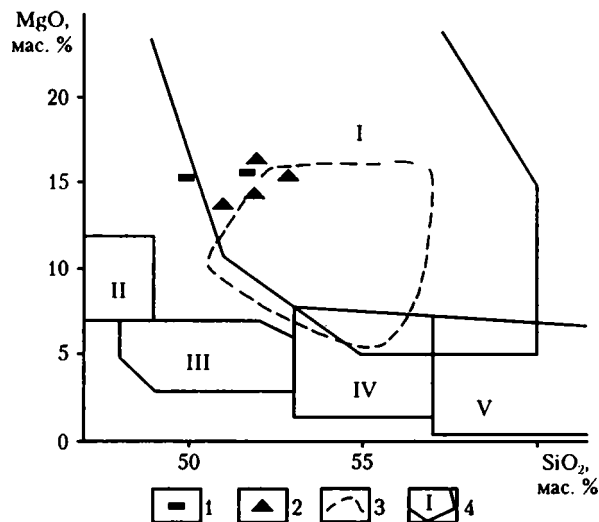
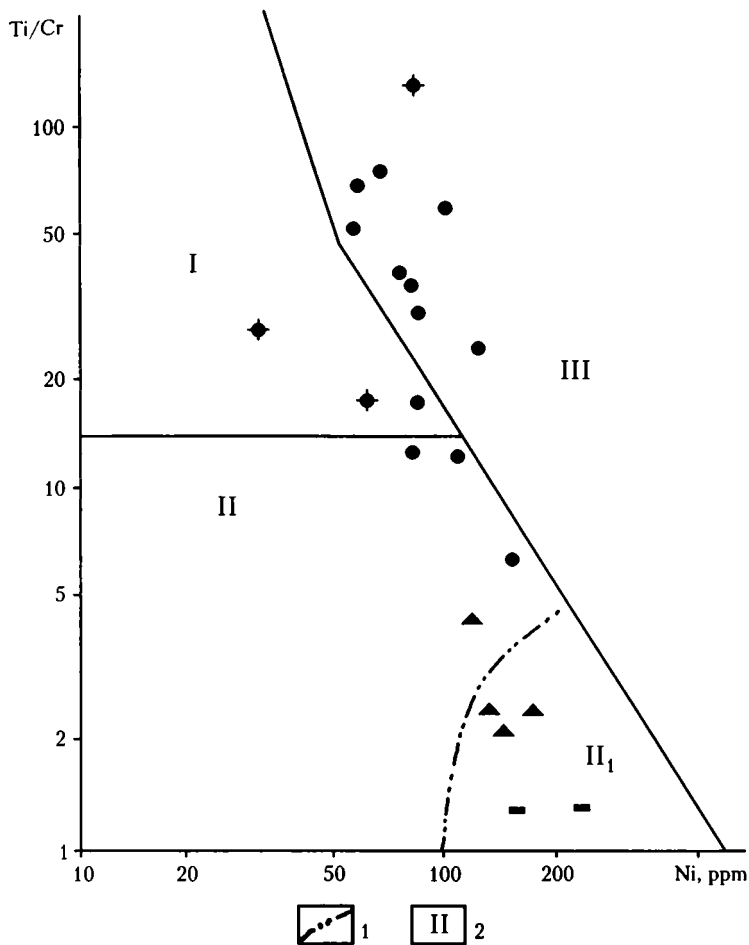


Рис. 2.14. Диаграмма MgO–SiO<sub>2</sub> для составов пироксеновых порфиритов из дайковых комплексов Войкаро-Сыньинских офиолитов. Построена с использованием данных: [Симонов, Добрецов, Буслов, 1994]

1, 2 – пироксеновые порфириды: 1 – даек, 2 – “вторичных камер”; 3 – поле составов бонинитов Горного Алтая; 4 – поля составов пород: I – бонинитов западной части Тихого океана, II – оливиновых базальтов, III – базальтов, IV – андезитобазальтов, V – андезитов



**Рис. 2.15.** Диаграмма Ti/Cr–Ni для составов пород из дайковых комплексов Войкаро-Сыньинских офиолитов. Построена с использованием данных: [Кепежинская и др., 1987; Симонов, 1993; Vercalova et al., 1983]

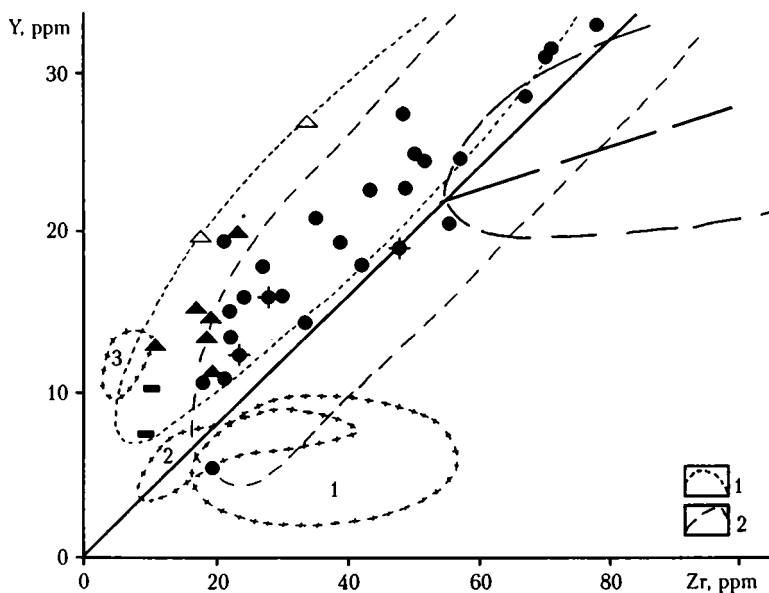
1 – поле бонинитов западной части Тихого океана; 2 – поля составов пород: I – умеренно титанистые островодужные серии; II – низкотитанистые островодужные серии (II<sub>1</sub> – бониниты); III – высокотитанистые серии срединно-океанических хребтов, задуговых бассейнов и т.п.

Остальные условные обозначения см. на рис. 2.13

Аналогичные выводы следуют из анализа соотношения ванадия и титана – рассматриваемые пироксеновые порфириды также ассоциируют с тихоокеанскими бонинитами (V/Ti около 10 и менее). Порфириды Полярного Урала обеднены Y и

Zr, и точки их составов располагаются в начале тренда даек и эффузивов Троодоса (рис. 2.16).

Несмотря на значительную степень измененности пород палеоспрединовых комплексов Войкаро-Сыньинских офиолитов, нам удалось найти



**Рис. 2.16.** Диаграмма Y–Zr для составов пород из дайковых комплексов Войкаро-Сыньинских офиолитов построена с использованием данных: [Шараськин, Закариадзе, 1982; Tarney, March, 1991]

1, 2 – поля составов: 1 – эффузивов и даек офиолитов Троодоса (Кипр), 2 – базальтов островных дуг западной части Тихого океана.

Остальные условные обозначения см. на рис. 2.4 и 2.13



свежие клинопироксены в пироксеновых порфири-тах и изучить их составы (табл. 2.3). На диаграммах, отражающих взаимосвязи основных химических компонентов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ), видно, что составы рассмотренных минералов ассоциируют преимущественно с полями клинопироксенов океанических и бонинитовых серий, попадая также в области островодужных толеитов (см. рис. 2.5–2.7). Пироксены из порфиритов Полярного Урала, по сравнению с минералами бонинитов из офиолитов Малого Кавказа и Горного Алтая, обогащены легкоплавкими компонентами (Ti, Na, Fe) и обеднены тугоплавкими (Cr). Отличаются они и от пироксенов из бонинитов островных дуг Тихого океана большими концентрациями титана и меньшими – хрома.

Необходимо отметить, что составы пироксенов из даек, ассоциирующих со “вторичными камерами”, имеют океанические характеристики, располагаясь ближе к соответствующим полям, в то время как геохимические параметры соответствующих даек близки бонинитовым сериям. Возможно, в рассматриваемых породах присутствуют интрателлурические пироксены, отражающие переходную стадию от океанической ситуации к формированию примитивной островной дуги. В целом, исследования составов минералов показывают развитие переходных магматических систем, имеющих как океанические, так и островодужные характеристики (бонинитовые и островодужно-толеитовые серии), в условиях примитивных энсиматических островных дуг, зарождающихся на океанической литосфере, что является подтверждением выводов, основанных на геохимических данных.

Как уже отмечалось выше, породы палеоспрединовых комплексов Войкаро-Сыньинских офиолитов в значительной степени изменены. Исследования составов амфиболов, развивающихся по пироксенам (табл. 2.5), позволили выявить два этапа метаморфических процессов. Коричневые роговые обманки фиксируют метаморфизм “океанического” типа, происходивший в результате циркуляции морской воды непосредственно в ходе спрединговых процессов. Для океанического метаморфизма характерны: хорошая сохранность первич-

ных структур, псевдоморфные замещения магматических минералов метаморфическими, низкие давления (0.5–2 кбар) и высокоградиентная температурная зональность от амфиболитовой до цеолитовой фаций [Скляров, Добрецов, 1987]. Второй этап связан с образованием амфиболов актинолитового ряда, которые развивались в процессе регионального низкоградиентного метаморфизма.

В целом, петрологические, геохимические и минералогические исследования показали, что пироксеновые порфириты из палеоспрединовых комплексов Войкаро-Сыньинских офиолитов соответствуют породам бонинитовых серий. Учитывая, что в разрезе офиолитов (в частности, по р. Правая Пайера) комплексы с пироксеновыми порфиритами находятся достаточно близко к гипербазитам, в которых широко развиты жилы вебстеритов, секущие гарцбургиты, можно предположить, что высококальциевые бонинитовые расплавы (по составу отвечающие пироксенитам) в одних случаях формировали дайковые серии, а в других ситуациях, в более пластичной гипербазитовой матрице, образовывали жилы пироксенитов, преимущественно вебстеритов. Эти представления подтверждаются данными Г.Н. Савельевой [1987], которые свидетельствуют о значительной обогащенности базальтовыми компонентами вебстеритов (располагающихся в гарцбургитах), позволяющей предположить, что способ их образования был другим, нежели у метаморфогенных жил пироксенитов, и связан скорее всего с кристаллизацией проникавших сквозь гарцбургиты расплавов [Добрецов, 1981].

Исследования геохимических особенностей лав войкарской серии, прежде всего, распределение устойчивых к вторичным процессам элементов (Ti, Cr, Ni, V), показало, что эти эффузивы могли формироваться из близких к рассмотренным палеоспрединовым комплексам магматических систем, связанных с соответствующей палеогеодинамической обстановкой. Эти выводы не противоречат данным предыдущих исследователей [Язева, Бочкарев, 1984], показавших, что диабазы комплекса параллельных даек сопоставимы со спилитами района р. Войкар, являясь комагматичными об-

Таблица 2.5. Представительные анализы составов амфиболов из пироксеновых порфиритов палеоспрединовых дайковых комплексов Войкаро-Сыньинских офиолитов Полярного Урала, мас. %

№ п/п	№ обр.	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Cr}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{MnO}$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	Сумма
1	с-5-95	47.50	1.89	7.95	0.71	8.38	0.08	16.66	11.94	1.65	0.14	96.91
2	с-6-95	49.06	1.37	5.80	0.17	11.37	0.15	15.68	11.91	1.03	0.19	96.72
3	с-8а-95	47.26	2.10	7.51	0.59	10.09	0.11	16.20	11.29	1.44	0.07	96.66
4	с-6-95	54.32	0.05	2.35	0.02	10.29	0.17	16.82	13.04	0.21	0.04	97.33
5	с-8а-95	54.93	0.02	2.63	0.08	7.97	0.16	18.21	12.80	0.21	0.03	97.04
6	с-8а-95	55.11	0.03	2.07	0.08	7.98	0.19	18.76	12.55	0.15	0.02	96.92

Примечание. 1–3 – роговые обманки “океанического” метаморфизма; 4–6 – амфиболы актинолитового ряда регионального метаморфизма. Состав определен на рентгеновском на микроанализаторе “Сameбах-micro” (ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск).

разованиями. Несмотря на эти данные, нельзя исключать возможность образования спилитов войкарской серии и диабазов палеоспрединового комплекса Войкаро-Сыньинских офиолитов из различных магмогенерирующих систем.

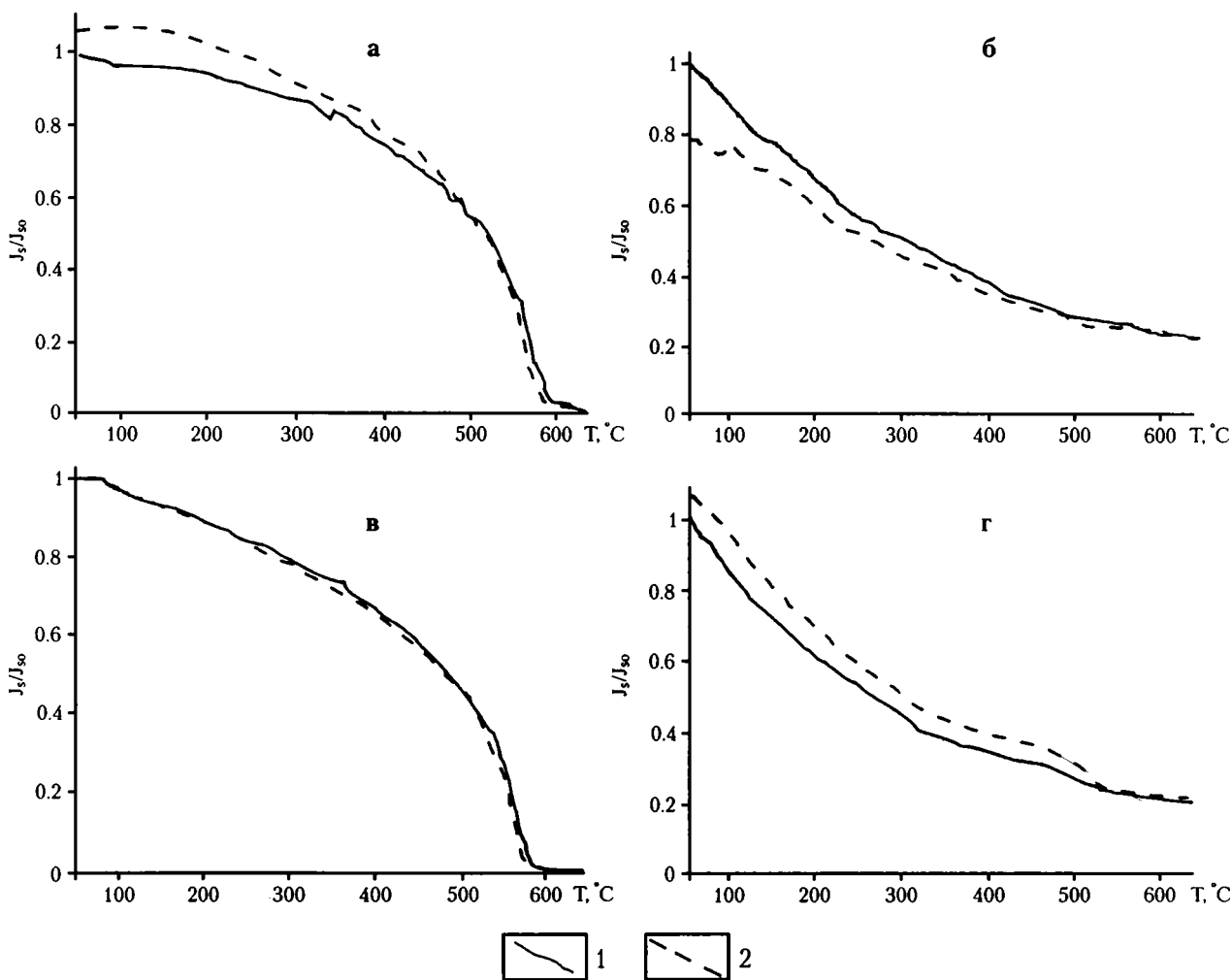
В результате проведенных петрогеохимических исследований удалось установить, что палеоспрединовые комплексы Полярного Урала, обладая признаками океанических и бонинитовых серий, формировались скорее всего в зарождающейся на океанической литосфере примитивной островной дуге типа Идзу-Бонинской и Тонга.

### 2.2.3. Палеомагнитная и петромагнитная характеристики

Для палеомагнитного и петромагнитного изучения, так же как и для петрогеохимических исследований, из тех же объектов были отобраны ориентированные образцы Войкаро-Сыньинских

офиолитов из непрерывных разрезов расслоенного габбро-гипербазитового комплекса, палеоспрединовых дайковых серий в бортах рек Правая Пайера и Лагорта-Ю и кремнисто-спилит-диабазовой войкарской серии по р. Войкар.

Для определения минералов-носителей магнетизма пород было проведено их термомагнитное исследование, которое показало, что во всех образцах габбро, габбро-норитов разрезов р. Правая Пайера, руч. Норитовый и диабазов р. Лагорта-Ю, где обнаружены магнитные минералы, присутствуют магнетит (фиксируется по точкам Кюри в районе 570–580 °С) и маггемит. Последний установлен в ряде образцов по наличию подъема на зависимостях намагниченности насыщения от температуры ( $J_s-T$ ) при  $T=150-200$  °С и ее спаду при 330–440 °С (рис. 2.17, а), связанному, очевидно, с переходом маггемита в гематит. Величина отношения намагниченности насыщения после нагрева до 600 °С к этой величине до нагрева ( $J_{st}/J_{so}$ )



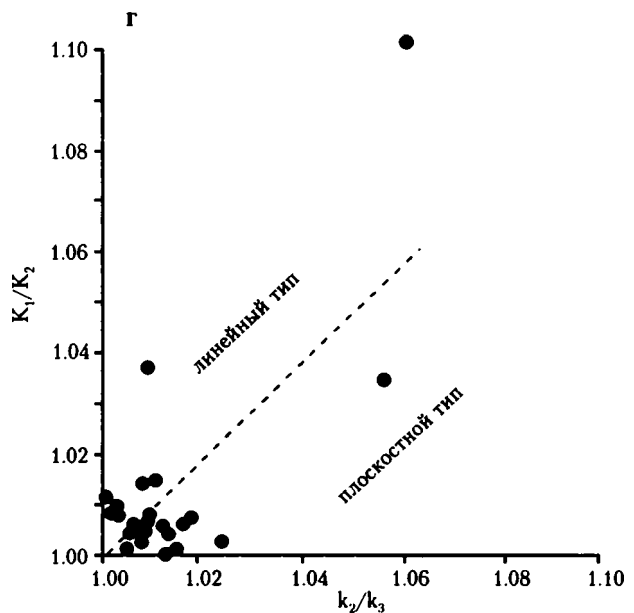
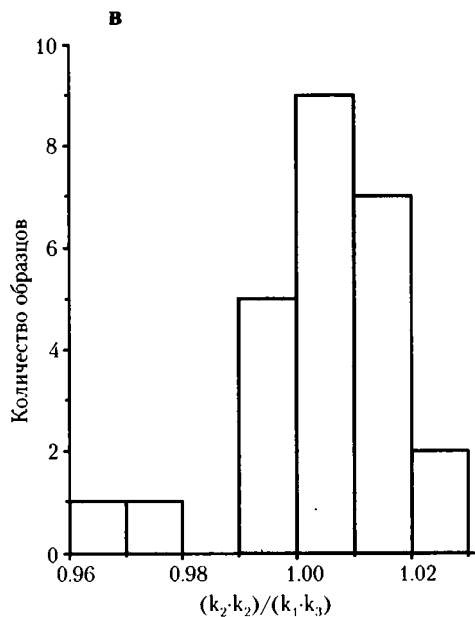
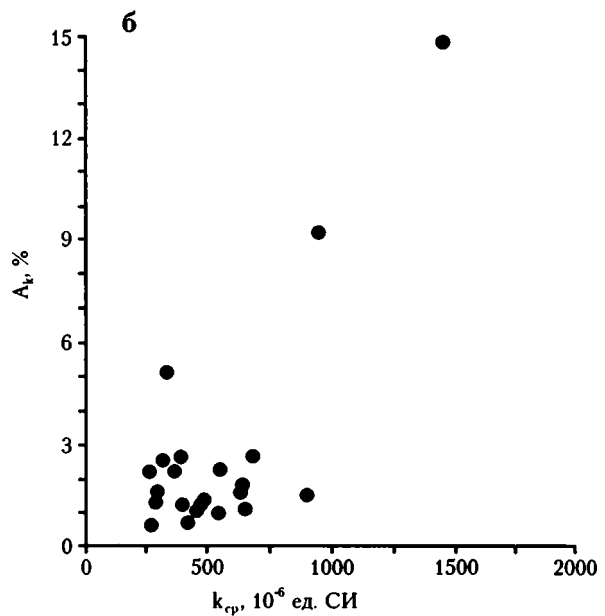
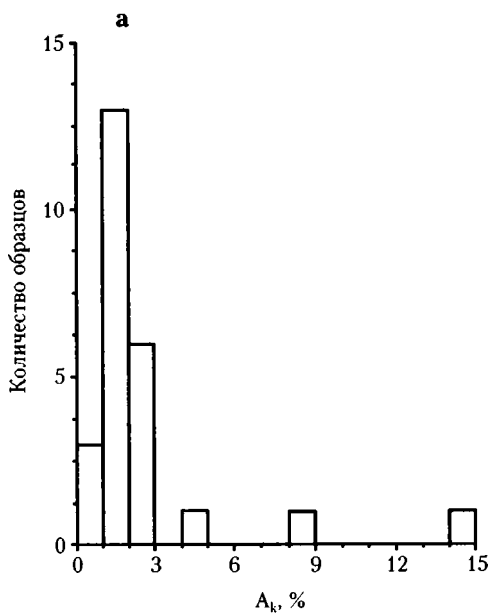
**Рис. 2.17.** Результаты термомагнитного анализа намагниченности насыщения ( $J_s-T$ ) образцов интрузивных пород Войкаро-Сыньинских офиолитов

а, б – габбро (р. Правая Пайера): а – мафитовое (обр. пп-1к), б – лейкократовое (обр. пп-1р); в – габбро-норит (обр. лг-ба, руч. Норитовый); г – диабаз дайки (обр. лг-1зг, р. Лагорта-Ю). 1 – первый нагрев, 2 – второй нагрев

Таблица 2.6. Величина и направление главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости образцов полосчатого габбро р. Правая Пайера

№ обр.	Dec, °	Inc, °	R <sub>95</sub> , °	k <sub>1</sub>	sdv	Dec, °	Inc, °	R <sub>95</sub> , °	k <sub>2</sub>	sdv	Dec, °	Inc, °	R <sub>95</sub> , °	k <sub>3</sub>	sdv	k <sub>ср</sub>	A <sub>k</sub> , %	E
пт-1а	158.1	-29.9	6.2	320.2	0.3	73.5	9.4	7.6	318.1	0.3	359.1	-58.4	4.7	315.1	0.2	317.8	1.60	1.00
пт-1б	114.0	-38.3	0.1	141.1	0.1	349.9	-35.3	0.0	139.7	0.1	233.6	-32.0	0.1	139.3	0.1	140.0	1.26	0.99
пт-1в	263.3	-7.6	69.0	274.5	1.5	171.0	-16.8	69.3	272.2	1.6	376.8	-71.5	74.6	271.8	2.0	272.8	0.98	0.99
пт-1г	270.3	-57.2	31.2	244.1	0.1	150.4	-33.5	57.1	244.0	0.4	220.9	22.8	6.1	240.9	0.2	243.0	1.31	1.01
пт-1д	190.7	17.7	0.4	1564.8	0.3	70.3	57.8	1.1	1417.2	0.6	109.6	-26.0	1.1	1333.1	0.7	1438.4	14.81	0.96
пт-1е	126.4	-23.2	54.6	146.8	0.7	234.5	-36.0	35.8	146.0	0.2	289.6	-27.2	64.7	144.8	0.5	145.8	1.36	1.00
пт-1ж	195.7	-8.2	8.2	320.5	0.6	102.6	-20.8	5.4	318.7	0.1	306.0	-67.5	6.2	314.8	0.7	318.0	1.77	1.01
пт-1и	176.9	-40.9	13.7	327.0	0.1	81.9	-5.7	16.2	325.5	0.1	345.5	-48.6	8.6	323.5	0.2	325.3	1.09	1.00
пт-1к	157.1	-62.7	10.8	452.1	0.3	283.2	-16.9	10.7	450.0	0.3	379.8	-20.8	2.9	444.1	0.5	448.8	1.76	1.01
пт-1л	239.9	-5.0	0.0	147.2	0.1	150.6	7.5	0.0	147.0	0.1	116.3	-81.0	0.1	144.8	0.1	146.3	1.60	1.01
пт-1м	189.4	3.1	0.0	200.2	0.0	112.4	-69.8	0.0	198.0	0.1	267.2	-75.7	0.0	197.8	0.1	198.7	1.22	0.99
пт-1н	172.9	14.2	0.1	278.4	0.5	235.7	-61.1	0.2	274.5	0.5	89.6	-24.6	0.1	272.1	0.1	275.0	2.26	0.99
пт-1п	202.8	-35.7	34.5	20186.0	8.8	212.9	53.9	13.6	19509.4	0.9	116.3	4.8	33.7	18465.0	9.8	19386.8	8.53	1.02
пт-1р	352.4	-37.0	6.2	335.6	0.3	266.3	5.1	8.7	330.7	0.5	182.9	-52.5	9.9	327.2	0.1	331.2	2.51	1.00
пт-1с	204.9	-14.6	43.0	229.8	0.2	282.2	40.3	45.0	229.1	0.2	310.6	-46.0	16.1	227.3	0.5	228.8	1.10	1.00
пт-1т	177.5	-66.7	82.9	236.0	1.4	76.8	-4.6	84.8	234.7	0.2	344.8	-22.8	15.5	233.1	0.4	234.6	1.23	1.00
пт-1у	341.1	-11.8	79.6	136.2	0.4	334.0	14.7	120.3	136.0	0.1	108.4	-71.0	40.4	135.3	0.4	135.8	0.64	1.00
пт-1ф	179.1	1.9	29.8	237.9	0.5	91.1	-46.5	60.7	235.8	0.7	267.3	-43.5	68.3	235.1	0.3	236.3	1.17	0.99
пт-1х	209.2	-74.0	71.8	210.3	0.1	33.2	-16.0	47.1	210.0	0.5	302.9	-1.1	63.9	208.8	0.5	209.7	0.70	1.00
пт-1ц	229.1	-66.3	7.1	177.4	1.6	131.5	-3.3	25.5	171.0	0.1	220.0	23.4	13.5	169.4	2.1	172.6	4.50	0.97
пт-1ч	217.9	-42.0	15.9	184.1	1.0	112.5	-16.4	89.2	183.0	0.0	366.4	-43.4	10.9	180.1	1.3	182.4	2.20	1.01
пт-1ш	212.7	-75.4	11.3	160.0	0.2	99.3	-5.9	11.4	158.8	0.4	187.9	13.3	7.1	156.0	0.4	158.3	2.51	1.01
пт-1щ	295.0	-7.9	62.0	133.7	0.8	200.9	-27.3	61.6	132.9	0.6	39.7	-61.4	9.3	130.7	0.3	132.4	2.21	1.01
пт-1э	124.6	-74.9	7.2	324.5	0.1	245.0	-7.8	6.2	322.1	0.3	156.8	12.9	3.7	318.9	0.3	321.8	1.73	1.00
пт-1ю	372.3	-60.3	35.1	195.6	0.1	250.4	-16.8	35.2	195.0	0.2	332.8	23.7	4.5	190.4	0.2	193.7	2.65	1.02

Примечание. Dec, Inc – склонение и наклонение, соответственно, главных осей эллипсоида магнитной восприимчивости в современных координатах; R<sub>95</sub> – радиус круга доверия вокруг рассчитанного направления главных осей магнитной восприимчивости; k<sub>1</sub>, k<sub>2</sub>, k<sub>3</sub> – величины максимальной, промежуточной и минимальной магнитной восприимчивости, соответственно, даны в 10<sup>-6</sup> ед. СИ; sdv – стандартное отклонение; k<sub>ср</sub>=(k<sub>1</sub>+k<sub>2</sub>+k<sub>3</sub>)/3; A<sub>k</sub>=(1-k<sub>3</sub>/k<sub>1</sub>)-100; E=(k<sub>2</sub>k<sub>3</sub>)/(k<sub>1</sub>k<sub>2</sub>).



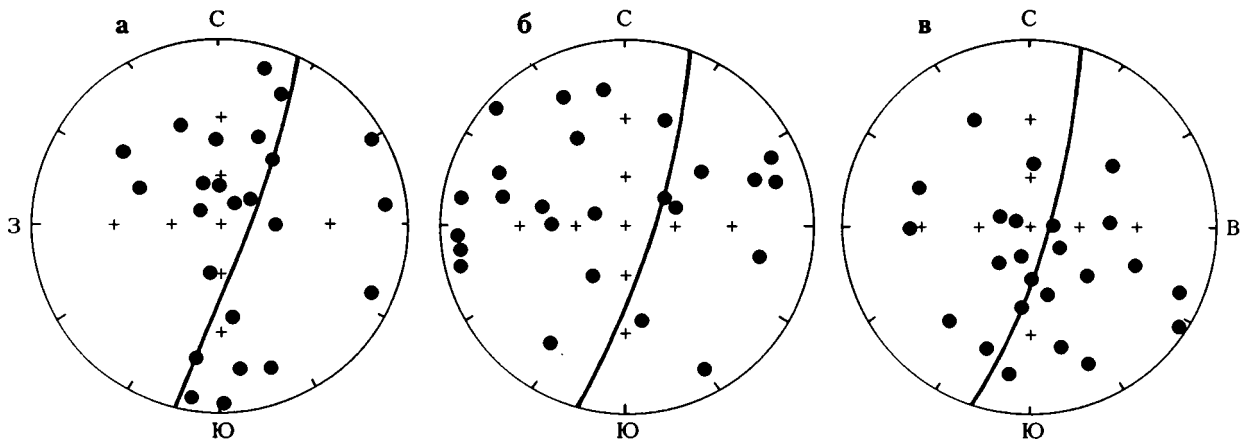
**Рис. 2.18.** Основные характеристики магнитной текстуры образцов расслоенного габбро бассейна р. Правая Пайера

а – гистограмма распределения величины магнитной анизотропии ( $A_k$ ); б – зависимость величины магнитной анизотропии от начальной магнитной восприимчивости ( $k_{cp}$ ); в – гистограмма распределения характеристики формы магнитной текстуры; г – диаграмма Д. Флинна [Flinn, 1965]

для образцов без магнетита близка 1, а для образцов с магнетитом заметно меньше 1. В ряде образцов содержание ферромагнитных минералов не превышает сотых долей процента,  $J_s$ -Т имеет гиперболическую форму, близкую парамагнитному типу (рис. 2.17, б). Между величинами намагниченности насыщения и магнитной восприимчивостью наблюдается тесная положительная корреляция ( $r_k=0.9$ ). Можно заключить, что вариация величин магнитной восприимчивости в исследованных породах в большей степени зависит от концентрации магнитных минералов, а не от состава

и структурных особенностей магнитной фракции. Состав последней практически однороден во всех изученных интрузивных породах [Диденко и др., 1998].

В образцах расслоенного габбро размах концентрационных магнитных характеристик ( $J_s$ ,  $k$ ) достаточно высок и составляет примерно порядок, что можно видеть по величине магнитной восприимчивости: от  $0.26$  до  $1.6 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ (табл. 2.6). Причем, наименее магнитными являются образцы, отобранные из лейкократовых слоев, тогда как образцы из меланократовых прослоев значительно маг-



**Рис. 2.19.** Стереогаммы распределения направлений главных осей эллипсоидов начальной магнитной восприимчивости образцов расслоенного габбро на сфере (р. Правая Пайера)

а-в – оси: а – максимальная, б – промежуточная, в – минимальная. Для всех направлений дана проекция на нижнюю полусферу. Линия – проекция на нижнюю полусферу плоскости среднего залегания элементов расслоенности габбро

нитнее. Отношение остаточной намагниченности насыщения к намагниченности насыщения ( $J_{rs}/J_s$ ) у всех проанализированных образцов расслоенного габбро заметно меньше 0.1, что может свидетельствовать о наличии в этих породах псевдооднородного и, возможно, многодоменного магнетита [Щербаков, Щербакова, 1980; Davis, 1981].

Образцы габбро-норитов являются наиболее магнитными, величины их  $J_s$  и  $k$  достигают  $1.5 \text{ Ам}^2/\text{кг}$  и  $2 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ, соответственно. Величины  $J_{rs}/J_s$  меньше 0.06, что свидетельствует в пользу многодоменного состояния основного носителя магнетизма этих пород – магнетита (рис. 2.17, в). Наименее магнитными в исследованном разрезе по руч. Норитовый являются плагиограниты: их зависимости  $J_s$ -Т являются практически парамагнитными, величины  $J_s$  меньше  $0.01 \text{ Ам}^2/\text{кг}$ . Магнитная восприимчивость меньше  $0.5 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ (обр. лг-6к1, -6л; табл. 2.7). О их магнитной структуре судить по имеющимся у нас данным трудно. Очевидно, что в  $J_s$  преобладающий вклад дает парамагнитная фракция, и отношение  $J_{rs}/J_s$  в данном случае не отражает структурного состояния магнитных минералов [Щербаков, Щербакова, 1980].

Для многих образцов диабазов даек из разреза р. Лагорта-Ю поведение  $J_s$ -Т близко к парамагнитному (рис. 2.17, г). Низкие содержания магнитных минералов для многих образцов диабазов даек, вероятно, отражают не только условия кристаллизации, подобные закалочным, но и наличие зеленокаменного перерождения пород даек, приводящее к заметному уменьшению концентрации магнитных минералов в породе. В ряде тел даек фиксируется близкое к первичному распределение магнитных минералов; закономерное понижение их концентрации от центральных частей даек к краевым, например тела № 7, 9, 23 (табл. 2.8), что говорит о неполном уничтожении первичного магнитного компонента диабазов даек. Для таких образцов форма зависимости  $J_s$ -Т имеет Q-тип

[Печерский и др., 1975]. Отношения  $J_{rs}/J_s$  для всех изученных образцов диабазов даек меньше 0.1, что свидетельствует о псевдооднородном структурном состоянии магнетита, который является основным носителем магнетизма пород даек. Для некоторых образцов этот вывод не очевиден, так как в величине  $J_s$  парамагнитная доля, возможно, соизмерима с ферримагнитной.

Величина анизотропии магнитной восприимчивости ( $A_k$ ) образцов расслоенного габбро имеет значительные колебания от 0.64 до 14.81 % (табл. 2.6, рис. 2.18, а), но величина анизотропии основного количества образцов лежит в пределах 3 % (22 образца из 25). Модальное значение  $A_k$  лежит в пределах 1–2 % (рис. 2.18, а). Для основного количества образцов корреляции между величинами магнитной восприимчивости и магнитной анизотропии не намечается: рой точек располагается параллельно оси ординат, у оставшихся трех образцов, имеющих  $A_k$  от 4 до 15 %, отмечается положительная корреляция (рис. 2.18, б).

Тип магнитной анизотропии большинства образцов выражен неявно, модальное значение величины  $E$  практически равно 1 (табл. 2.6), что отчетливо видно на рис. 2.18, в, г. Три образца с  $A_k$  более 4 % и положительной корреляцией  $A_k$ - $k_{cp}$  (рис. 2.18, б) имеют отчетливо проявленный характер анизотропии (рис. 2.18, г). Для двух образцов (пп-1д, -ц; табл. 2.6) он приближается к линейному, т.е. минимальная и средняя оси эллипсоида примерно равны, а в одном близка к плоскостному (пп-1п; табл. 2.6) – максимальная и средняя оси примерно равны. Влияния петрографического состава пород на тип магнитной текстуры не отмечается (подробнее см.: [Диденко и др., 1998]).

Пространственное распределение направлений главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости образцов расслоенного габбро (рис. 2.19; табл. 2.6) не свидетельствует о преимущественной ориентировке ни одной из трех главных осей эл-

**Таблица 2.7.** Величина и направление главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости образцов габбро-норитов руч. Норитовый

№обр.	Dec,°	Inc,°	R <sub>95</sub> ,°	k <sub>1</sub>	sdv	Dec,°	Inc,°	R <sub>95</sub> ,°	k <sub>2</sub>	sdv	Dec,°	Inc,°	R <sub>95</sub> ,°	k <sub>3</sub>	sdv	k <sub>φ</sub>	A <sub>к</sub> ,%	E
лг-6а	278.4	-34.6	1.3	1000.0	0.5	55.9	-46.9	9.7	938.4	0.6	351.9	22.3	9.7	916.9	0.4	951.8	8.31	0.96
лг-6б	200.1	-64.4	6.2	207.2	0.5	336.9	-19.3	6.6	205.5	0.5	72.8	-16.2	6.3	202.3	0.1	205.0	2.39	1.01
лг-6в	282.4	-60.7	81.6	388.0	0.2	177.6	-8.1	81.5	387.9	0.2	83.3	-28.0	5.0	381.3	0.2	385.8	1.73	1.02
лг-6г	290.7	-51.5	3.7	377.8	0.1	84.8	-35.6	6.4	374.1	0.1	364.1	12.8	6.8	373.3	0.4	375.1	1.19	0.99
лг-6д	313.8	-65.2	2.3	412.8	0.1	267.8	17.8	17.6	406.4	0.1	363.3	16.7	17.4	405.8	0.2	408.3	1.69	0.99
лг-6е	24.3	-6.1	0.7	468.9	1.0	297.1	24.0	2.6	459.4	0.8	280.9	-65.2	2.6	454.4	0.4	460.9	3.10	0.99
лг-6ж	364.9	-42.3	5.1	312.2	0.8	102.8	-8.6	10.8	306.2	0.2	201.9	-46.4	9.6	303.6	0.3	307.3	2.75	0.99
лг-6и	58.7	-74.0	0.9	19674.4	0.5	63.8	16.0	0.6	17879.9	0.6	153.4	-1.4	0.7	14170.8	0.4	17241.7	27.97	1.15
лг-6к1	205.1	-55.0	0.3	4815.3	0.1	206.6	35.0	2.3	4495.0	1.0	296.1	-0.7	2.3	3884.6	0.5	4398.3	19.33	1.08
лг-6к2	230.3	-55.0	3.0	781.0	8.9	203.2	31.9	4.9	734.0	7.4	121.4	-12.8	4.3	614.5	1.5	709.8	21.31	1.12
лг-6л	226.2	-8.8	2.9	1579.1	0.2	63.4	-80.8	1.9	1546.7	0.0	316.6	-2.7	3.4	1414.2	0.2	1513.3	10.44	1.07
лг-6м	53.4	-50.6	0.3	26258.7	0.7	206.0	-36.0	0.7	24499.8	0.2	306.2	-13.7	0.6	19351.6	0.5	23370.0	26.30	1.18
лг-6н	239.5	-25.7	1.3	544.9	0.5	98.0	-58.4	6.2	529.3	0.1	338.0	-17.1	6.3	521.6	0.8	531.9	4.26	0.99
лг-6п	91.7	-19.0	2.9	412.1	0.3	197.1	-37.6	1.5	407.9	0.7	340.6	-46.3	2.6	406.5	0.4	408.8	1.35	0.99
лг-6р	269.1	-24.6	1.8	2554.7	0.7	90.7	-65.4	2.3	2477.9	0.1	179.4	0.6	1.5	2397.4	0.7	2476.7	6.16	1.00

*Примечание.* Пояснения см. в табл. 2.6.

Таблица 2.8. Величина и направление главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости образцов диабазов даек р. Лагорта-Ю

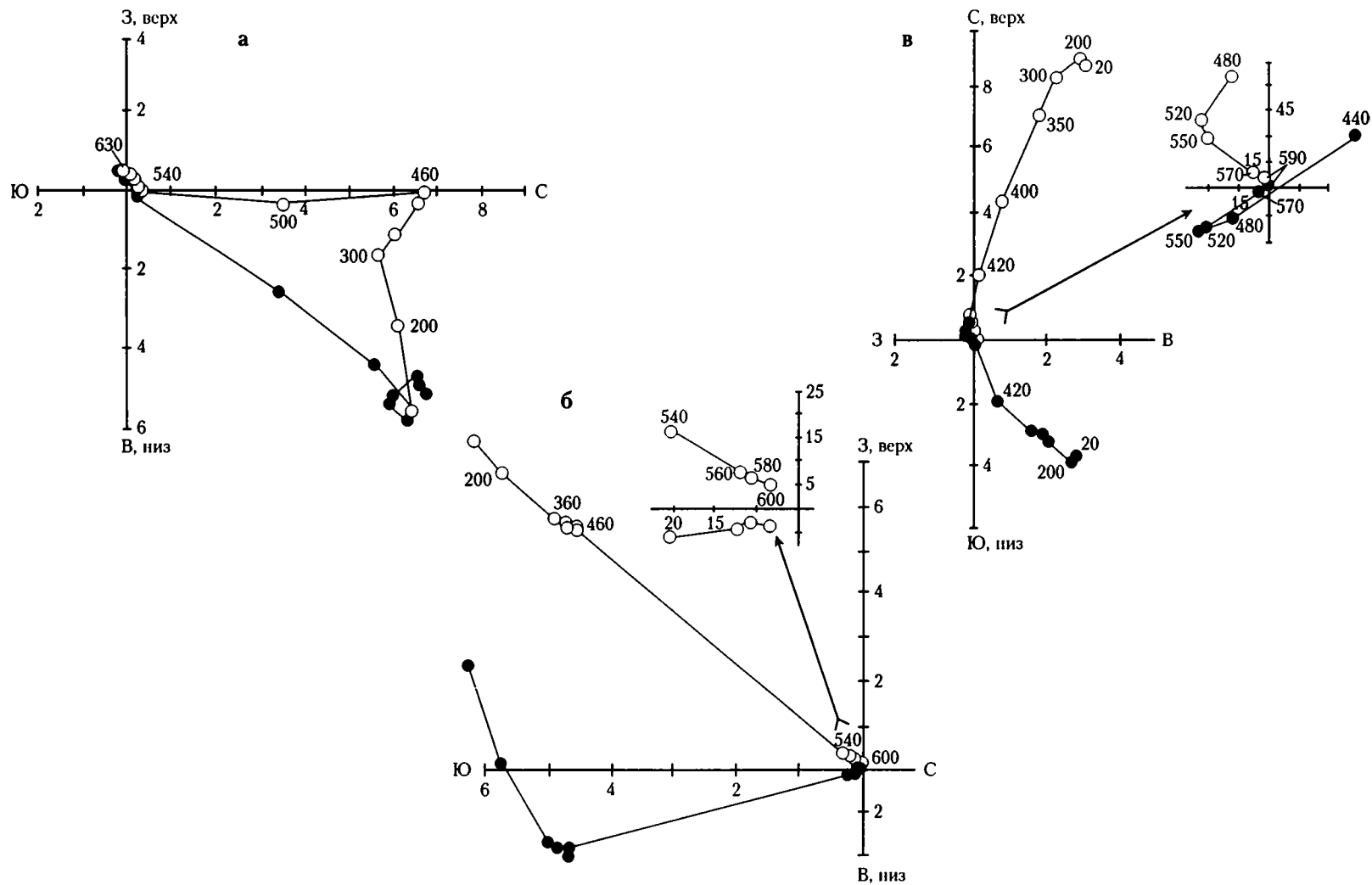
№ тела	№ обр.	Тип контакта	Dec, °	Inc, °	R <sub>95</sub> , °	k <sub>1</sub>	sdv	Dec, °	Inc, °	R <sub>95</sub> , °	k <sub>2</sub>	sdv	Dec, °	Inc, °	R <sub>95</sub> , °	k <sub>3</sub>	sdv	k <sub>cp</sub>	A <sub>p</sub> , %	E
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
1	1а	Wэнд	318	-46	15	559	4.9	310	43	23	548.5	7.8	223	-4	21	537.5	5.6	548.3	3.85	1.001
1	1б	С	223	-29	8	508.5	4.9	105	-40	10	500	2.2	338	-36	6	488.5	3.7	499	3.93	1.006
1	1в	Еэнд	19	-25	10	402.5	0.6	196	-65	15	399	0.3	288	-1	12	395	0.6	398.8	1.86	1.001
2	1г	Wэкз	9	-40	30	394.5	3.8	7	50	43	392.5	1.5	278	-1	41	390.5	3.7	392.5	1.01	1.000
2	1д	С	25	-35	49	460.5	2.7	274	-26	34	459.5	0.9	157	-43	39	457	2.7	459	0.76	1.003
2	1е	Еэнд	183	-13	8	505.5	0.7	56	-70	7	500.5	1.2	277	-16	3	489.5	1.3	498.5	3.17	1.012
5	1к	Wэнд	284	-62	19	395.5	2.3	58	-20	21	392	0.8	335	19	20	388.5	2.6	392	1.77	1.000
5	1л	С	333	-44	6	395.5	0.4	11	40	6	393	0.8	263	20	2	386.5	1	391.7	2.28	1.010
6	1м	Wэнд	319	-16	5	639.5	2.5	248	48	6	628	1.6	216	-37	3	616	2.8	627.8	3.67	1.001
6	1н	С	336	-54	9	383.5	0.5	330	35	9	381	0.9	243	-4	5	374.5	1.1	379.7	2.35	1.011
6	1п	Еэнд	20	-36	29	726	1.6	195	-54	29	724.5	1.8	109	2	9	721	1.2	723.8	0.69	1.003
7	1р	Wэкз	155	-47	9	465	3.1	123	38	12	460.5	1.7	47	-16	10	455.5	1.7	460.3	2.04	1.001
7	1с	С	246	-28	11	513.5	2.6	80	-62	13	510.5	1.7	159	6	9	502.5	2.3	508.8	2.14	1.010
7	1т	Еэнд	102	-50	21	475	2.4	301	-38	23	473.5	1	204	-9	15	468.5	1.6	472.3	1.37	1.007
8	1у	Wэкз	354	-42	14	575	6.4	289	26	21	567.5	1.2	221	-37	16	562	4.9	568.2	2.26	0.997
8	1ф	С	333	-23	20	447.5	4.9	258	31	20	443.5	2	213	-50	7	437.5	2.7	442.8	2.23	1.005
8	1х	Еэнд	296	-33	7	487	4	129	-56	7	478.5	4.8	30	-6	3	448.5	1.7	471.3	7.91	1.048
9	1ц	Wэкз	99	-36	11	534.5	2.4	250	-50	11	529.5	2.62	359	-14	4	514	2.6	526	3.84	1.021
9	1ч	С	334	-38	9	572.5	3.6	306	49	10	566	1.3	232	-14	5	560	2.5	566.2	2.18	0.999
9	1ш	Еэнд	270	-38	6	565	2.8	85	-52	6	557	3	358	3	5	545	1.9	555.7	3.54	1.008
10	1щ	С	310	-14	32	622.5	12.3	81	-70	43	615	4.7	216	-15	41	609.5	8.6	615.7	2.09	0.997
12	1ю	Wэнд	162	4	10	445.5	0.6	74	-29	11	441.5	1.3	246	-60	6	437.5	1.5	441.5	1.80	1.000
12	1я	С	170	2	28	538	6.5	262	37	35	534.5	2.9	257	-52	31	530.5	4.4	534.3	1.39	1.001
12	4а	Еэнд	51	-67	41	439	4.1	165	-10	52	438	2.9	258	-21	31	435.5	3.9	437.5	0.80	1.003
14	4в	Wэнд	275	-52	20	502.5	4.9	327	25	27	497.5	1.9	224	26	19	495.5	3.5	498.5	1.39	0.994
14	4г	С	303	-41	15	437	1.5	134	-48	15	435	2.3	38	-5	7	429.5	1.2	433.8	1.72	1.008
14	4д	Еэнд	157	50	14	460	1.1	331	-40	14	457.5	1	64	-3	7	448.5	1.3	455.3	2.50	1.015

Таблица 2.8. (окончание)

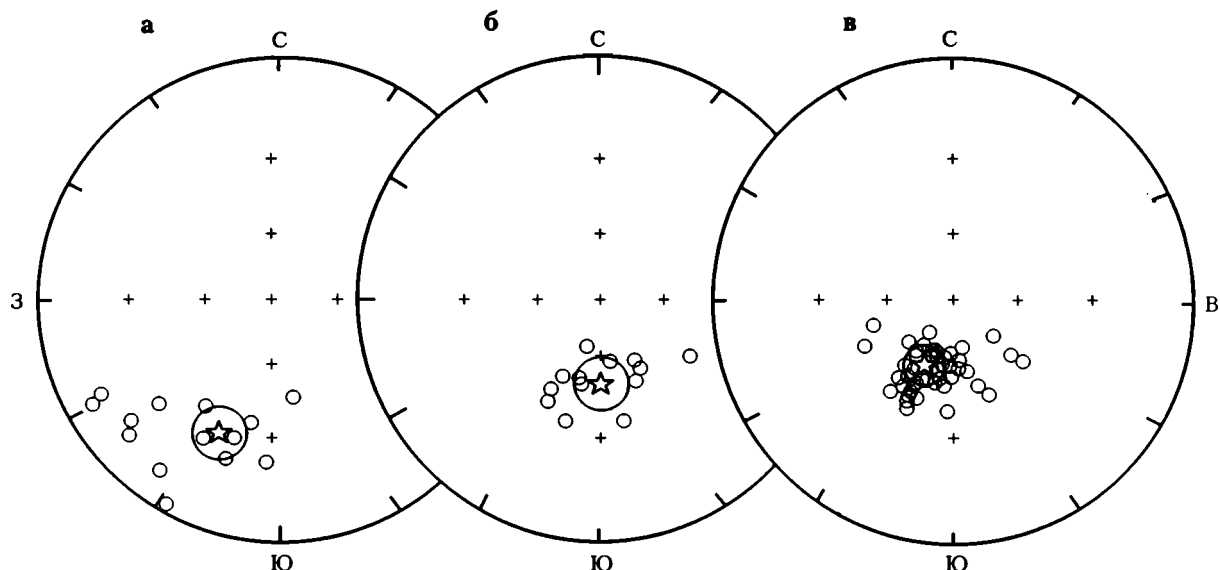
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	15	17	18	19	20	21
16	4ж	Wэнд	290	-21	6	419	1	208	17	6	414	0.2	153	-61	2	405.5	1.2	412.8	3.22	1.009
16	4и	С	340	-14	33	511.5	2.3	127	-73	31	511	1.8	68	9	15	506	2.3	509.5	1.08	1.009
16	4к	Еэнд	117	-22	61	553.5	11.3	233	-47	72	548.5	1.7	11	-34	57	541	0.5	547.7	2.26	1.005
18	4м	Wэнд	348	-53	50	744.5	3.6	123	-28	51	742.5	5.2	46	22	18	728.5	2.9	738.5	2.15	1.016
18	4н	С	237	-16	71	563.5	33.4	116	-61	30	561	0.31	334	-24	75	549.5	34.4	558	2.48	1.016
18	4п	Еэнд	310	-74	6	515.5	1.32	325	15	6	509.5	1.3	234	4	2	484	2.2	503	6.11	1.040
19	4р	Wэкз	236	5	53	487.5	1.8	151	-41	54	485	2.8	321	-48	10	477.5	2.2	483.3	2.05	1.010
19	4с	С	360	-47	25	532.5	2.6	67	20	58	527.5	1.91	321	36	48	527	1.6	529	1.03	0.992
19	4т	Еэнд	262	18	13	599	3.6	316	-60	13	588.5	3.4	180	-22	4	570.5	2.5	586	4.76	1.013
21	4ф	Wэнд	310	-10	25	548.5	2.2	52	-47	28	543	4.4	211	-41	11	523	5.1	538.2	4.65	1.028
21	4х	С	33	-60	21	458.5	3.3	177	-25	36	456	1.3	274	-15	30	454	1.14	456.2	0.98	0.999
21	4ц	Еэкз	190	-15	6	351	0.5	71	-61	7	349.5	0.1	287	-24	3	346.5	0.2	349	1.28	1.004
22	4ч	Wэнд	0.05	-39	49	431.5	1.2	210	-47	49	430.5	1.8	283	15	43	427	1.13	429.7	1.04	1.006
22	4ш	С	350	-38	13	474	3.4	255	-6	30	471	1.86	157	-51	29	469	1.5	471.3	1.05	0.998
22	4щ	Еэкз	297	24	5	602.5	2	253	58	7	592.5	1.7	199	-20	7	585.5	2.1	593.5	2.82	0.995
23	4э	Wэнд	294	-24	7	414	1.7	71	-59	7	409	0.5	196	-19	1	392	0.1	405	5.31	1.031
23	4ю	пл. гр.	330	-44	58	71	0.2	150	-46	13	69.5	0.1	150	-24	39	69.5	0.5	70	2.11	0.979
23	4я	С	290	-32	8	426.5	0.3	268	56	11	424	1.3	14	10	9	421	1.3	423.8	1.29	1.001
23	5а	Еэнд	279	-55	7	461.5	1.25	347	15	8	459.5	0.9	248	31	4	455.5	0.3	458.8	1.30	1.004
24	5б	Wэкз	107	-74	34	391	1.9	56	10	40	389.5	2.5	149	12	43	389	1	389.8	0.51	0.997
24	5в	С	275	-9	51	437	3.4	181	-25	66	436.5	4.9	204	63	56	435.5	2.8	436.3	0.34	1.001
24	5г	Еэнд	289	-31	18	446	3.2	130	-57	17	441	4.2	25	-9	6	430	1.4	439	3.59	1.014
25	5д	Wэкз	4	18	47	377	7.1	73	-47	51	375	2	288	-37	16	372	4.9	374.7	1.33	1.003
25	5е	С	243	-23	44	317	0.4	84	-65	51	316	1.1	337	-8	20	314.5	1.3	315.8	0.79	1.002
25	5ж	Еэнд	39	-48	43	524.5	2.4	137	-7	39	523.5	1.8	233	-41	70	521.5	2.3	523.2	0.57	1.002
27	5к	С	345	-11	5	373.5	2.19	82	-33	5	367	1.3	240	-55	4	362	0.5	367.5	3.08	0.996

Примечание. №№ тел обозначены на рис. 2.10; W(E)энд – западный (восточный) эндоконтакт; W(E)экз – западный (восточный) экзоконтакт; С – центральная часть тела. Остальные пояснения см. в табл. 2.6.





**Рис. 2.20.** Диаграммы Зийдervельда [Zijderveld, 1967] для образцов расслоенного габбро р. Правая Пайера (а), габбро-норитов руч. Норитовый (б) и диабазов даек р. Лагорта-Ю (в)  
Условные обозначения см. на рис. 2.8



**Рис. 2.21.** Стереогаммы проекций векторов интерпретируемых компонент в современной системе координат для образцов расслоенного габбро р. Правая Пайера (а), габбро-норитов руч. Норитовый (б) и диабазов даек р. Лагорга-Ю (в)

Звездочка – среднее направление с овалом доверия для 95 %-ного уровня значимости. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.9

липсоидов магнитной восприимчивости. Особенно отчетливо это заметно на рис. 2.19, в, где показано распределение минимальных осей эллипсоидов каждого образца. Рой точек охватывает практически все пространство полусферы примерно с одинаковой плотностью.

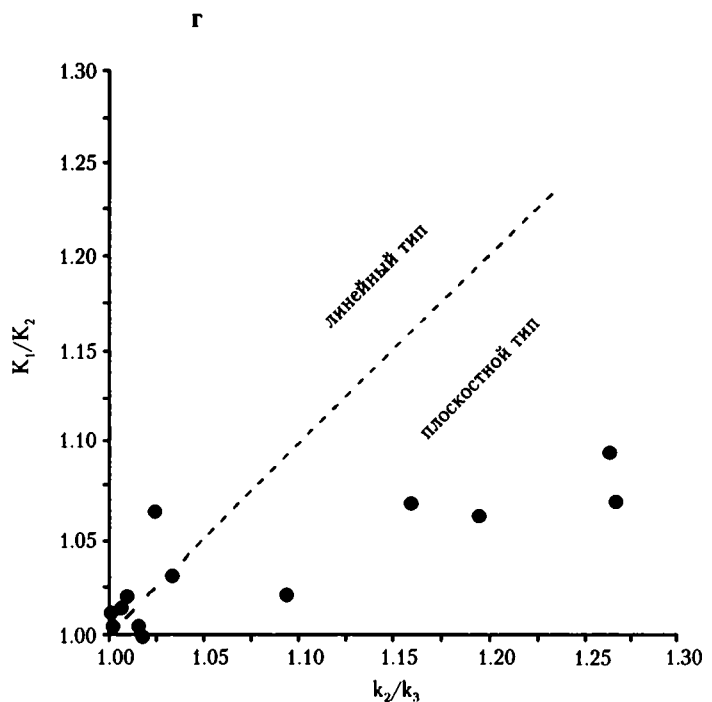
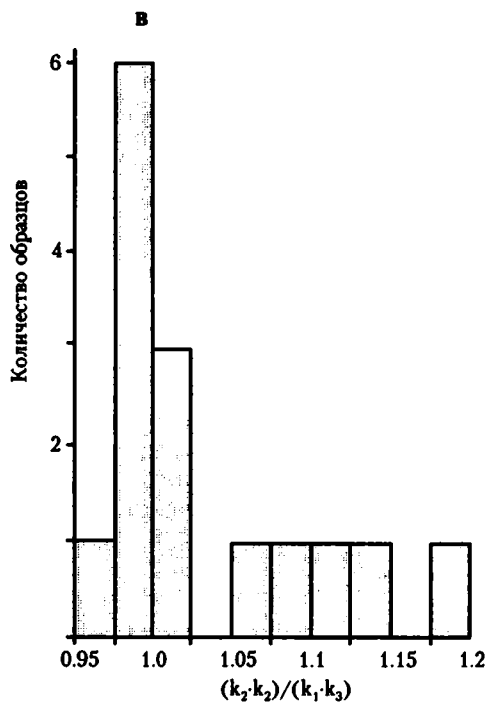
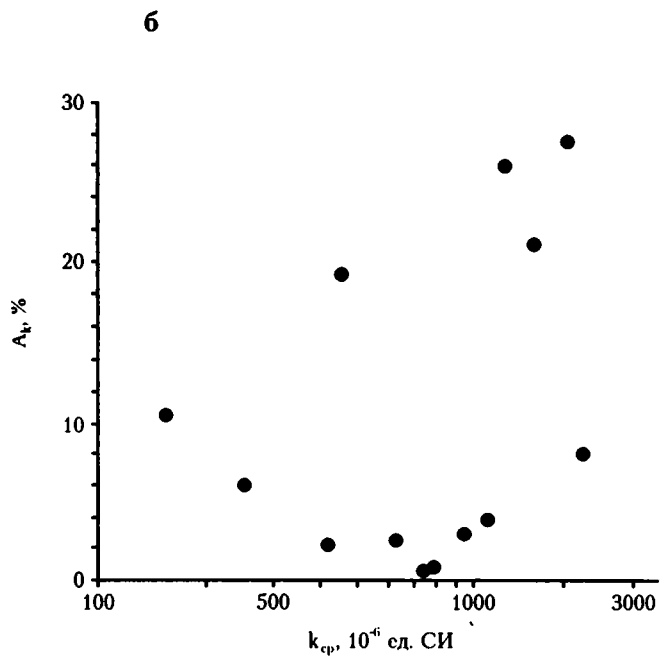
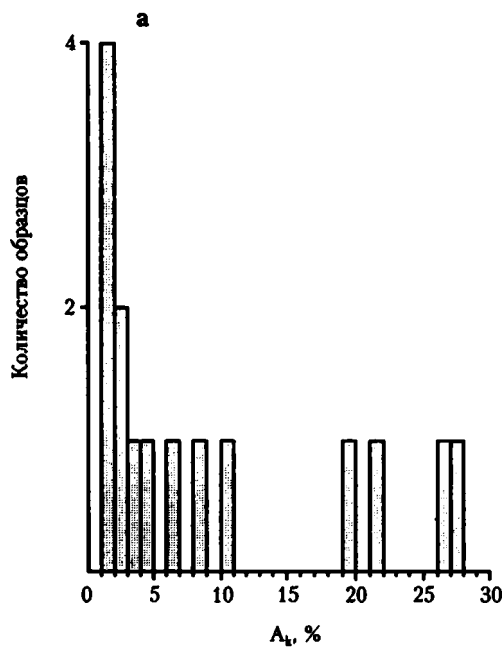
Полный компонентный анализ NRM образцов полосчатого габбро (рис. 2.20, а) показал наличие двух компонент: первой, низкотемпературной, разрушаемой при воздействии до 200–320 °С и имеющей направление, близкое к современному магнитному полю в месте работ, и второй, выделяемой в интервале 420–630 °С, которая имеет направление в современной системе координат  $Dec=45^\circ$ ,  $Inc=12^\circ$ . Характер диаграмм Зийдervельда проанализированных образцов сходен, поэтому можно ограничиться одним примером (рис. 2.20, а).

В изученной части разреза Войкаро-Сыньинских офиолитов габброиды имеют как прямую, так и обратную магнитные полярности. Для нижней части разреза характерно положительное наклонение (обр. пп-1 а–д; табл. 2.9), для верхней части – отрицательное (обр. пп-1е–э; табл. 2.9). Для первых направление высокотемпературной компоненты составляет  $Dec=45-60^\circ$ ,  $Inc=15-20^\circ$ , для вторых –  $Dec=190-215^\circ$ ,  $Inc=-20\pm-30^\circ$ . Среднее направление для всех проанализированных образцов –  $Dec=208^\circ$ ,  $Inc=-27^\circ$ ,  $K=12$ ,  $\alpha_{95}=9.8^\circ$  (рис. 2.21, а; табл. 2.9).

Величина магнитной анизотропии габбро-норитов, расположенных на удалении от жилы плаггиогранитов, находится в интервале от 1 до 5 % (рис. 2.22, а; табл. 2.7), тогда как образцы габбро-норитов, расположенные в экзоконтактной зоне пла-

гиогранитов и собственно плаггиогранитов, имеют очень высокую анизотропию – до 28 % (рис. 2.22, а). Зависимость  $A_k$  от величины начальной магнитной восприимчивости имеет сложный характер: выделяются две группы с положительной и отрицательной корреляцией (рис. 2.22, б). Первую составляют образцы плаггиогранитов и габбро-норитов из экзоконтактных зон, вторую – только габбро-нориты, расположенные на удалении от жил плаггиогранитов.

Форма магнитной анизотропии в образцах разреза имеет также два явно выраженных типа. Первый, линейный (рис. 2.22, в, г), характерен для образцов габбро-норитов, отобранных на удалении от жил плаггиогранитов. Его появление, вероятно, связано с наличием тонких прорастаний магнетита. Второй, плоскостной (рис. 2.22, в, г), связан исключительно с образцами плаггиогранитов и габбро-норитов из экзоконтактной зоны с этими плаггиогранитами. Анализ направлений главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости показывает преимущественную ориентировку максимальных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости большинства образцов как в плоскости слоистости габбро-норитов, так и в плоскости контактов тел плаггиогранитов с габбро-норитами (рис. 2.23, а). Направления промежуточных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости не имеет преимущественной ориентировки (рис. 2.23, б). Минимальные оси эллипсоидов магнитной восприимчивости образцов плаггиогранитов и габбро-норитов из экзоконтактных зон перпендикулярны к плоскостям слоистости и зон контактов плаггиогранитов (рис. 2.23, в). Причем, среднее направление их минимальных осей практически совпадает



**Рис. 2.22.** Основные характеристики магнитной текстуры образцов габбро-норитов и плагиигранитов руч. Норитовый:

а – гистограмма распределения величины магнитной анизотропии ( $A_k$ ); б – зависимость величины магнитной анизотропии от начальной магнитной восприимчивости  $k_{cp}$ ; в – гистограмма распределения характеристики формы магнитной текстуры; г – диаграмма Д. Флинна [Flinn, 1965]

с направлением нормали к плоскости слоистости габбро-норитов (рис. 2.23, в). Преимущественной ориентировки минимальных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости габбро-норитов, расположенных на удалении от плагиигранитов, не наблюдается.

Полный компонентный анализ NRM образцов габбро-норитов и плагиигранитов (рис. 2.20, б) по-

казал наличие двух компонент: первой, низкотемпературной, компоненты, разрушаемой при температурном воздействии 200–320 °С, которая имеет направление, близкое к современному магнитному полю в месте отбора, и второй, выделяемой в интервале 420–600 °С, имеющей среднее направление в современной системе координат  $Dec=160-210^\circ$ ,  $Inc=-40-60^\circ$  (табл. 2.9). Характер диаграмм Зийдер-

**Таблица 2.9.** Палеомагнитная и петромагнитная характеристики образцов габбро Войкаро-Сыньинского массива

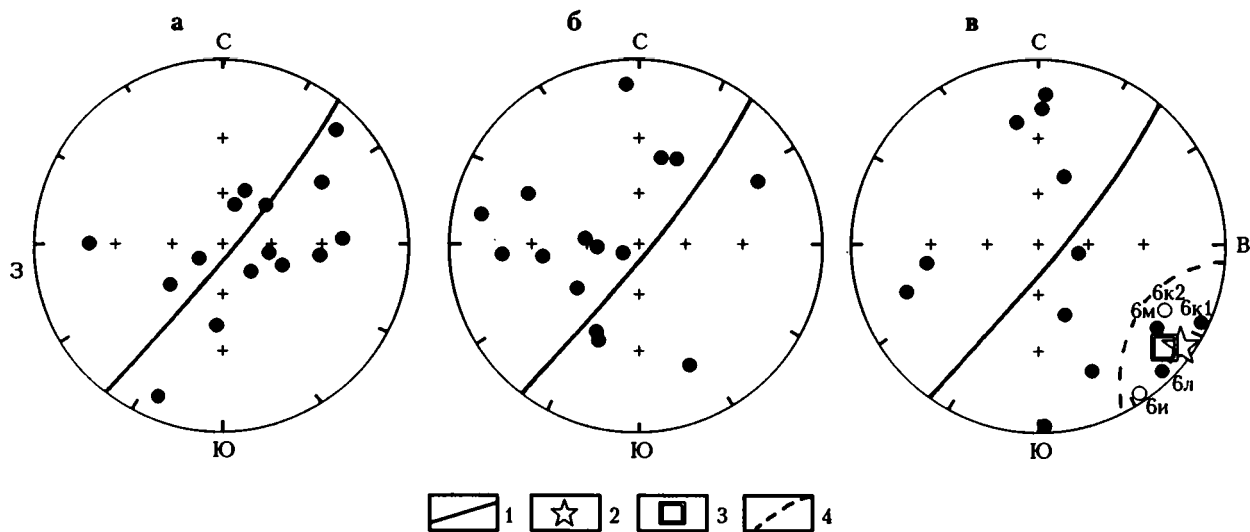
№ обр.	Порода	$NRM \cdot 10^3 A/m$	$k \cdot 10^6$ , ед. СИ	$Q_n$	$Jnt/NRM$	Dec, °	Inc, °
Расслоенное габбро р. Правая Пайера							
пп-1а	Меланократовое габбро	0.370	332	0.028	3.334	46	25
пп-1б	Лейкократовое габбро	0.461	143	0.081	1.114	48	16
пп-1в	Меланократовое габбро	6.070	275	0.555	1.128	60	14
пп-1г	То же	0.620	248	0.063	1.373	56	11
пп-1д	“	169.011	1148	3.700	0.941	45	12
пп-1е	“	0.403	147	0.069	0.385	191	-27
пп-1ж	“	0.844	324	0.065	0.377	196	-25
пп-1и	“	1.961	332	0.148	0.156	183	-22
пп-1к	“	7.925	453	0.440	0.229	190	-36
пп-1л	“	0.643	150	0.108	0.567	169	-45
пп-1т	Габбро	0.091	236	0.010	0.239	192	-22
пп-1у	Расслоенное габбро	0.345	137	0.063	0.365	202	-57
пп-1х	То же	0.262	210	0.031	0.057	204	-26
пп-1ц	“	0.242	175	0.035	0.177	204	-58
пп-1ч	“	0.523	180	0.073	0.068	212	-9
пп-1щ	“	0.113	132	0.022	0.315	207	-3
пп-1э	“	3.697	326	0.285	0.136	208	-36
<i>Среднее (n=17)</i>						Dec <sub>g</sub> =208	Inc <sub>g</sub> =-27
						$\alpha_{95}$ =9.8	K=14.2
						Dec <sub>s</sub> =240	Inc <sub>s</sub> =-12
Габбро-нориты руч. Норитовый							
лг-6а	Полосчатый габбро-норит	695.7	963	18.156	0.738	158	-46
лг-6б	То же	68.5	209	8.232	1.066	195	-51
лг-6в	“	255.2	391	16.401	1.043	208	-49
лг-6г	Габбро-норит	1.9	379	0.124	0.578	209	-41
лг-6е	То же	21.0	464	1.136	0.464	199	-63
лг-6ж	“	135.8	313	10.904	1.076	169	-57
лг-6и	“	86.1	19190	0.113	0.582	207	-35
лг-6к1	Плагиогранит	19.5	4570	0.107	1.172	192	-47
лг-6к2	То же	204.2	751	6.832	1.051	152	-51
лг-6л	Габбро-норит на контакте	61.8	1470	1.056	0.882	153	-55
лг-6м	Габбро-норит	491.8	25800	0.479	0.256	171	-34
лг-6н	То же	137.4	532	6.492	0.986	123	-40
лг-6р	“	329.1	2420	3.417	1.118	198	-30
<i>Среднее (n=13)</i>						Dec <sub>g</sub> =180	Inc <sub>g</sub> =-49
						$\alpha_{95}$ =9.9	K=18.3
						Dec <sub>s</sub> =269	Inc <sub>s</sub> =-29

*Примечание.* Пояснения см. в табл. 2.4.

вельда всех проанализированных образцов сходен, поэтому ограничимся одним примером (рис. 2.20, б). Различий в направлении высокотемпературной компоненты намагниченности габбро-норитов и плагиогранитов не отмечается [Лубнина, 1998; Лубнина и др., 1998, 1999].

Средний вектор в современной системе координат для всей совокупности образцов, отобранных по руч. Норитовый, составляет: Dec=180°, Inc=-49°, K=15.3,  $\alpha_{95}$ =9.9° (рис. 2.21, б, табл. 2.9).

Данные изучения магнитной анизотропии диабазов даек показывают (табл. 2.8), что размах  $A_k$  значителен: практически от 0 (изотропное состояние) до 8 %, модальное значение  $A_k$  около 2 % (рис. 2.24, а). При этом корреляции между величиной магнитной восприимчивости и  $A_k$  не обнаружено (рис. 2.24, б). Параметр E, характеризующий форму анизотропии, имеет также широкие вариации от 0.97 до 1.05, при модальном значении около 1.01 (рис. 2.24, г). Несколько образцов с величинами  $A_k > 4\%$



**Рис. 2.23.** Стереограммы распределения направлений главных осей эллипсоидов начальной магнитной восприимчивости образцов габбро-норитов и плагиигранитов на сфере (руч. Норитовый) а-в – оси: а – максимальная, б – промежуточная, в – минимальная

1 – проекция на нижнюю полусферу плоскости среднего залегания элементов расслоенности габбро-норитов и контакта плагиигранитов с габбро; 2 – направление нормали к средним элементам расслоенности; 3 – среднее направление минимальных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости для обр. лг-би, -к1, -к2, -л, -м; 4 – овал доверия вокруг среднего. Залитые значки – проекция на нижнюю полусферу, незалитые – на верхнюю

и  $E > 1.02$  (табл. 2.8, рис. 2.24, а, в) отобраны из зон сланцеватости и трещиноватости. Форма магнитной анизотропии у значительной части образцов имеет плоскостной характер, что свойственно образцам из эндоконтактовых зон [Ernst, 1990; Ernst, Baragar, 1992; Ernst et al., 1987], хотя есть образцы с незначительным проявлением линейного характера – располагаются в левой верхней части плоскости диаграммы  $k_1/k_2 - k_2/k_3$  (рис. 2.24, г).

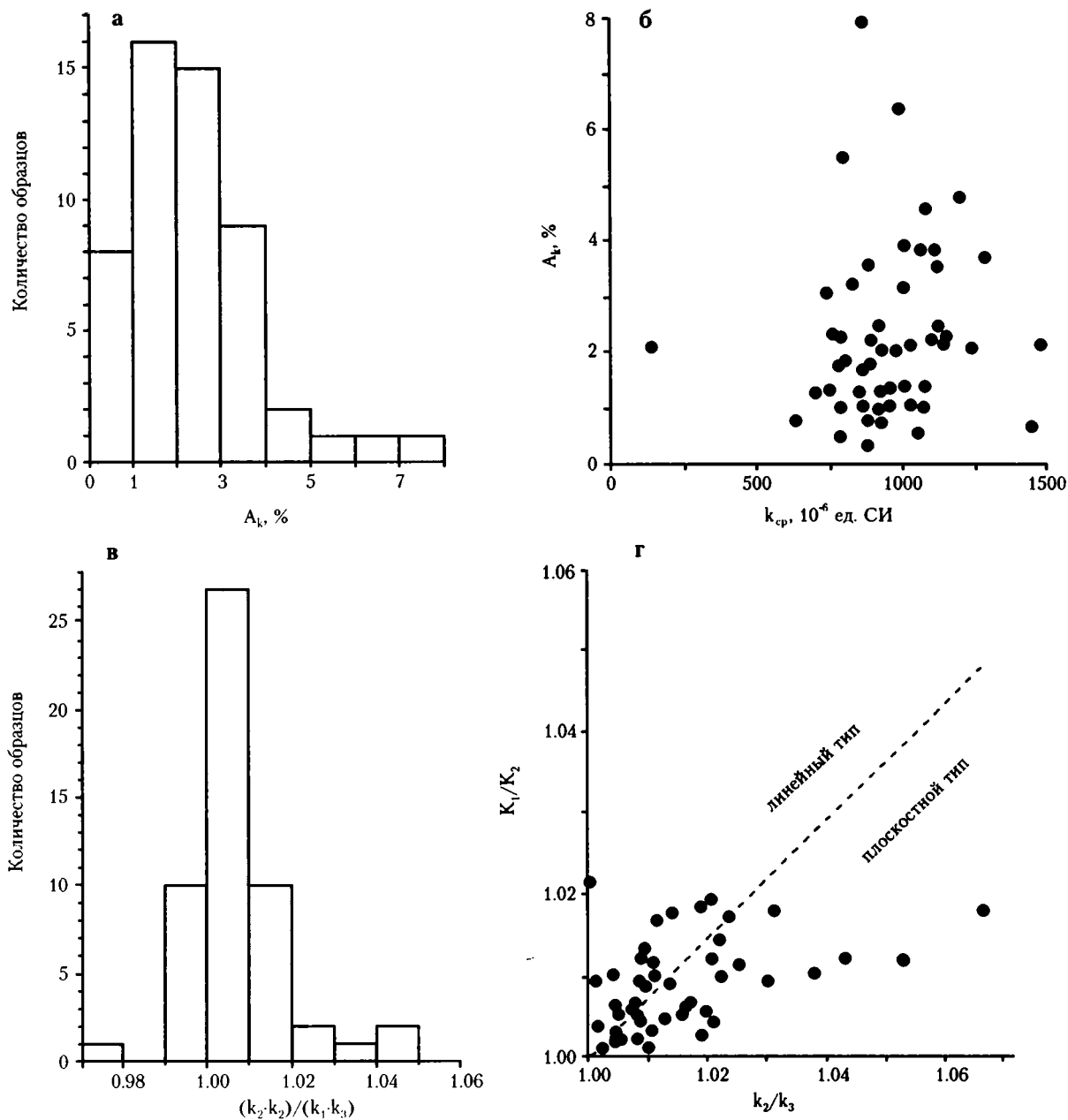
Ориентировка главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости диабазов выдержана по всему разрезу: максимальная и промежуточная оси располагаются в плоскости простираения даек, минимальная – перпендикулярна к плоскости контактов (рис. 2.25). Такое соотношение фиксируется для образцов как из центральных, так и из краевых частей даек, имеющих  $A_k > 2\%$  (рис. 2.25, а, б). Вся совокупность образцов имеет аналогичное распределение (рис. 2.25, в-д), но здесь заметно хаотизирующее влияние образцов с  $A_k < 1\%$ . Следует отметить, что среднее направление максимальных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости имеет наклон примерно на  $30^\circ$  относительно вертикали в северо-восточных румбах, но находится также в плоскости простираения даек (табл. 2.8, рис. 2.25, в). Это позволяет предположить, что изученный блок претерпел наклон на  $20-30^\circ$  в северо-восточных румбах.

В NRM образцов диабазов дайкового комплекса выделяются две компоненты. Первая, разрушаемая температурной чисткой  $480-520^\circ\text{C}$ , свойственна практически всем проанализированным образцам и имеет направление в современной системе координат  $Dec=130-200^\circ, Inc=-30\div-70^\circ$ . Наряду с первой

компонентой, в NRM 12 образцов присутствует вторая, высокотемпературная (рис. 2.20, в), среднее направление которой в современной системе координат составляет:  $Dec=221^\circ, Inc=-56^\circ, K=34.6, \alpha_{95}=6.9^\circ$  (рис. 2.21, в; табл. 2.10).

Как было показано выше, магнитная текстура пород даек имеет плоскостной характер, свойственный анизотропным по форме интрузивным пластовым телам. Причем, промежуточная и максимальная оси тензора магнитной восприимчивости диабазов даек лежат в плоскости их простираения и на  $30^\circ$  отклоняются от вертикали. Подобную ориентировку тензора магнитной восприимчивости, с одной стороны, и тел даек – с другой, можно объяснить наклоном дайкового комплекса вокруг горизонтальной оси, перпендикулярной плоскости простираения даек, который не фиксируется какими-либо морфоструктурными характеристиками дайкового комплекса. Если такой наклон имел место, то в древней системе координат среднее направление высокотемпературной компоненты будет составлять  $Dec=221^\circ, Inc=-21^\circ$ , что по наклонению близко габбро-норитам руч. Норитовый, отобранных в нескольких километрах от дайкового комплекса р. Лагорта-Ю.

Для определения пространственного положения восточного края (современные координаты) Уральского океана в ордовике была опробована кремнисто-спилит-диабазовая толща в обнажениях по правому берегу р. Войкар. Возраст толщи считается ордовикским, так как среди аналогичных спилитов (р. Хараматалоу) в линзе мраморизованных известняков обнаружена фауна, состоящая из мелких брахиопод, остатков табулят и кри-



**Рис. 2.24.** Основные характеристики магнитной текстуры образцов диабазов даек р. Лагорта-Ю  
 а – гистограмма распределения величины магнитной анизотропии ( $A_k$ ); б – зависимость величины магнитной анизотропии от начальной магнитной восприимчивости ( $k_{cp}$ ); в – гистограмма распределения характеристики формы магнитной текстуры; г – диаграмма Д. Флинна [Flinn, 1965]

ноидей. Фауна имеет плохую сохранность, из-за чего очень трудно дать точное определение возраста. Только в одном случае Б.С. Соколову удалось определить остатки табулята как ранне-среднеордовикские [Лупанова, Маркин, 1964]. Кроме того, в северной части зоны (ручьи Соколиный и Ханмейшор) в перекрывающих спилиты флишоидных отложениях выявлены органические остатки позднего ордовика – раннего силура (устное сообщение П.М. Кучерины, 1987 г.). Однако однозначная возрастная корреляция образований Войкарской зоны затруднена тем, что они разобщены на

три изолированных участка, разделенных полями кварцевых диоритов – тоналитов и чехлом мезозойско-кайнозойских отложений.

Войкарская толща повсеместно имеет тектонические контакты со вмещающими отложениями, но сами породы не рассланцованы. Вторичные метаморфические процессы затронули толщу несильно – начальная стадия зеленосланцевых фаций метаморфизма.

Для палеомагнитного изучения отобраны образцы из кремнисто-алевролитового слоя видимой мощностью около 25 м (точка кп-1, табл.

**Таблица 2.10.** Палеомагнитная и петромагнитная характеристики образцов диабазов даек р. Лагорга-Ю

№ обр.	Тип контакта	$NRM \cdot 10^3$ , А/м	$k \cdot 10^6$ , ед. СИ	$Q_n$	Dec, °	Inc, °
1	2	3	4	5	6	7
лг-1а	Wэнд	1.011	548.5	0.046	188	-62
лг-1б	С	1.036	499	0.052	201	-65
лг-1в	Еэнд	0.065	399	0.004	129	-67
лг-1г	Wэкз	0.902	392.5	0.058	207	-62
лг-1д	С	23.752	459	1.301	172	-61
лг-1к	Wэнд	0.807	392	0.052	211	-56*
лг-1л	С	0.698	391.5	0.045	199	-58
лг-1н	С	1.231	379.5	0.082	205	-62
лг-1т	Еэнд	2.042	472.5	0.109	198	-64
лг-1у	Wэкз	25.365	568	1.122	178	-56
лг-1ф	С	4.870	443	0.276	195	-60
лг-1х	Еэнд	4.886	471.5	0.260	185	-54
лг-1ц	Wэкз	5.055	526	0.242	188	-58
лг-1ш	Еэнд	0.585	555.5	0.026	199	-57
лг-1ю	Wэнд	1.353	441.5	0.077	246	-46*
лг-1я	С	9.037	534.5	0.425	212	-64*
лг-2б	Еэнд	0.595	424	0.035	135	-13
лг-2в	Еэнд	0.184	404	0.011	134	-55
лг-2г	Wэнд	0.071	341	0.005	209	-65
лг-2д	Еэнд	0.244	485	0.013	214	-38*
лг-2е	Wэнд	0.088	442	0.005	209	-66
лг-2л	Wэнд	0.155	518	0.008	161	-49
лг-2м	Апофиза	0.622	411	0.038	205	-48
лг-2н	Wэнд	0.736	435	0.043	196	-57
лг-2п	Еэнд	1.101	505	0.055	215	-46*
лг-2р	Еэнд	2.379	432	0.138	211	-43*
лг-4а	Еэнд	2.619	437.5	0.150	201	-41
лг-4в	Wэнд	4.501	498.5	0.227	164	-57
лг-4г	С	0.111	434	0.006	254	-53*
лг-4ж	Wэнд	0.319	413	0.019	205	-52
лг-4и	С	1.818	509.5	0.090	203	-57
лг-4к	Еэнд	2.357	547.5	0.108	191	-55
лг-4м	Wэнд	0.222	738.5	0.008	133	-48
лг-4н	С	0.209	558	0.009	166	-66
лг-4п	Еэнд	75.735	503	3.784	202	-52
лг-4р	Wэкз	4.145	483.5	0.215	196	-65
лг-4с	С	4.024	529	0.191	233	-63*
лг-4т	Еэнд	6.256	586	0.268	186	-66
лг-4ф	Wэнд	2.223	538	0.104	213	-66*
лг-4х	С	2.440	456	0.134	217	-46*
лг-4ц	Еэкз	0.198	349	0.014	200	-39
лг-4ч	Wэнд	1.117	429.5	0.065	205	-68
лг-4щ	Еэкз	0.683	593.5	0.029	198	-46
лг-4э	Wэнд	0.120	405	0.007	213	-66*
лг-4я	С	1.879	424	0.111	191	-56
лг-5а	Еэнд	6.881	459	0.377	157	-42
лг-5б	Wэкз	0.870	390	0.056	183	-67

Таблица 2.10. (окончание)

		Среднее по второй компоненте (n=12)				Среднее по всем образцам (n=49)	
$\text{In}_2^s = -21^*$	$\text{Dec}_2^s = 221$						
$K = 37.5$	$\alpha_{95} = 6.9$						
$\text{In}_8^s = -56^*$	$\text{Dec}_8^s = 221$						
$K = 12.5$	$\alpha_{95} = 5.7$						
$\text{In}_8^s = -58$	$\text{Dec}_8^s = 194$						
	212	0.167	523	3.474	Бнш	лг-5ж	1
	190	0.129	316	1.624	С	лг-5е	2
	6	5	4	3			3
							7

Примечание. Звездочкой отмечены образцы, имеющие в NRM две компоненты (см. рис. 2.20, в). Остальные пояснения см. в табл. 2.4 и 2.8.

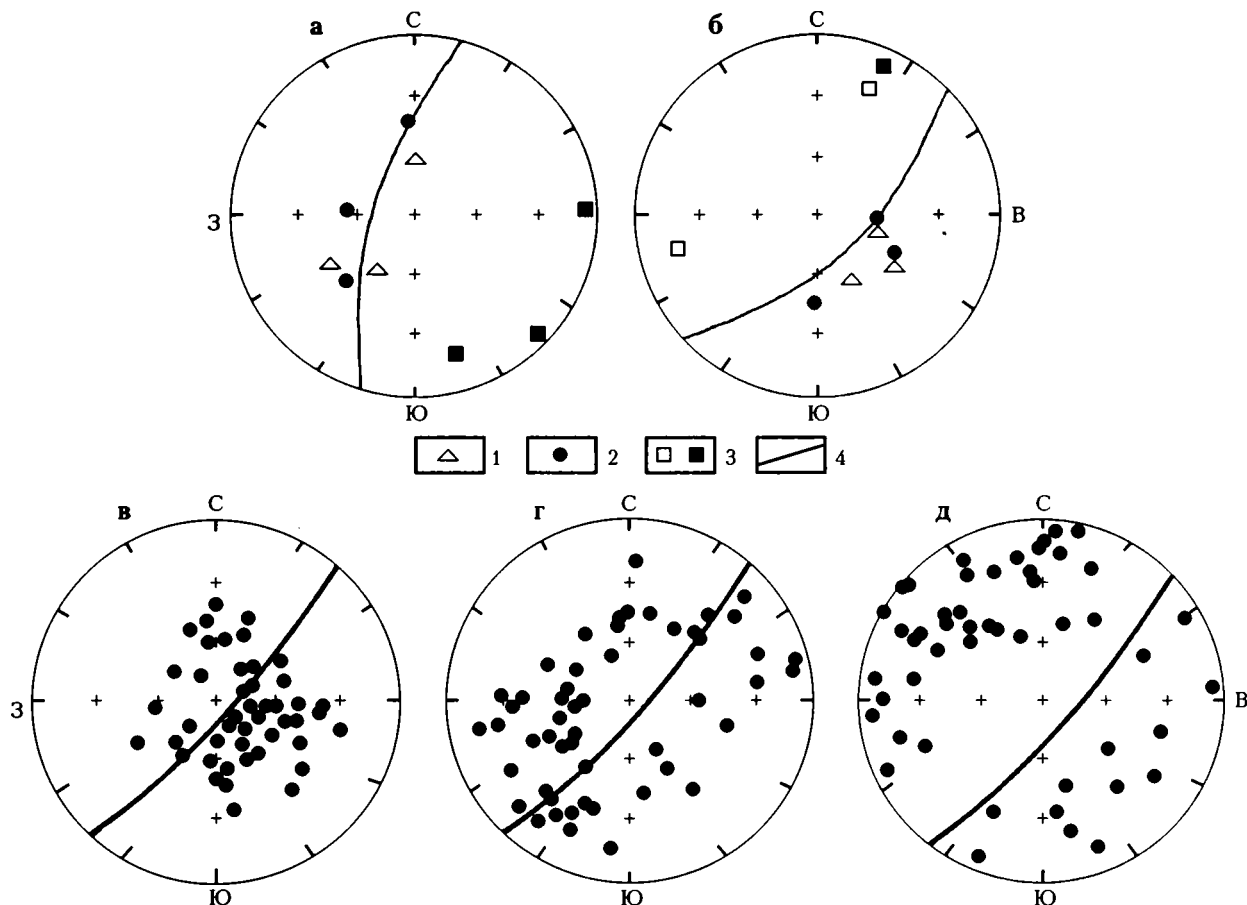


Рис. 2.25. Стереограммы распределения направлений главных осей эллипсоидов начальной магнитной восприимчивости образцов диабазов даек р. Лагорга-Ю

а, б – для образцов из эндоконтактных (а) и центральных (б) зон магматических тел 6 и 9 (см. рис. 2.10). 1 – максимальная ось, 2 – промежуточная, 3 – минимальная; 4 – проекции плоскостей контактов на верхнюю полусферу. Залитые знаки – проекция на нижнюю полусферу, незалитые – на верхнюю

в-д – распределения максимальных (в), промежуточных (г) и минимальных (д) осей эллипсоидов магнитной восприимчивости для диабазов даек

2.11). Осадочная толща в исследованном разрезе имеет падение в восточно-юго-восточных румбах с углами 45–60°, за исключением одной флексуроподобной складки, в перегибе которой наблюдаются юго-юго-западные падения. В подошве осадочной толщи обнаружены два sillolodobnykh тела диабазов. На контакте с силлами кремнистые алевролиты ороговикованы. Терми-

ческое воздействие фиксируется не только визуально, но и по измерениям магнитной восприимчивости: кремнистые алевролиты имеют  $k$  в среднем  $4-10 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, тогда как обожженные –  $20-60 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ (табл. 2.11).

Выше кремнисто-алевролитового слоя были отобраны образцы базальтов и андезитобазальтов из лав и sillolodobnykh тел (точка кп-2, табл. 2.11).



Таблица 2.11. Палеомагнитная и петромагнитная характеристики образцов вулканогенно-осадочных пород войкарской серии р. Войкар

№ обр.	Порода	NRM·10 <sup>3</sup> А/м	k·10 <sup>6</sup> , ед. СИ	Q <sub>n</sub>	J <sub>n</sub> /NRM	Среднетемпературная компонента				Высокотемпературная компонента			
						Dec <sub>g</sub> °	Inc <sub>g</sub> °	Dec <sub>p</sub> °	Inc <sub>p</sub> °	Dec <sub>g</sub> °	Inc <sub>g</sub> °	Dec <sub>p</sub> °	Inc <sub>p</sub> °
кп-1а	Полосчатая красная яшма	12.47	137	2.29	0.57	–	–	–	–	145	14	155	-42
кп-1б	То же	6.16	46	3.36	0.76	247	-68	293	-29	163	-10	173	-53
кп-1в	“	9.24	99	2.34	0.90	237	-38	274	-70	177	-22	155	-49
кп-1г	“	9.16	43	5.35	0.58	–	–	–	–	183	-34	153	-36
кп-1д	“	8.02	55	3.70	0.65	249	-70	275	-37	150	-26	174	-51
кп-1е	“	6.84	66	2.60	0.67	253	-56	266	-11	125	-5	138	-48
кп-1ж	“	6.48	70	2.31	0.16	243	-69	288	-39	177	13	178	-17
кп-1и	“	8.08	56	3.65	0.11	260	-63	268	-31	125	-32	146	-58
кп-1к	Полосчатая красно-зеленая яшма	8.60	38	5.76	0.11	249	-67	270	-14	171	-5	165	-21
кп-1л	То же	8.14	51	4.01	0.15	236	-63	266	-21	130	10	135	-36
кп-1м	“	6.59	47	3.52	0.14	262	-70	315	-16	151	33	151	-34
кп-1п	Красные обожженные кремни	16.42	226	1.83	0.42	248	-55	269	-10	–	–	–	–
кп-1р	Черная обожженная яшма	130.50	669	4.90	0.13	–	–	–	–	118	4	120	-49
кп-1с	Афанитовый диабаз	12.26	59	5.22	0.21	230	-69	273	-26	129	8	134	-43
кп-1т	То же	0.62	31	0.50	0.41	231	-66	271	-24	175	7	171	-18
кп-1у	“	3.50	41	2.14	0.50	235	-41	253	5	–	–	–	–
кп-2а	Базальт	1.15	24	1.23	0.64	214	-57	267	-25	157	20	161	-31
кп-2в	Тонкозернистый базальт	4.34	70	1.57	0.32	–	–	–	–	178	19	169	-24
кп-2д	То же	0.73	20	0.90	0.13	228	-38	248	-24	297	-22	307	23
кп-2е	“	6.64	18	9.54	0.77	249	-60	218	-6	312	-46	323	12
кп-2к	Афанитовый диабаз	3.27	51	1.61	0.49	242	-60	277	-13	–	–	–	–
кп-2м	Диабаз	209.91	23200	0.22	0.15	–	–	–	–	288	5	293	43
кп-2п	Тонкозернистый базальт	403.16	31200	0.32	0.17	273	-58	285	-15	124	33	133	-22
кп-2р	Диабаз	410.29	37400	0.27	0.07	252	-45	262	10	–	–	–	–
<i>Среднее (n=4)</i>						243	-59	269	-27	147	5	151	-37
						K=39.7	α <sub>95</sub> =5.1	K=3.4	α <sub>95</sub> =17.3	K=6.4	α <sub>95</sub> =12.4	K=15.8	α <sub>95</sub> =7.9

Примечание. Пояснения см. в табл. 2.4.

Мощность опробованной вулканогенной части войкарской толщи составила около 200 м. Ее залегание, измеренное по поверхностям лавовых подушек, практически не отличается от залегания кремнисто-алевролитового слоя – падения в восточных румбах с углами от 40 до 70°. Величина  $k$ , как и концентрация магнитной фракции, колеблется в широких пределах: у образцов из краевых частей лавовых подушек –  $2 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, у образцов из центральных частей потоков – до  $40 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ (табл. 2.11). Подобное распределение магнитных минералов отражает первичные условия кристаллизации магмы.

Всего для палеомагнитного изучения отобрано 18 образцов из осадочной части и 15 – из вулканогенной. В окончательный анализ вошли данные по 19 образцам (табл. 2.11), остальные забракованы как из-за низких величин NRM, так и из-за нестабильного поведения векторов в ходе температурной чистки.

Полный компонентный анализ NRM образцов и векторных диаграмм Зийдервельда, полученных в ходе ступенчатой температурной чистки палеомагнитно-стабильных образцов из кремнисто-спилит-диабазовой толщи, показал наличие трех компонент (рис. 2.26, а, б).

Первая, низкотемпературная, компонента, разрушаемая при температуре магнитной чистки 200–250 °С и имеющая направление, близкое к современному магнитному полю в месте работ, исключена из анализа.

Вторая, среднетемпературная, компонента, разрушаемая термочисткой до 450–500 °С, имеет в современных координатах склонение 230–260° и наклонение  $-35 \div -70^\circ$  (рис. 2.26, а, б). Кучность в современной системе координат значительно выше, чем в древней ( $K_g/K_s = 3.74$ ; табл. 2.11, рис. 2.26, в, д), что говорит о послескладчатой природе этой компоненты. Среднее ее направление в современных координатах – Dec=243° и Inc=-59° – практически совпадает с пермским направлением для Восточно-Европейского континента [Храмов, 1991; Печерский, Диденко, 1995].

Третья, высокотемпературная, компонента, разрушаемая термочисткой до 600–620 °С, характеризуется наличием двух магнитных полярностей, причем для пород кремнисто-алевролитового слоя характерна полярность с отрицательным наклонением (склонение в древней системе координат 140–180° и наклонение  $-20 \div -50^\circ$ ; рис. 2.26, а), а для пород верхней части разреза – полярность с положительным наклонением (склонение в древней системе координат 295–320°, наклонение  $+10 \div +40^\circ$ , образцы кп-2д, м; рис. 2.26, б). Эта компонента имеет доскладчатую природу – кучность в древней системе координат значительно выше, чем в современной (рис. 2.26, г, д). Тесты складки сравнения, средних и корреляционный [Баженов, Шипунов, 1988], имеют положительный результат –  $K_g/K_s = 2.12$  при  $F(36,36) = 1.74$ , наблюдаемое  $R_s = 0.545$  при теоретическом  $R_s(5\%) = 0.625$ . Сред-

нее направление этой компоненты в древней системе координат – Dec=161°, Inc=-37°,  $K = 15.6$ ,  $\alpha_{95} = 8.2^\circ$  (табл. 2.11).

В результате проведенных исследований удалось получить палеомагнитные направления для спрединговых комплексов Войкаро-Сыньинских офиолитов, определить палеошироту времени их образования [Лубнина, 1998; Лубнина и др., 1998, 1999]. Анализ анизотропии магнитной восприимчивости интрузивных пород офиолитов показал, что ее формирование для значительной части происходило в первично-магматических условиях.

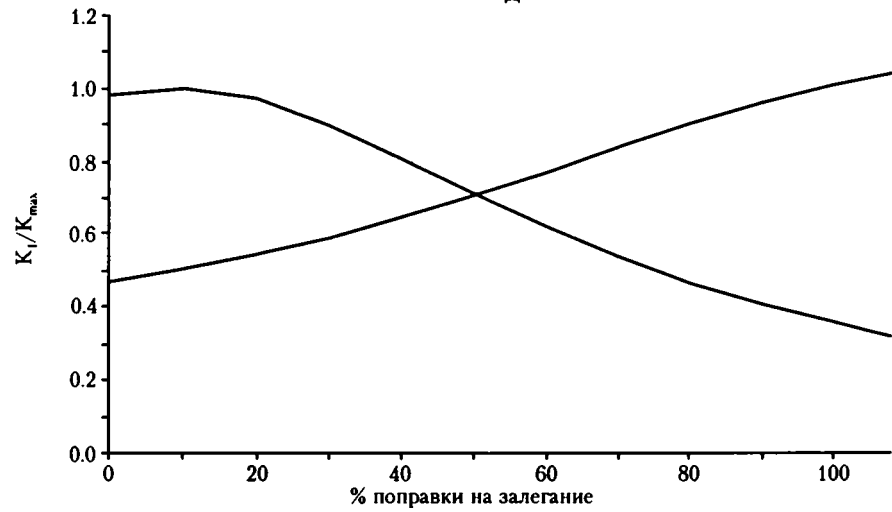
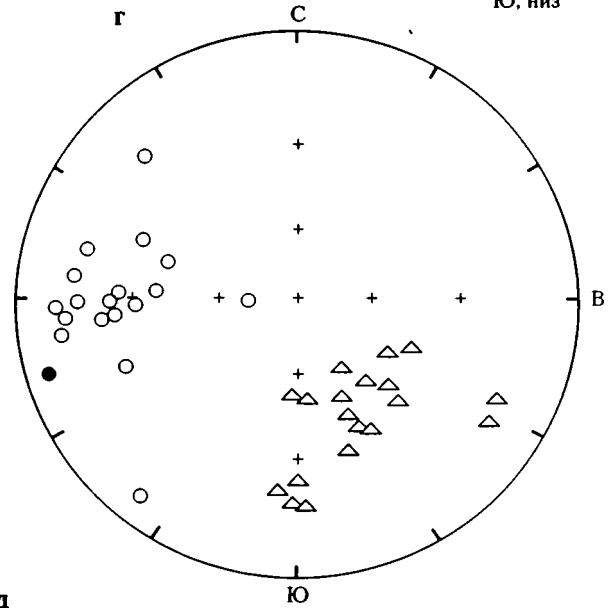
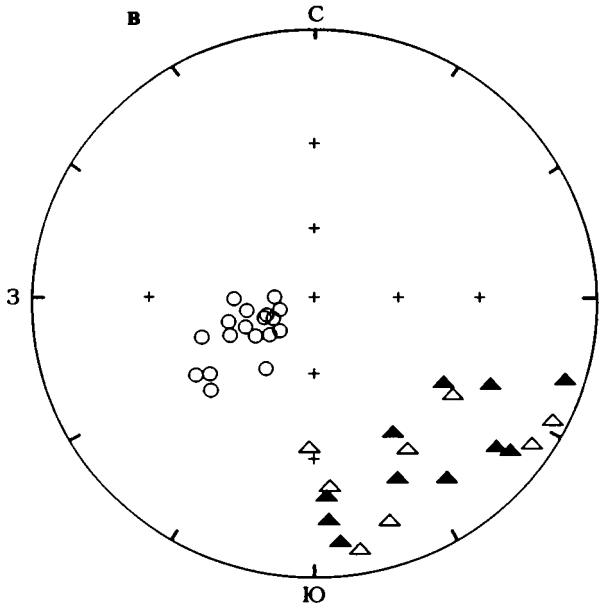
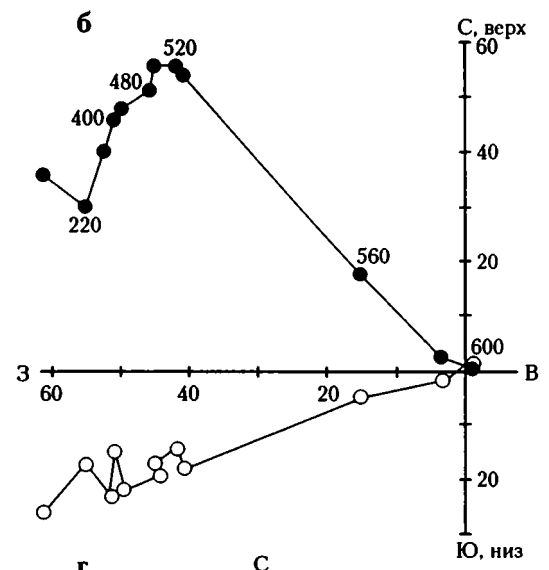
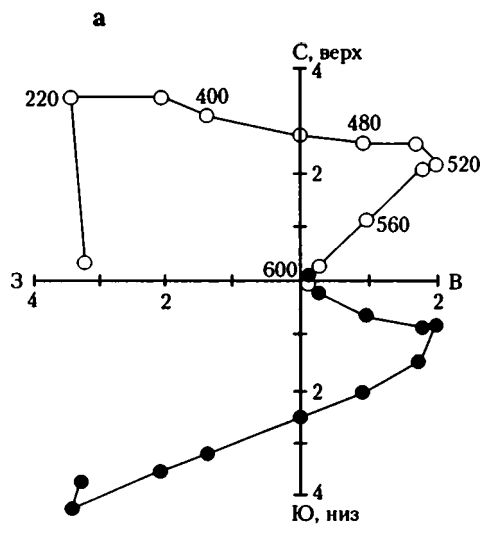
### 2.3. Среднепалеозойские островодужные комплексы восточного склона

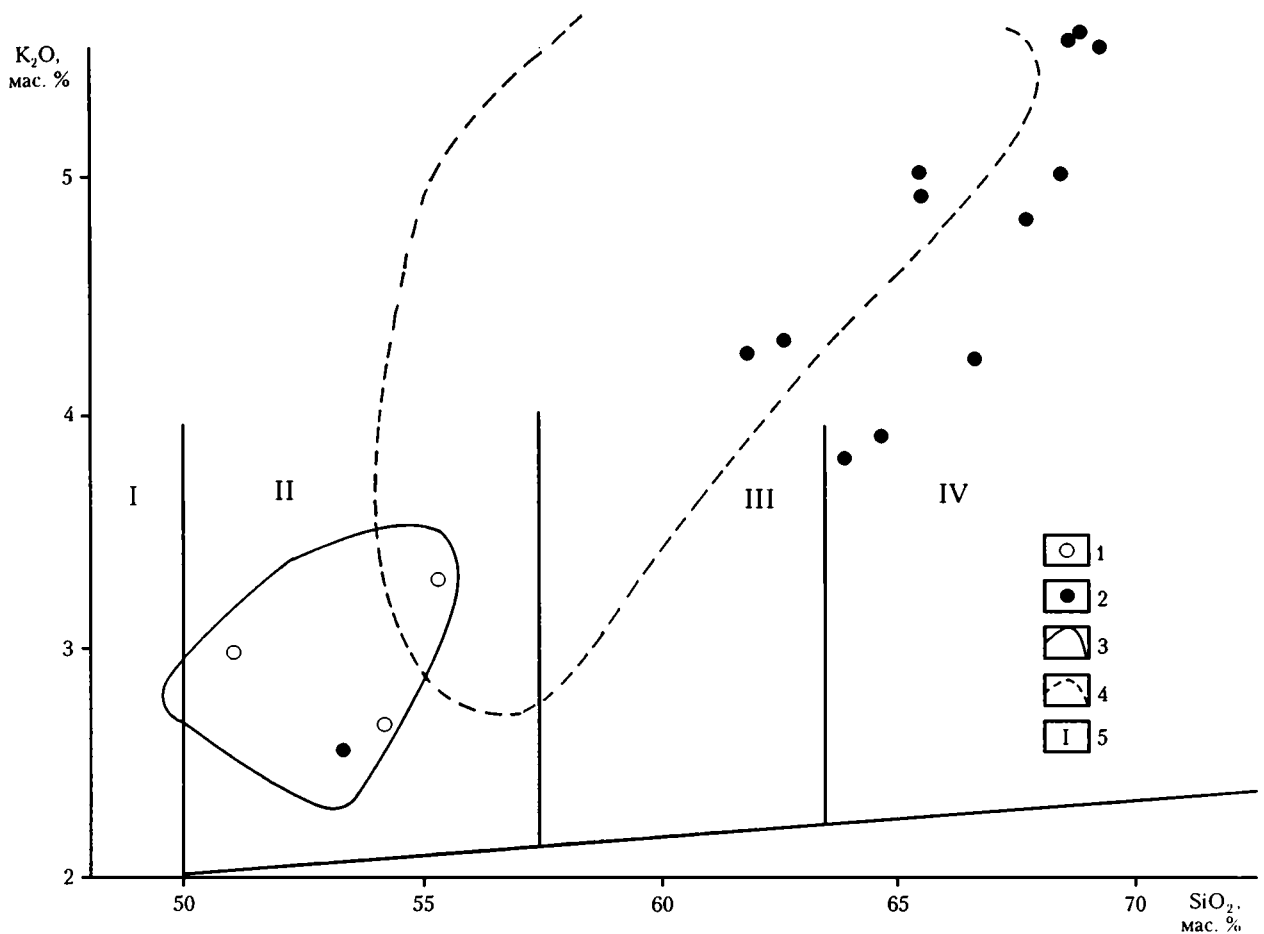
В пределах восточного склона Полярного Урала известны субщелочные породы кевсоимской свиты (кевсоимский трахиандезитовый комплекс D<sub>2-3</sub> [Язева, Бочкарев, 1984]), которые традиционно сопоставляются с островодужными образованиями.

В 1995 г. по руч. Кевсоим в междуречье рек Войкар и Восточная Кокпела нами изучались субщелочные серии островодужных ассоциаций девона. Здесь они слагают субгоризонтальные вытянутые тела мощностью от первых до десятков метров, переслаивающиеся с гиало- и вулканокластикой. В связи с тем, что как в кровле, так и в подошве этих тел наблюдаются эндоконтактовые зоны, по своему строению напоминающие закалочные фации, но сами породы имеют эффузивный облик, нам не удалось окончательно установить силы это или лавовые потоки. Эти тела ассоциируют с мощными рифоидными известняками.

Рассмотренные породы представлены мелкозернистой основной массой, содержащей вкрапленники плагиоклаза (до 5 мм) и более мелкие фенокристы клинопироксенов. Обильно развит магнетит. Полевые шпаты и основная масса порфиритов сильно изменены, а среди клинопироксенов сохранились свежие кристаллы. Анализ составов порфиритов (табл. 2.12) показывает высокие концентрации  $K_2O$  (2.66–3.27 %) при умеренных содержаниях  $SiO_2$  (51.13–55.24 % – базальты и андезитобазальты). По соотношениям этих компонентов данные порфириты хорошо соответствуют шошонитовым сериям [Симонов и др., 1996], располагаясь в поле шошонитов Новой Гвинеи (рис. 2.27). Высокие концентрации Sr (до 812 г/т) и Rb (до 41 г/т) также подтверждают близость изученных пород к шошонитам Новой Гвинеи, которые формировались в островной дуге с мощной, более 30 км, корой [Condie, 1973; Jaques, 1976].

С учетом высокой степени измененности пород был использован методический подход, основанный на рассмотрении таких практически не





**Рис. 2.27.** Диаграмма  $K_2O-SiO_2$  для составов пород и гомогенизированных расплавных включений в пироксенах из шошонитовой серии Полярного Урала

1 – составы шошонитов Полярного Урала; 2 – составы гомогенизированных расплавных включений в пироксенах; 3 – поле составов шошонитов Папуа – Новая Гвинея; 4 – поле составов высококальциевых шошонитовых ассоциаций; 5 – поля составов пород: I – абсарокитов, II – шошонитов, III – латитов, IV – тосканитов. Диаграмма построена с использованием данных: [Joplin, 1968; MacKenzie, Chappell, 1972; Jaques, 1976]

зависящих от вторичных процессов диагностических критериев, как составы первичных клинопироксенов и заключенных в них расплавных включений [Симонов и др., 19946]. Удалось выявить сходство химизма изученных пироксенов с минералами из типичных шошонитовых серий западной части Тихого океана (табл. 2.12). Так, по соотношениям  $SiO_2-TiO_2-Na_2O$  клинопироксены из рассматриваемых порфиритов Полярного Урала частично попадают в поле шошонитов, располагаясь в основном между минералами из известково-щелочных и шошонитовых серий (рис.

2.28), что является отражением процессов эволюции расплавов.

Расплавные включения в клинопироксенах располагаются по прямолинейным зонам роста вдоль граней кристаллов, либо заполняют равномерно весь объем минерала. Размеры включений 10–70 мкм. Формы округлые, часто с отчетливой огранкой. Включения многофазовые: светлое стекло + несколько кристалликов + рудная фаза (магнетит, титаномагнетит) + газовый пузырек. При нагреве в микротермокамере содержимое расплавных включений становится гомогенным в ин-

←

**Рис. 2.26.** Палеомагнитная характеристика образцов вулканогенно-осадочных пород войкарской серии

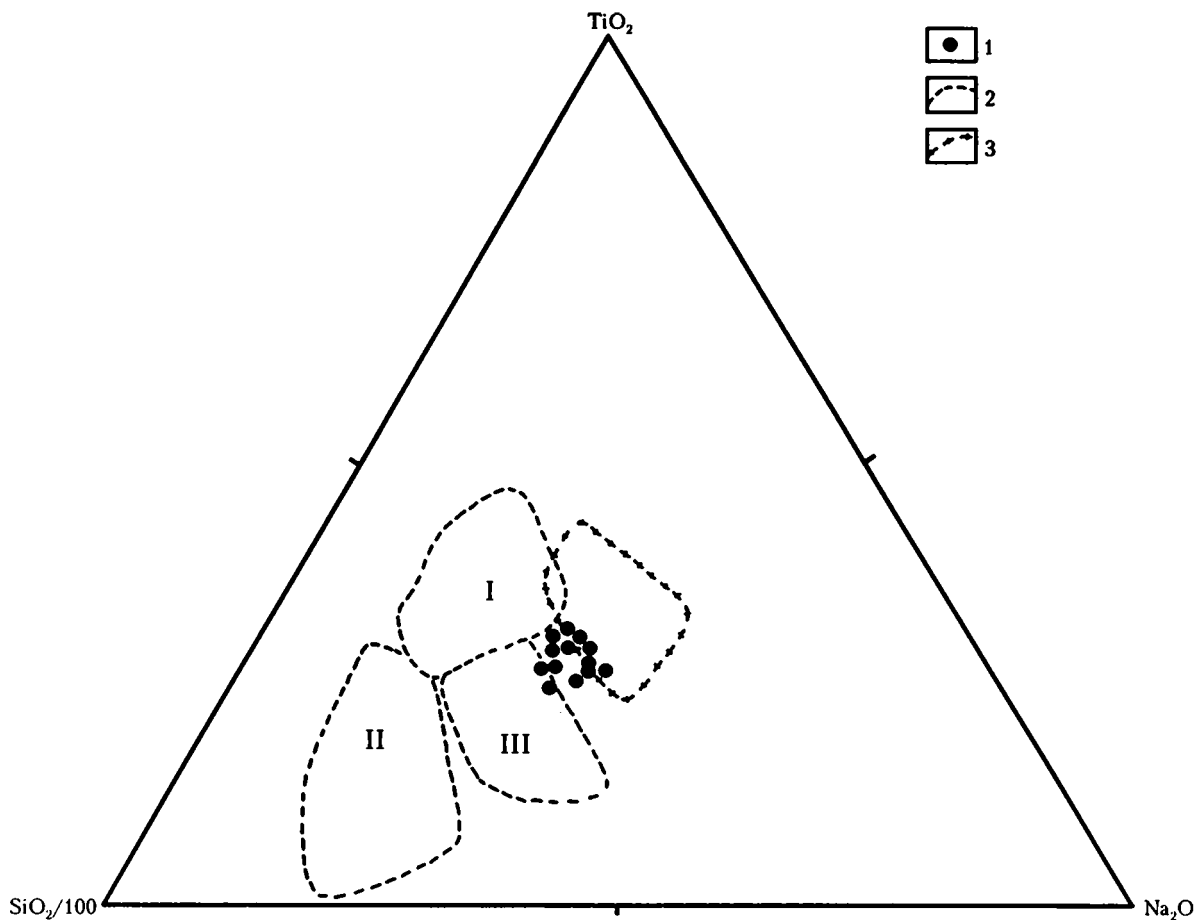
а, б – диаграммы Зейдервельда; в, г – стереограммы проекций векторов интерпретируемых палеомагнитных компонент в современной (в) и древней (г) системах координат (кружки – среднетемпературная, треугольники – высокотемпературная компоненты); д – диаграмма теста ступенчатого “распрямления складки” [Watson, Enkin, 1993] по наклону характеристической намагниченности

Остальные условные обозначения см. на рис. 2.8 и 2.9

**Таблица 2.12.** Представительные анализы составов пород, клинопироксенов и гомогенизированных расплавных включений в клинопироксенах из шошонитовой серии Полярного Урала, мас. %

№ п/п	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	п.п.п.	Сумма
1	с-95-95	51.13	0.67	15.46	10.13	0.16	6.61	6.26	3.00	2.98	0.25	3.44	100.10
2	с-96-95	55.24	0.67	14.71	9.87	0.20	4.84	5.40	3.48	3.27	0.25	2.68	100.63
3	с-97-95	54.21	0.66	14.88	9.98	0.19	5.73	5.49	3.16	2.66	0.26	3.46	100.69
4	с-96-95/3	51.55	0.17	1.86	7.58	0.18	15.36	21.19	0.26	0.01	0.23	–	98.40
5	с-96-95/5	50.72	0.31	1.81	12.34	0.42	14.61	18.49	0.41	0.01	0.01	–	99.12
6	с-96-95/6	51.12	0.39	2.04	11.27	0.35	14.73	18.53	0.43	0.01	0.02	–	98.88
7	с-96-95/8	50.69	0.35	1.69	11.51	0.42	15.07	18.28	0.37	0.00	0.00	–	98.39
8	с-96-95/12	50.88	0.34	1.82	11.97	0.36	14.80	18.89	0.40	0.00	0.00	–	99.45
9	с-96-95/19	50.21	0.30	2.03	10.92	0.35	14.88	19.78	0.37	0.01	0.00	–	98.85
10	с-96-95/20	51.42	0.33	1.67	11.33	0.39	14.73	19.22	0.35	0.00	0.00	–	98.44
11	с-96-95/21	51.44	0.29	1.83	11.46	0.39	14.79	18.52	0.37	0.01	0.00	–	99.06
12	с-96-95/3	61.78	0.62	14.60	5.06	0.11	2.55	5.57	2.60	4.24	0.00	–	97.12
13	с-96-95/5	53.30	0.45	19.08	6.10	0.15	3.40	9.70	3.60	2.54	0.00	–	98.32
14	с-96-95/6	68.38	0.36	15.97	2.01	0.05	0.67	3.03	2.59	5.04	0.00	–	98.09
15	с-96-95/8	63.91	0.42	12.82	5.94	0.16	3.15	5.46	2.64	3.83	0.00	–	98.33
16	с-96-95/12	68.70	0.25	16.17	1.18	0.04	0.34	2.44	2.40	5.59	0.00	–	97.12
17	с-96-95/19	65.53	0.13	16.24	1.89	0.07	1.04	3.78	2.84	4.93	0.00	–	96.45
18	с-96-95/20	69.71	0.29	15.98	1.28	0.06	0.28	2.20	2.36	5.78	0.00	–	97.95
19	с-96-95/21	68.77	0.29	16.63	1.25	0.05	0.15	2.43	2.48	5.62	0.00	–	97.68

*Примечание.* 1–3 – породы; 4–11 – клинопироксены; 12–19 – гомогенизированные расплавные включения. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, п.п.п. – для пород; FeO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – для минералов и включений. Состав пород определен рентгено-флуоресцентным методом, минералы и включения проанализированы на рентгеновском микроанализаторе "Camebax-micro" (ОИГМ СО РАН, г. Новосибирск).



**Рис. 2.28.** Диаграмма  $\text{SiO}_2/100\text{--TiO}_2\text{--Na}_2\text{O}$  для составов клинопироксенов из шшонитовой серии Полярного Урала. Построена с использованием данных: [Магматические горные породы, 1985; Высоцкий, 1989; Цамерян и др., 1991; Геология и петрология..., 1991; Meen, 1987]

1 – составы пироксенов; 2, 3 – поля составов клинопироксенов из пород: 2 – островодужных серий, 3 – шшонитовой серии

I–III – поля составов клинопироксенов: I – толеиты, II – бониниты, III – известково-щелочные серии

тервале 1110–1220 °С, что указывает на достаточно широкий диапазон температур кристаллизации пироксенов, которые, судя по взаимоотношениям минералов в порфиритах, образовались позже плагиоклазов. В результате, кристаллизующиеся пироксены захватывали во включениях последние порции в значительной степени уже отдифференцированных расплавов. Это отразилось на составах гомогенизированных расплавных включений, которые показывают последовательную эволюцию магмы от шшонитов к латитам и тосканитам с увеличением  $\text{K}_2\text{O}$  до 5.6 % и  $\text{SiO}_2$  до 69 % (табл. 2.12). Аналогичный тренд характерен в целом для высококалийевых шшонитовых серий (рис. 2.27). Эти особенности изученных шшонитов отличают их от аналогичных вулканических серий Камчатки, в клинопироксенах которых составы расплавных включений менее дифференцированы [Kamenetsky et al., 1995] и отражают начальные этапы развития высококалийевых магм.

Была предпринята попытка палеомагнитного изучения этих пород. Для этой цели по руч. Кевсоим из тех же силлов или потоков отобрана представительная коллекция шшонитов, но из-за высоких концентраций многодоменного, а, соответственно, и магнитомягкого магнетита они оказались перемагниченными; уверенно выделяется только вязкая намагниченность, сходная по направлению с современным геомагнитным полем в месте отбора.

В результате проведенных исследований выяснено, что в пределах восточного склона Полярного Урала устанавливаются высококалийевые субщелочные породы, по всем рассмотренным признакам соответствующие шшонитовым сериям. Учитывая их индикаторную роль, можно более обоснованно говорить о процессах субдукции, имевших место в среднем – начале раннего палеозоя в пределах восточного склона Полярного Урала.

## 2.4. Геодинамические аспекты формирования палеоспрединовых комплексов Полярного Урала

Детальные геологические, петролого-геохимические и минералогические исследования палеоспрединовых комплексов из офиолитов Полярного Урала позволили установить, что большая их часть формировалась в палеогеодинамических условиях начальных стадий развития примитивных островных дуг с бонинитовыми сериями типа Марианской, Тонга и Идзу-Бонинской. В то же время, формирование части спрединовых комплексов Уральского палеоокеана происходило до образования примитивных островных дуг. Хорошим примером являются детально изученные разрезы по рекам Лагорта-Ю и Правая Пайера, где установлено, что спрединовые комплексы состоят не только из отдельных роев, устроенных по принципу “дайка в дайке” на фундаменте из габбро-гипербазитовых комплексов, но и из образований “вторичных магматических камер”.

Такие морфоструктурные соотношения свидетельствуют, что формирование палеоспрединовых комплексов Полярного Урала происходило первоначально в геодинамических условиях концентрированного спрединга, сменившегося рассеянным.

Для подтверждения этого вывода весьма успешным оказался подход, ранее примененный для офиолитов Дальнего Востока и Алтае-Саянской области [Паланджян и др., 1982; Симонов, Ступаков, 1996; Ступаков, Симонов, 1997]. Для пород Войкаро-Сыньинских офиолитов проведен сравнительный анализ минералов из гипербазитов (использованы данные Г.Н. Савельевой [1987]) с современными эталонными объектами [Паланджян, 1992; Фролова, Бурикова, 1997].

В результате было выяснено, что ультрабазиты Войкаро-Сыньинского массива наиболее близки к перидотитам срединно-океанических хребтов. Кроме того, они практически совпадают по всем рассмотренным характеристикам минералов с ультраосновными породами океанических офиолитов Чаганузунского массива в Горном Алтае. Детальный анализ хромшпинелидов, орто- и клинопироксенов позволил уточнить, что ультрабазиты Войкаро-Сыньинского массива формировались скорее всего в медленноспрединовых срединно-океанических хребтах в участках наложения мантийных плюмов и впоследствии служили фундаментом зарождающихся островных дуг.

В целом, выстраивается последовательная цепочка палеогеодинамических событий:  $E(?) - O_{1-2}$  – формирование океанической литосферы в медленноспрединовых срединно-океанических хребтах Уральского палеоокеана;  $O-S$  – образование расслоенного габбро-гипербазитового интрузивного комплекса с практически синхронным развитием спрединовых дайковых серий с бонинитами как ре-

зультат развития примитивных островных дуг;  $D$  – образование зрелых островодужных систем с шошонитами.

С помощью изучения магнитной текстуры пород мы попытались оценить поле напряжений в моменты первичного формирования и последующего преобразования магматических пород Войкаро-Сыньинских офиолитов и определить первична или вторична природа наблюдаемых структурных элементов.

Анализ данных по разрезу р. Правая Пайера позволяет считать, что формирование магнитной текстуры основного объема пород расслоенного габбро происходило в условиях литостатического (всестороннего) давления (см. раздел 2.2.2). Достаточно веским аргументом в пользу сохранности первичных или близких к ним по времени магнитных характеристик служат относительно низкие вторичные температурные воздействия. Анализ содержания изотопов кислорода в габбро, габбро-норитах и диабазах комплекса предполагает незначительный вторичный прогрев пород – менее 200 °C; состав  $^{18}O$  лежит в нормально-магматическом интервале [Буякайте и др., 1983].

Для четырех объектов Войкаро-Сыньинских и Хадатинских офиолитов получены следующие палеомагнитные направления в древней системе координат: 1 – расслоенное габбро –  $Dec=240^\circ$ ,  $Inc=-12^\circ$ ; 2 – габбро-нориты –  $Dec=269^\circ$ ,  $Inc=-29^\circ$ ; 3 – диабазы даек –  $Dec=221^\circ$ ,  $Inc=-21^\circ$ ; 4 – габброиды Сыгум-Кей –  $Dec=226^\circ$ ,  $Inc=-19.3^\circ$ . Среднее палеомагнитное направление для четырех объектов равно:  $N=4$ ,  $Dec=238.2^\circ$ ,  $Inc=-21.2^\circ$ ,  $K=15.2$ ,  $\alpha_{95}=24.3^\circ$ . Кучность направлений в древней системе координат несколько выше, чем в современной –  $K_s/K_g=1.53$ , но максимальная кучность ( $K=19.28$ ) устанавливается при вводе 60 %-ной поправки на залегание. Мы проанализировали тестом ступенчатого распрямления [Watson, Enkin, 1993] только наклонения высокотемпературной компоненты стабильных образцов. Оказалось, что кучность в древней системе координат ( $K=46.44$ ) существенно выше, чем в современной ( $K=2.89$ ). Максимальная кучность ( $K=64.34$ ) отмечается при введении 110 %-ной поправки. В дальнейшем мы используем среднее палеомагнитное направление по всем стабильным образцам ( $n=72$ ,  $Dec=235.6^\circ$ ,  $Inc=-20.8^\circ$ ,  $K=13.5$ ,  $\alpha_{95}=4.8^\circ$ ), осознавая, что блоки (пластины) офиолитовой сутуры испытывали вращения вокруг вертикальной оси (на  $\pm 30-40^\circ$  от среднего) относительно друг друга. Происходили эти вращения, вероятно, до формирования общего тектонического плана (с преимущественно восточным и достаточно крутым падением основных структурных элементов) Центральной офиолитовой зоны Полярного Урала на предобдукционном (коллизийном?) этапе развития.

По нашим данным, “среднее” палеомагнитное направление для пород изученных офиолитовых массивов составляет  $Dec=55.6^\circ$  ( $235.6^\circ$ ),  $Inc=20.8^\circ$  ( $-20.8^\circ$ ). Строго говоря, полярность этого направ-

ления мы не знаем, но, исходя из принципа минимизации движений, направление с северо-восточным склонением и положительным наклонением считаем прямой магнитной полярности [Лубнина, 1998; Лубнина и др., 1998, 1999]. Тогда палеоширота образования этих комплексов будет 8–14° с.ш., простираение зоны палеоспреди́нга – северо-северо-западное. Примерно такую же ориентировку имел уральский край Восточно-Европейского континента [Диденко и др., 1994].

Время приобретения характеристической намагниченности интрузивными породами офиолитов, исходя из двух положительных тестов палеомагнитной стабильности (складки и обращения) и возраста пород, можно принять как ландейло–карадок. Направление этой намагниченности значительно отличается от рассчитанных направлений как с Восточно-Европейского, так и с Сибирского континентов (табл. 2.13).

Широтное “зияние” между местом образования офиолитов и прилегающим краем Восточной Европы могло составлять не менее 10°. Северо-восточнее палеоокеанического бассейна находился Сибирский континент, обращенный к нему своей таймырской окраиной. Разворот относительно Восточно-Европейского и Сибирского континентов составляет примерно 33° по часовой стрелке и 78° против часовой стрелки, соответственно (табл. 2.13), который произошел, судя по палеомагнитным данным, до позднего палеозоя. Более вероятно, что этот разворот есть результат компенсации дифференцированного движения по часовой стрелке двух континентов в позднедевонское–визейское время, когда угловая скорость вращения Сибири превышала в 1.5 раза угловую скорость вращения Восточной Европы и в закрывающемся бассейне могли образоваться левосторонние сдвиговые деформации Урала [Руженцев, Диденко, 1998].

Палеомагнитное направление спилитов войкарской серии восточного склона (Dec=152°, Inc=-37°, N – полярность) в плане палеомагнитной надежности превосходит все остальные: а) данные теста складки практически однозначно свидетельствуют о доскладчатом возрасте характеристической намагниченности; б) обожженные кремнистые алевролиты и обжигавшие их диабазовые sillлы имеют одно палеомагнитное направление; в) в изученном разрезе характеристическая компонента имеет две полярности (см. раздел 2.2.3).

Сопоставление этого направления с рассчитанными с соответствующих по возрасту полюсов Восточно-Европейского и Сибирского континентов (табл. 2.13) свидетельствует: а) по отношению к Восточной Европе изученный объект претерпел значительный (более 120°) разворот по часовой стрелке; по отношению к Сибири такой поворот существенно меньше (10–26°), также по часовой стрелке; б) палеоширота формирования отложений войкарской серии существенно отличается от расчетной с Восточно-Европейского континента, так, крайние оценки широтной разницы по отношению к Восточной Европе составляют 10–22°, тогда как по отношению к Сибири всего 4–18° (табл. 2.13). Можно полагать, что породы войкарской серии в ордовике располагались ближе к Сибирскому континенту.

Сопоставление с палеомагнитными определениями по южноуральским объектам ордовикско-силурийского возраста также говорит об их тектонической близости восточной зоне Полярно-Уральского сегмента. Например, палеомагнитное направление пород Денисовской зоны [Свяжина, Коптева, 1991; Свяжина и др., 1989, 1998] составляет Dec=163° и Inc=-12°, т.е. мы имеем соответствие по склонению и широтную разницу в среднем 12±8°, что близко современной широтной раз-

**Таблица 2.13.** Сравнение полученных палеомагнитных направлений офиолитов Полярного Урала с рассчитанными по полюсам Восточно-Европейского и Сибирского континентов

Объект	Возраст, млн лет	Φ, °	Λ, °	A <sub>95</sub> , °	Dec, °	Inc, °	f <sub>a</sub> , °	ВЕК		СК	
								R, °	F, °	R, °	F, °
ПУ	P <sub>2</sub>	46.5	159.4	6.6	63.0±5.1	59.0±5.1	39.8	-0.4±4.6	-1.4±2.2	-1.3±10.5	2.1±3.7
ВЕК	250	45.5	160.8	2.0	62.6±2.6	57.7±1.9	38.3	-	-	-	-
СК	250	48.8	159.1	9.0	61.7±12.1	60.8±7.7	41.8	-	-	-	-
Пуц	O	23.1	182.2	3.7	55.6±4.8	20.8±4.8	10.8	-33.2±6.8	-15.5±5.8	+78.0±8.2	-20.3±6.9
Пув	O	-40.8	99.4	7.4	152.0±8.2	-37.0±8.2	-20.6	-129.6±8.6	15.9±6.4	-18.4±9.8	11.1±7.4
ВЕК	460	16.9	220.6	7.0	22.4±7.0	-9.4±13.7	-4.7	-	-	-	-
СК	460	-25.0	116.0	9.0	133.6±9.1	-18.6±16.6	-9.6	-	-	-	-

*Примечание.* ВЕК, СК – Восточно-Европейский и Сибирский континенты, соответственно; Пуц, Пув – центральная (офиолитовая) и восточная мегазоны Полярного Урала (ПУ); Φ, Λ – широта и долгота палеомагнитного полюса, соответственно; A<sub>95</sub> – радиус овала доверия вокруг полюса; f<sub>a</sub> – палеоширота; R – угол разворота относительно ВЕК или СК (“-” означает поворот по часовой стрелке, “+” – против); F – относительная разница в палеоширотах. Пересчет направлений произведен на координаты 66.5° с.ш., 64° в.д. Уровень значимости относительных разворотов с 95 %-ной вероятностью рассчитан по: [Butler, 1992; Demarest, 1983]. Остальные пояснения см. в табл. 2.4.



нице в их положении. Примерно такое же склонение, в юго-восточных румбах, имеет ряд ордовикских островных дуг (Чингизская, Байдулет-Акба-стуская, Степнякская) Центрального Казахстана [Турманидзе, 1991; Турманидзе и др., 1991]. Ордовикско-силурийская система дуг Центрального Казахстана субмеридионального простирания протягивалась от 20° с.ш. в Южное полушарие и, возможно, надстраивалась Войкарской островной дугой (войкарская серия), палеоширота которой составляла 20±4° ю.ш.

Вторая палеомагнитная компонента, полученная по кремням и андезито-базальтам войкарской серии (Dec=243°, Inc=-59°, R – полярность), имеет послескладчатую природу, и, вероятно, ее возраст можно определить как позднепалеозойский, так как рассчитанные направления с позднепермских палеомагнитных полюсов Восточно-Европейского и Сибирского континентов [Лубнина и др., 1999] на точку отбора практически совпадают с полученным в настоящей работе (табл. 2.13). Палеоширота полярного сегмента Уральской склад-

чатой системы в позднепалеозойское время составляла 40±3° с.ш.

Магнитотектонические результаты позволяют высказать ряд предположений, дополняющих предложенную на основе геологических и петрогеохимических данных модель формирования палеоспрединговых структур Полярного Урала.

1. Уральский палеоокеанический бассейн в интервале 490–420 млн лет располагался на 8–14° с.ш., зона спрединга имела северо-северо-западное простирание. Вероятно, до обдуцирования и коллизионных деформаций изученные офиолитовые структуры испытали развороты вокруг вертикальной оси относительно друг друга.

2. Палеомагнитные характеристики вулканогенно-кремнистых толщ войкарской серии близки таковым для островодужных образований Денисовской зоны Южного Урала и Центрального Казахстана. Эти породы формировались на 20±4° ю.ш. и могли являться продолжением Центрально-Казахстанской – Южно-Уральской системы островных дуг.

## Глава 3

# Палеоспрединговые комплексы Южных Мугоджар\*

Южно-Мугоджарский хребет является южной оконечностью покровно-складчатой системы Уральских гор. Офиолиты, представленные главным образом дайковыми и лавовыми комплексами основного состава, располагаются в пределах

синклинали Западно-Мугоджарской вулканогенной зоны (рис. 1.4), которая орографически совпадает с Мугоджарскими горами (рис. 3.1). Мугоджарские офиолиты находятся на южном продолжении Магнитогорской эвгеосинклинальной зоны, слагая в структуре верхние тектонические покровы [Камалетдинов, 1974; Руженцев, 1976; Тектоника Урала..., 1977; История развития..., 1984; Коротеев и др., 1985; Пучков, 1993, 2000; Серавкин, 1997; Язева, Бочкарев, 1998]. Из них наименее гранитизированные и дислоцированные комплексы располагаются в южной части зоны, обнажаясь на крыльях мульдообразной Берчогурской синклинали (рис. 3.2), которая образовалась на орогенном этапе и заполнена терригенной молассой верхнепалеозойско-мезозойского возраста.

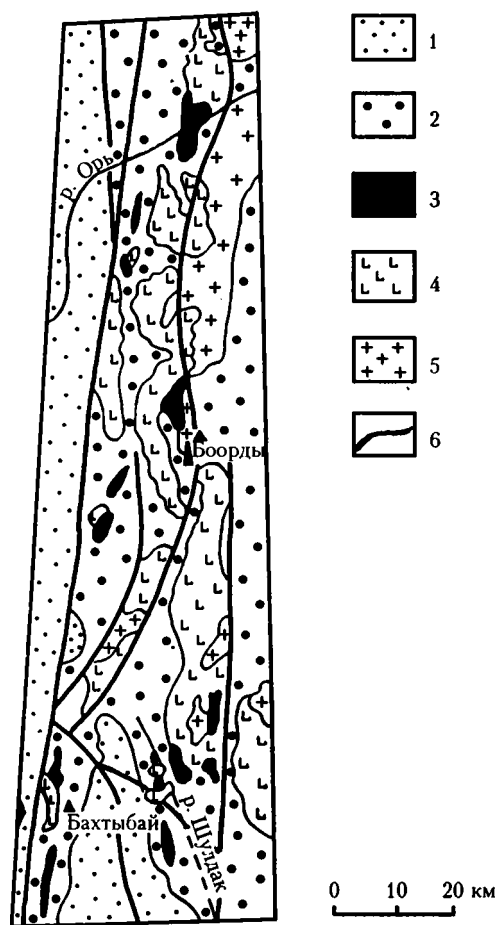


Рис. 3.1. Схема геологического строения Западно-Мугоджарской вулканогенной зоны  
1 – мезозойско-кайнозойские отложения; 2 – палеозойские вулканогенно-терригенные отложения; 3 – дайковый комплекс; 4 – габброиды; 5 – граниты и гранодиориты; 6 – крупные разломы

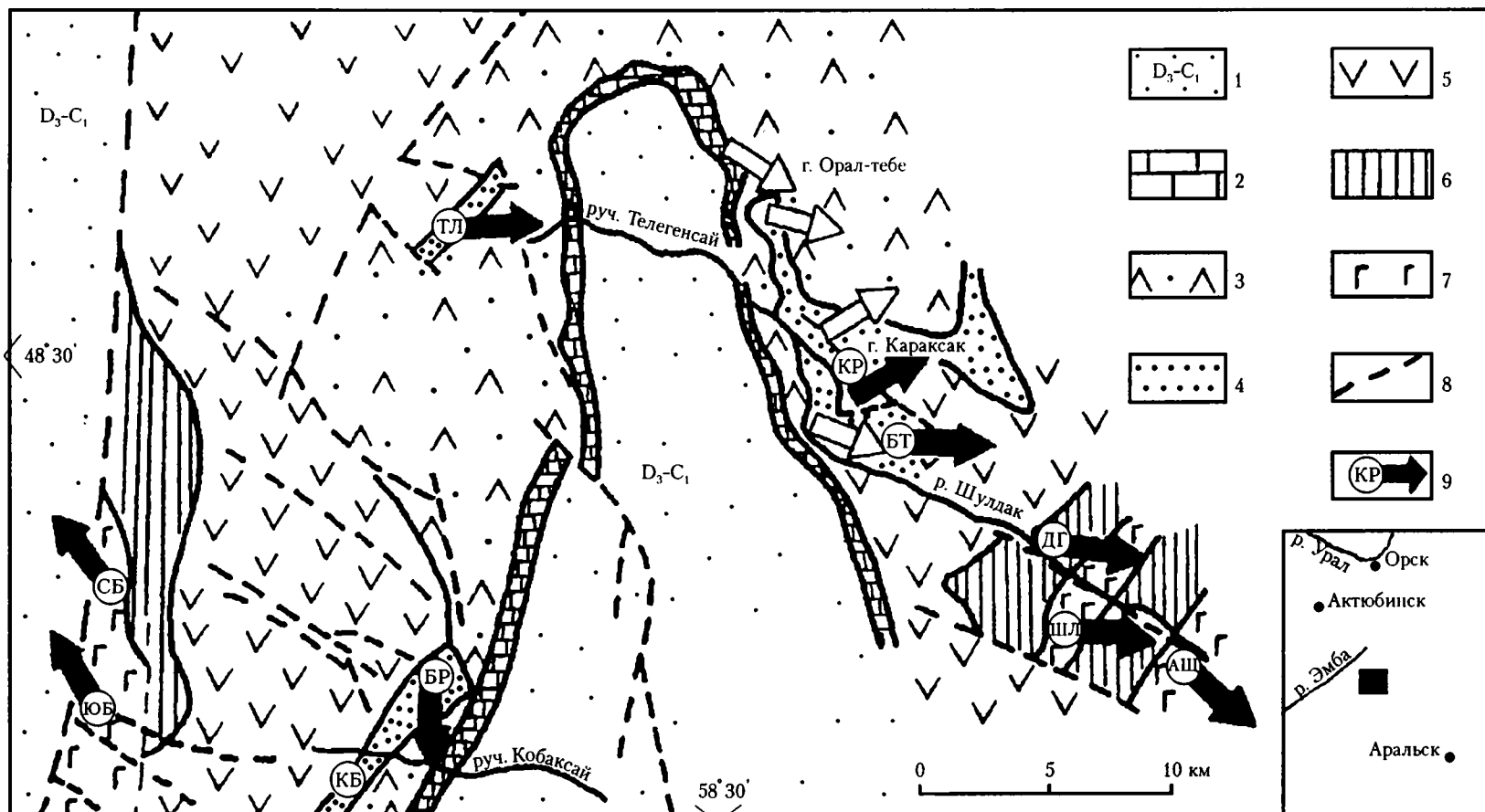
### 3.1. Офиолиты Южных Мугоджар

Офиолитовая ассоциация с хорошо выраженными габбровыми, дайковыми и базальтовыми горизонтами вскрывается на западном (район горы Бахтыбай) и восточном (бассейн р. Шулдак) крыльях Берчогурской мульды. Спокойное и пологое залегание пород лишь в незначительной степени нарушено молодыми разломами, имеющими небольшие амплитуды. Дислокации, в том числе и складчатые, усиливаются в области влияния Главного Уральского разлома, ограничивающего с запада Западно-Мугоджарскую зону.

Первоначально габброиды традиционно относились к интрузивным образованиям и проблемы их формирования рассматривались вне связи с сопутствующими им дайками и эффузивами основного состава. Более того, само существование дайкового комплекса не признавалось. Уникальные по своим масштабам дайковые серии были приняты за пакеты массивных потоков (актогайская свита), тектоническими деформациями приведенные почти в вертикальное залегание. В таком случае получалось, что подушечные базальты (мугоджарская свита), имеющие пологие углы падения, залегают на нижнем комплексе с почти 90-градусным угловым несогласием [Абдулин, 1973].

Со сходных позиций магматические образования Западно-Мугоджарской вулканогенной зоны описаны в ряде других работ [Водорезов, 1961;

\* Глава написана при участии А.С. Перфильева, Д.М. Печерского.



**Рис. 3.2.** Схема геологического строения Берчогурской синклинали с установленными палеомагнитными склонениями отдельных блоков

1 – осадочные породы  $D_3-C_1$  возраста; 2 – известняки франского яруса ( $D_3$ ); 3 – вулканогенно-осадочные породы живета ( $D_2$ ); 4 – кремнистые породы эйфеля ( $D_2$ ); 5 – базальты, главным образом пиллоу-лавы, эйфель (палеоокеанический слой 2А); 6 – комплекс параллельных даек, эйфель (палеоокеанический слой 2В); 7 – габбро (палеоокеанический слой 3); 8 – разломы; 9 – места отбора ориентированных образцов с указанием палеомагнитного склонения (не залитая стрелка – склонение определено методом длинных частиц).

Буквами обозначены участки работ: АШ – Ащисай, ШЛ – Шулдак, ДГ – Дангилек, БТ – Буртыбай, КР – Караксак, ТЛ – Телегенсай, БР – Берчогур, КБ – Кабаксай, СБ – Северный Бахтыбай, ЮБ – Южный Бахтыбай. На врезке показан район работ

Абдулин и др., 1963; Руденко и др., 1963; Белецкий, 1967; Тельгузиев, 1969; Семенов, 1980).

Исследования В.Г. Кориневского заставили усомниться в эффузивном происхождении пород актогайской свиты [Кориневский, 1972]. Позднее он же, совместно с С.Н. Ивановым и Г.П. Беляниной [Иванов и др., 1973], доказал, что диабазы актогайской свиты следует интерпретировать как комплекс параллельных даек (“дайка в дайке”), которые представляют собой реликт древней океанической коры, формировавшейся в рифтовых условиях.

В конце 70-х – начале 80-х годов исследования Мугоджарских офиолитов становятся более целенаправленными. В частности, Л.П. Зоненшайн с коллегами показали, что морфология подушечно-трубовых образований в мугоджарских лавах тождественна наблюдаемым в осевой части Красноморского рифта [Зоненшайн и др., 1981а]. В.В. Матвеев и В.В. Хаин [1984] установили, что пористость Шулдакских базальтов аналогична таковой в базальтах Срединно-Атлантического хребта, изливавшихся на глубинах 2–3 км.

Петро- и геохимические исследования М.И. Кузьмина и А.И. Альмухамедова [1984, 1987] засвидетельствовали сходство составов базальтов и диабазов с составами аналогичных образований коры современных океанов.

В начале 80-х годов авторы настоящей монографии проводили детальные исследования офиолитов Южных Мугоджар, основные результаты которых опубликованы [Печерский и др., 1983; Диденко и др., 1983; Бураков и др., 1984; Диденко и др., 1984; Куренков, Перфильев, 1984; Перфильев и др., 1985; Диденко, Печерский, 1986; Печерский и др., 1987; Симонов, 1993; Диденко, 1997; Куренков, 1997; Didenko, Pechersky, 1989].

### 3.1.1. Геологическая характеристика

В пределах описываемого района трудно найти такое пересечение, в котором все части офиолитов были бы представлены в полном виде. Поэтому приводимый ниже разрез является сводным, а при его составлении уделялось особое внимание выявлению взаимоотношений отдельных офиолитовых “горизонтов” между собой.

I. Нижние горизонты офиолитового разреза обнажаются на крыльях Берчогурской мульды (рис. 3.3). На юго-западном склоне горы Бахтыбай в сухом русле безымянного ручья обнаружены выходы серпентинизированных верлитов, имеющие небольшие размеры и видимую мощность в пределах первых метров. Их расположение в поле разветвления габбро в наиболее гипсометрически пониженных частях рельефа позволяет предполагать, что верлиты слагают нижние горизонты Шулдакских офиолитов.

II. Альбитизированные и амфиболитизированные габброиды составляют следующий “горизонт” офиолитового разреза. Породы имеют характерный такситовый облик и обладают признаками метасоматических преобразований. Наличие реликто-

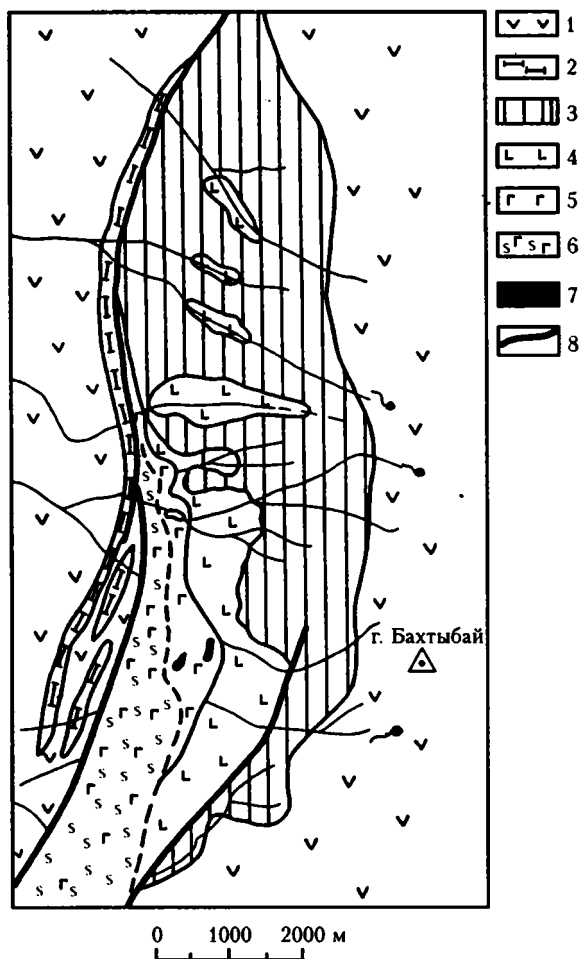


Рис. 3.3. Схема геологического строения западного склона горы Бахтыбай

1 – эффузивы основного состава, преимущественно подушечные лавы; 2 – кремни и яшмюиды; 3 – диабазы комплекса “дайка в дайке”; 4 – габбро и габбро-диабазы; 5 – амфиболовое габбро; 6 – тектонизированные амфиболовые габбро; 7 – гипербазиты; 8 – крутые разломы

вых пироксенов, иногда сохраняющихся в метагабброидах, позволяет считать, что первоначально данные породы представляли собой пироксеновое габбро. Нижняя граница габбро повсеместно тектоническая, поэтому оценить мощность этого “горизонта” можно лишь приблизительно – первые сотни метров.

III. Габбро-нориты занимают, из-за недостаточной обнаженности, неустановленное положение в офиолитовом разрезе. Они известны на правобережье р. Шулдак в районе брошенного поселка Жангана, где образуют скопления шарообразных тел, диаметр которых может достигать нескольких метров.

IV. Габбро и габбро-диабазы, представляющие собой реликты вторичных магматических камер, залегают в верхах горизонта II габброидов. Лучше всего эти породы обнажаются на западном склоне горы Бахтыбай, где их мощность оценивается в десятки метров.

V. Комплекс типа “дайка в дайке”, мощность его не превышает 700 м.

VI. Базальты, большей частью подушечно-групповые лавы, с гиалокластикой, силлами и линзами кремней, постепенно сменяющие вверх дайковый комплекс (мугоджарская свита). Среди них установлены также пикритовые образования [Кашинцев, Зайков, 1987]. В полных разрезах они достигают мощности 1000 м.

VII. Тонкослоистые кремни и яшмы с силлами и отдельными потоками базальтовых лав (куркудукская свита), мощностью до 300 м.

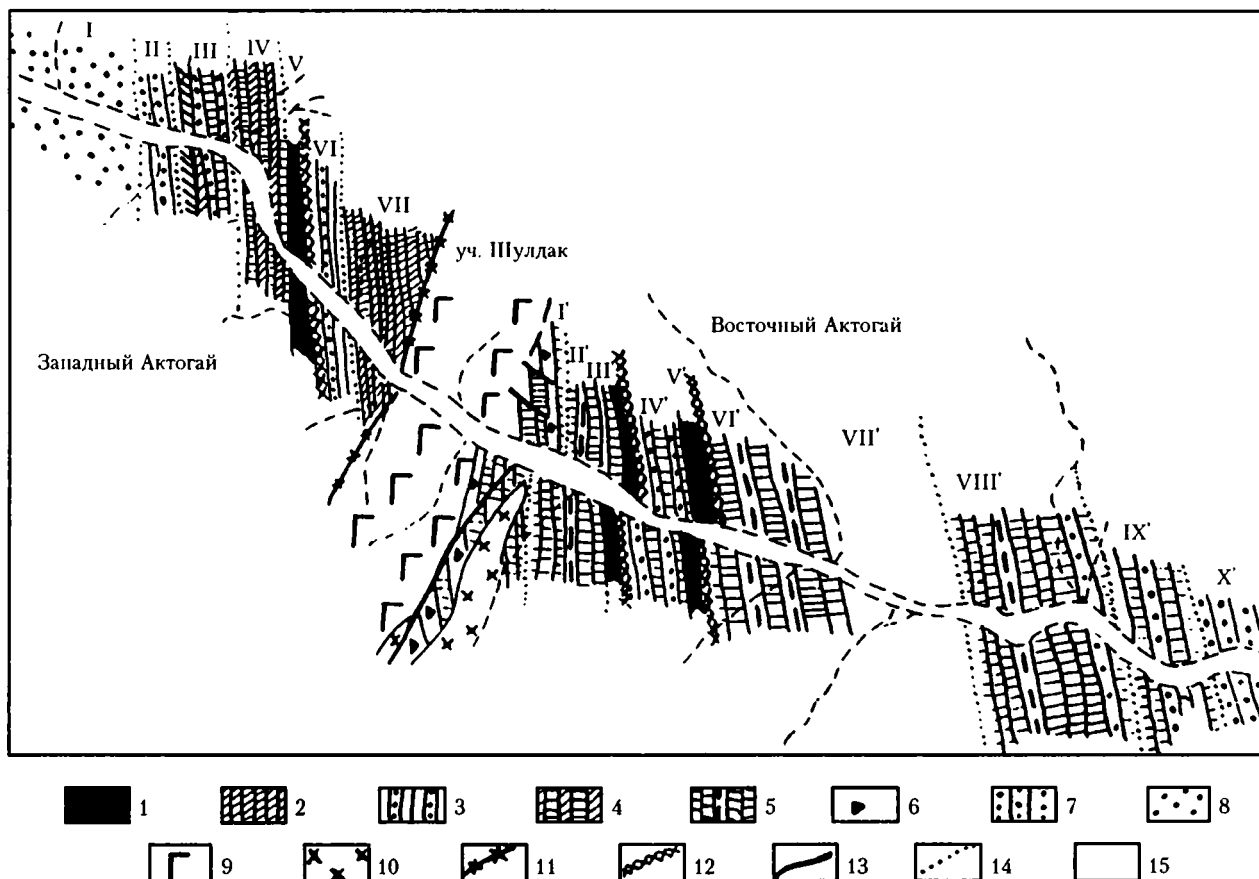
Возраст куркудукской свиты устанавливается по находкам конодонтов в кремнистых породах бассейна р. Шулдак [Иванов, 1983; Кориневский, 1984]. Возраст по конодонтовой фауне – средний девон, эйфельско-живетский ярус. Таким образом, возраст подушечных лав и продуцирующих их даек – эйфельский и живетский ярусы среднего девона.

На породах офиолитовой ассоциации залегают вулканогенно-осадочные отложения, в объеме которых значительное место занимают лавы и дайки андезито-дацитового состава (милышинская сви-

та). Запечатывается разрез терригенными породами верхнего девона – карбона.

**Габбровый “слой” палеокеанической коры.** Лучшее всего фрагменты “слоя” сохранились по периферии Берчогурской мульды (рис. 3.2), где для детальных исследований нами были выбраны наиболее представительные и хорошо обнаженные участки: в прирусловой части р. Шулдак (участок Шулдак), на левобережной части бассейна руч. Ащисай, являющегося левым притоком р. Шулдак, и на западных склонах горы Бахтыбай (участки Южный и Северный Бахтыбай).

**Участок Шулдак** является наиболее хорошо обнаженной частью габбрового массива, располагающегося между дайковыми сериями Западного и Восточного Актогай (рис. 3.4). Весь массив имеет субмеридиональное простирание, в первом приближении совпадающее с дайками. Его ширина не превышает 500 м. Массив сложен светлыми альбит-амфиболовыми габбро с явно выраженной такситовой структурой. Их петрографическое изучение показало, что даже в наиболее амфиболлизированных разностях сохраняются реликтовые пи-



**Рис. 3.4.** Схематическая карта соотношений даек в дайковом комплексе бассейна р. Шулдак  
 1 – реликты вторичных магматических камер; 2 – “дайка в дайке”; 3 – “дайка в дайке” со скринами подушечных базальтов; 4 – “дайка в дайке” двух генераций; 5 – “дайка в дайке” со скринами ранних даек; 6 – скрины габбро; 7 – подушечные базальты с дайками; 8 – подушечные базальты; 9 – габбро; 10 – гранодиориты; 11 – зоны актинолитизации; 12 – зоны древних ластрических разломов; 13 – крутые разломы; 14 – границы дайковых комплексов разных типов; 15 – чехол современных отложений. Зоны, обозначенные римскими цифрами, описываются в тексте

роксены, относительно свежие плагиоклазы и мелкозернистые оливины. В целом, породы принадлежат к группе кумулятивных габбро.

Неглубокий эрозионный врез оставляет для прямых наблюдений только 30–40 м разреза массива. В правобережных габбро сохраняется много больше реликтовых пироксенов и пород с первичными кумулятивными структурами, т.е. они производят впечатление более глубинных. В левобережном габбро (северная часть массива) изменения существенно выше. Вероятно, они слагают более нижнюю часть магматической камеры. Скорее всего, по руслу реки проходит молодой сброс, приведший в соприкосновение разноглубинные части габброидного массива.

Изучение границ массива показало, что они различаются по своему строению. Восточный край резко оборван секущей полудайкой восточноактогайского дайкового комплекса. Эндоконтракт магматического тела, непосредственно соприкасающегося с габбро, имеет сидеромелановое стекло (мощностью 1–2 мм).

Западный контакт выглядит следующим образом (с востока на запад, т.е. от габбро к дайкам): в такситовых альбит-амфиболовых габбро появляются сначала мелкие, а затем и крупные (до 0.5 м), шпироподобные мелкозернистые выделения с габбровой равномерно-зернистой структурой. Степень амфиболитизации в них уменьшается, так как в общей массе появляется, а затем преобладает актинолит. Постепенно к западу шпироподобные выделения увеличиваются в размерах и количествах и замещают такситовую габбровую основу, оставляя ее в виде шпиров. В мелкозернистой актинолитизированной меланократовой породе проступает диабазовый облик. Довольно быстро диабазы становятся почти неизменными, в них наблюдаются отдельные магматические тела, а шпириты такситового габбро встречаются все реже. Такой характер контакта свидетельствует об одновременном наложении процесса амфиболитизации на породы дайковой серии Западного Актогай и кумулятивного габбро массива Шулдак. Таким образом, амфиболитизированное габбро рассматриваемого массива сформировалось вслед за становлением западноактогайской серии “дайка в дайке”, но до начала образования восточноактогайского дайкового комплекса.

**Участок Ащисай** сложен породами габбрового массива, обнажающегося в левой части бассейна руч. Ащисай (рис. 3.5), сходными с породами Шулдакского массива. Их изучение затрудняется тем, что на сравнительно плоских склонах выходы габбро наблюдаются в виде небольших скальных выступов.

Породы массива представлены такситовыми амфиболовыми габбро. Редко сохраняющийся пироксен обычно замещен амфиболом, большей частью актинолитом. В наименее измененных породах сохраняется структура, напоминающая кумулятивное пироксеновое габбро. Из-за неглубоко-

го эрозионного вреза видимую мощность габброидов Ащисая можно оценить в 25–30 м.

В пределах участка Ащисай также удалось обнаружить, что западный и восточный контакты массива асимметричны. Переход от дайкового комплекса к габбро (западная часть массива) скорее всего резкий, так как на местности видно, что разные породы подходят друг к другу на расстояния в 3–4 м. Напротив, на восточном фланге массива появляются шпировые выделения мелкозернистых меланократовых пород, а местами почти неизменных диабазов. Все это свидетельствует о зеркально отображенном сходстве в строении Ащисайского массива с Шулдакским.

**Участок Северный Бахтыбай** сложен альбит-амфиболовыми разностями габбро с такситовой структурой. Редко удается наблюдать в амфиболах реликты пироксенов. Тем не менее, сохраняются признаки, позволяющие их относить к кумулятивному габбро.

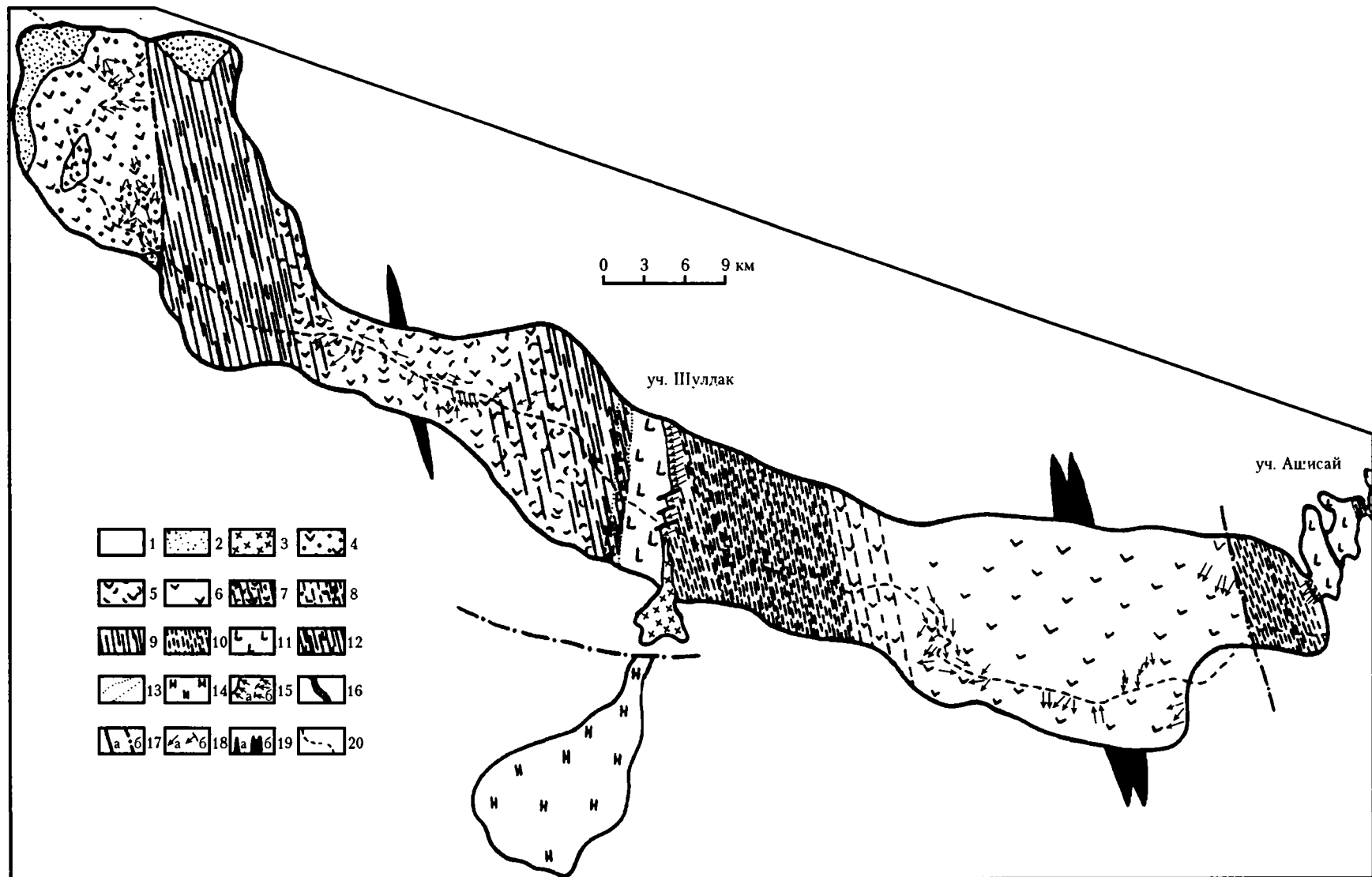
Эрозионный врез вскрывает более глубокие горизонты габбрового слоя в Северном Бахтыбае, чем в Шулдакском и Ащисайском массивах. Следует заметить, что в нижних частях габбро постепенно становятся все более лейкократовыми, нередко превращаясь в альбититы. В непосредственной близости от зоны Главного Уральского разлома, ограничивающего с запада Берчогурскую синклинали, возрастает степень тектонического дробления габброидов. Наблюдаются отдельные участки, в которых первично массивные породы превращены в катаклизиты. Видимая мощность габброидов достигает 300–400 м.

**Участок Южный Бахтыбай** представлен в нижней части видимого разреза амфиболовыми разностями габбро с такситовой структурой, постепенно вверх замещающимися офитовыми (южная часть западного склона горы Бахтыбай).

Петрографическое изучение амфиболовых габброидов показало наличие в них пироксена и реликтов кумулятивных структур. Офитовые породы представлены пироксеновыми габбро с офитовой и габбро-диабазовой структурами. Плагиоклаз резко идиоморфен по отношению к пироксену. Пироксены, как правило, в разной степени амфиболитизированы, плагиоклазы изменены очень интенсивно. В отдельных разностях встречается первичный амфибол. Иногда наблюдается наложенное окварцевание и карбонатизация. Мощность габбро можно оценить в первые сотни метров. В основании разреза усиливается альбитизация.

Изучение габбро позволяет сделать вывод, что третий слой палеоокеанической коры Шулдакских офиолитов представлен кумулятивными пироксеновыми габбро, прошедшими стадию амфиболитизации и альбитизации.

Часть габбровых массивов (Шулдак, Ащисай) скорее всего представляет собой аналог верхов третьего слоя океанической коры – горизонт ЗА. К этой группе необходимо отнести наиболее амфиболитизированные фации габбро. Их первично “близповер-



**Рис.3.5.** Схема геологического строения бассейна р. Шулдак (Мугуджарский хребт). Составлена С.А. Куренковым и А.С. Перфильевым по личным наблюдениям с использованием материалов В.Г. Кориневского, Л.П. Зоненшайна, Г.Б. Рудника, Г.А. Кашинцева, В.В. Хаина

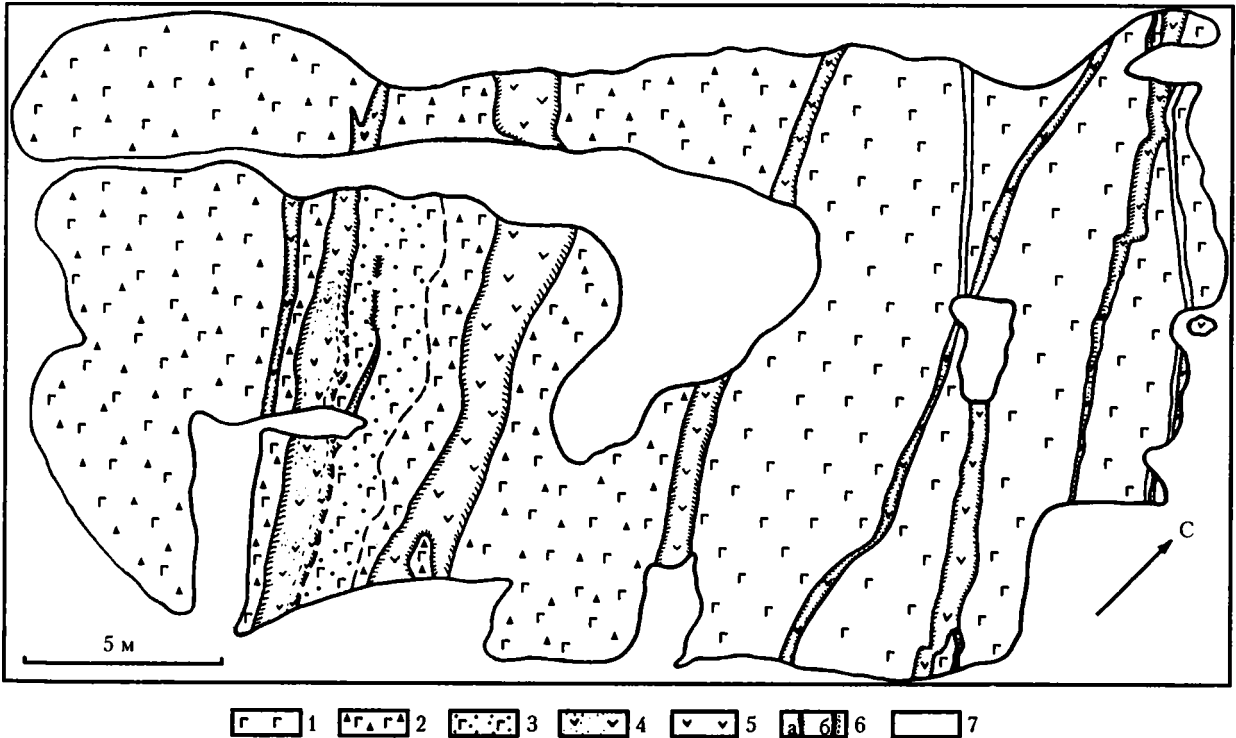
1 – чехол современных отложений; 2 – кремнисто-терригенные отложения с маломощными потоками базальтов (куркудукская свита,  $D_{1-2}$ ); 3 – кварцевые диориты; 4–6 – подушечные базальты, сформированные в результате действия разновозрастных зон магмовыведения: 4 – нулевой, 5 – первой (N), 6 – второй (N+1); 7, 8 – участки постепенного перехода из дайковых комплексов в пределах первой (7) и второй (8) зон магмовыведения; 9, 10 – комплексы “дайка в дайке”, сформированные в результате действия условно первой (9) и второй (10) зон магмовыведения; 11 – пироксеновое габбро; 12 – актинолитизированное габбро; 13 – границы зон актинолитизации; 14 – габбро-нориты; 15 – границы второй (N+1) зоны магмовыведения: достоверная (а) и предполагаемая (б); 16 – зоны бластомилонитизации; 17 – разломы, достоверные (а) и предполагаемые (б); 18 – залегания лавовых потоков (а) и даек (б); 19 – первая (а) и вторая (б) зоны магмовыведения; 20 – гидросеть

хностное” положение в разрезе могло способствовать интенсивному взаимодействию с морской водой, проникавшей по трещинам на значительные глубины. Это подтверждается тем, что в них содержится только “малотитанистый” первичный титаномагнетит. Наиболее свежие кумулятивные габбро являются, вероятно, аналогом горизонта ЗВ габбрового слоя океанской коры, так как состав редких сохранившихся титаномагнетитов в них соответствует составу титаномагнетитов базальтов и габбро океанических разрезов [Диденко, 1997 а,б].

**Дайковый “слой” океанической коры.** Детальные исследования позволили установить, что дайковый комплекс, образующий в офиолитовой ассоциации Шулдака единый “слой”, отчетливо распадается на горизонты: “корневой” (нижний), основной (центральная часть) и дайково-лавовый

(верхний). Каждый из них обладает своими специфическими особенностями и закономерностями строения.

**“Корневой” горизонт дайкового комплекса** детально изучался нами в пределах юго-западного подножия горы Бахтыбай. Здесь на хорошо обнаженной крутой стенке видны небольшой мощности дайки, которые пронизывают амфиболитизированные габбро, служащие вмещающей матрицей (рис. 3.6). Полнокристаллическое габбро и габбро-диабазы представляют собой реликты магматической камеры. В дайках отчетливо выражены закалки, представленные тонкозернистыми диабазами. Исключением являются нестандартные дайкоподобные тела, западные ограничения которых имеют закальный облик (рис. 3.6). Восточная граница этих тел отчетливо выражена только в верхней части об-



**Рис. 3.6.** Глазомерная геологическая карта строения фрагмента “корневого” горизонта дайкового комплекса в пределах юго-западного подножия горы Бахтыбай

1–4 – габбро: 1 – габброиды, 2 – такситовое, 3 – мелкозернистое, 4 – крупнозернистое; 5 – мелкозернистые диабазы; 6 – типы диабазовых закалок: а – тонкозернистые, б – тонкозернистые с мелкозернистой зоной; 7 – бластомилониты





Рис. 3.7. Схема строения фрагмента разреза "корневого" горизонта дайкового комплекса (северо-западный склон горы Бахтыбай)  
Условные обозначения см. на рис. 3.6

нажения, где наблюдаются тонкозернистые диабазы, представляющие собой типичную эндоконтактовую зону мощностью 1–2 см. Вниз закалка начинает постепенно изменять свой морфологический облик до полного исчезновения. Это происходит плавно, но на коротком отрезке – первые метры. "Истаивание" закалки идет за счет закономерного укрупнения зернистости закальных фаций: тонкозернистые диабазы переходят в среднезернистые, а затем приобретают облик крупнозернистых по-

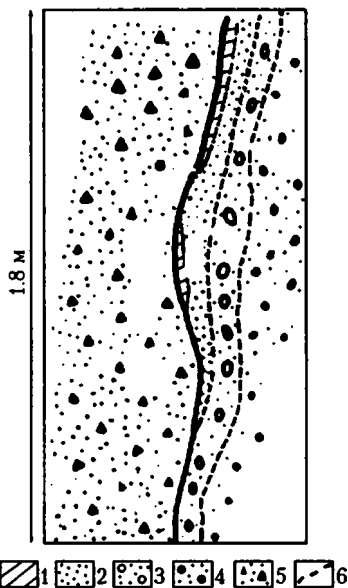


Рис. 3.8. Полевая зарисовка соотношений закальных фаций в "корневом" горизонте даек  
1–4 – диабазы: 1 – криптокристаллические, 2 – мелкозернистые, 3 – среднезернистые, 4 – крупнозернистые; 5 – габбро-диабазы; 6 – границы магматических фаций.

Остальные условные обозначения см. на рис. 3.6

род, постепенно сливаясь с хорошо раскристаллизованным материалом центральной части дайки и вмещающих офитовых габбро и габбро-диабазов.

В корневом горизонте нередко наблюдаются морфологические образования, представляющие собой закальные фации, "плавающие" среди раскристаллизованных магматических пород – габбро и габбро-диабазов. Магматическое габбро слагает пластообразное тело – силл, мощностью не менее 100 м. Оно располагается в верхних горизонтах габбро, представляя собой сохранившуюся апи-

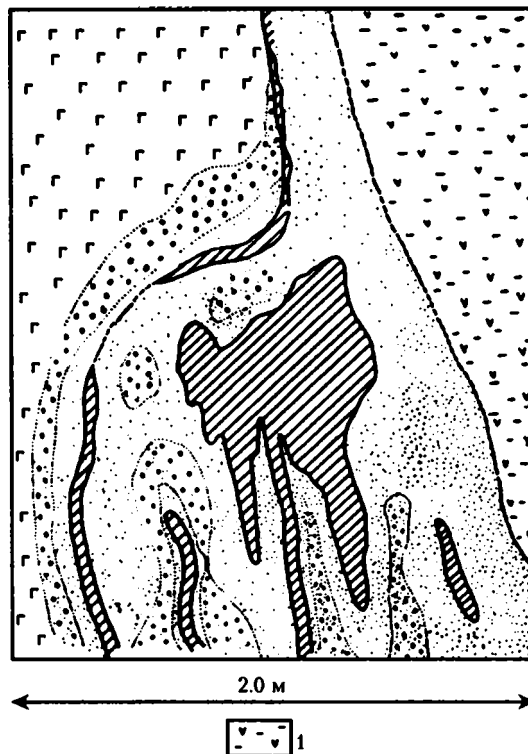


Рис. 3.9. Полевая зарисовка незакономерных соотношений закальных фаций в "корневом" горизонте даек

1 – плагипорфировые диабазы.

Остальные условные обозначения см. на рис. 3.6 и 3.8

кальную часть магматической камеры, продуцировавшей дайку.

Случай непосредственного перехода магматического габбро в дайку, запечатленный в реликтах апикальной части магматической камеры, – довольно редкое явление. Много чаще наблюдаются ситуации, когда хорошо выражен собственно "корневой" горизонт. Например, на северо-западных склонах горы Бахтыбай в естественных скальных обрывах наблюдается фрагмент таких образований, где среди закалок преобладают средние и мелкозернистые фации, а в крупных телах офитовых габбро-диабазов отмечаются "плавающие" закалки (рис. 3.7).

Особенность "корневых" горизонтов дайковых серий выражается в появлении между соседствующими дайкоподобными телами постепенных переходов. Наиболее простой случай изображен на рис. 3.8. Непрерывно вниз происходит замещение мелкозернистых фаций раскристаллизованными. Эндоконтакт, представленный криптокристаллическими породами, исчезает за счет постепенного выравнивания степени раскристаллизации как в эндоконтакте, так и во вмещающих породах. Подобное "растворение" осуществляется на коротком отрезке, вертикальная составляющая которого редко превышает 10–15 м, а обычно исчерпывается 2–3 м.

Более сложная ситуация возникает, когда "истаивание" закалки происходит не столь прямоли-

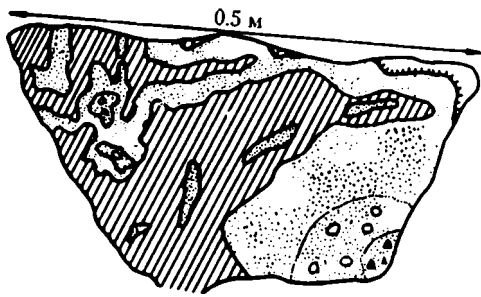


Рис. 3.10. Полевая зарисовка хаотических соотношений закальных фаций в "корневом" горизонте даек

Условные обозначения см. на рис. 3.6 и 3.8

нейно (рис. 3.9), как в предыдущем случае. В районе коленообразного перегиба и ниже относительно тонкозернистые фации, являющиеся в данном случае аналогом закалок, исчезают полностью, так что соседствующие тела сливаются настолько, что границу провести между ними можно только условно. Ниже закалочные разности фрагментами возникают вновь.

Наблюдаются также случаи, когда зоны "растворения" закалок теряют свой вертикально-прямой облик и становятся извилистыми (рис. 3.10). Иногда на продолжении такого рода закалок появляются образования, сходные по облику с магматическими брекчиями. В изометричных, как правило, выделениях, по форме напоминающих обломки, преобладают менее раскристаллизованные породы, по сравнению с вмещающими.

Следует обратить внимание на еще одну характерную черту строения корневого горизонта дайкового комплекса, которая выявляется в разрезе западного склона горы Бахтыбай (рис. 3.11). Здесь появляются скринны такситовых габброидов. Это означает, что высвобождение пространства для

внедрения магмы происходило за счет разрушения габбрового слоя.

Приведенные примеры, в совокупности с множественными наблюдениями в других разрезах, показывают, что верхние части габбрового "слоя" теснейшим образом связаны с дайковым сложно построенным переходным горизонтом. Последний включает в себя реликты амфиболизированного кумулятивного габбро, сохраняющиеся в виде скринов, и остатки вторичных магматических камер с "корневыми" фациями дайкового комплекса. Появление в апикальных частях магматических камер "плавающих" закалок и магматических брекчий может свидетельствовать о магматической эрозии основания второго слоя океанической коры. Это связано с тем, что режим тектонического расслаивания литосферы приводит к созданию множественных плоскостей срыва внутри коры. Один из них присущ границе габбрового и дайкового слоев. Этот же срыв приводит к смещению корневой относительно своих даек. Одновременно происходит разрушение низов дайкового комплекса и консервация этих обломков в расплавленном веществе магматической камеры.

**Основной горизонт дайкового комплекса** представлен сериями магматических тел, лучшие обнажения которых установлены в бассейне р. Шулдук, где они впервые были описаны В.Г. Кориневским [1972]. Наиболее представительными являются Западно-Актогайское, Восточно-Актогайское, Ащисайское и Дангилекское поля развития комплекса типа "дайка в дайке", которые послужили опорными объектами для нашего комплексного изучения [Печерский и др., 1983; Диденко и др., 1984; Куренков, Перфильев, 1984]. Описание строения даек следует начать с Западно-Актогайского комплекса, изученного с максимальной степенью детальности. Здесь авторами задокументированы серии отдель-

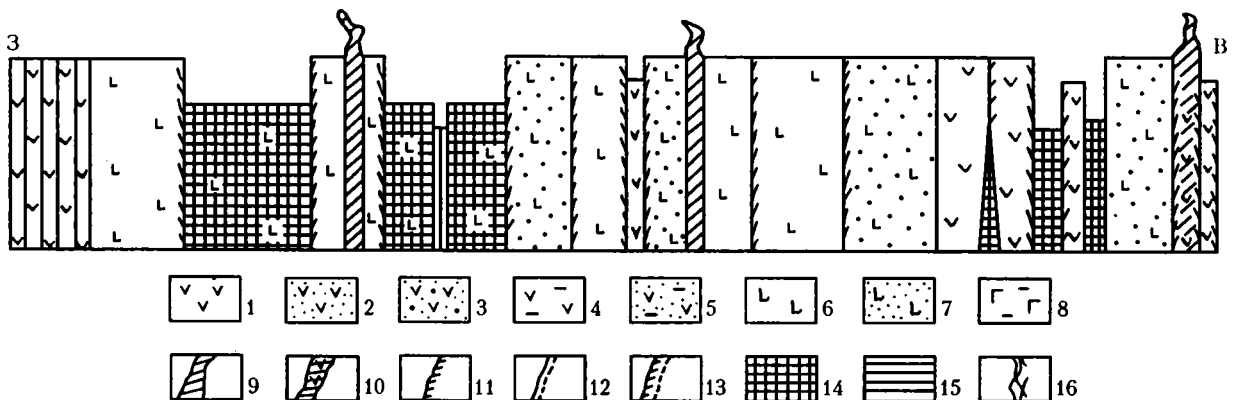
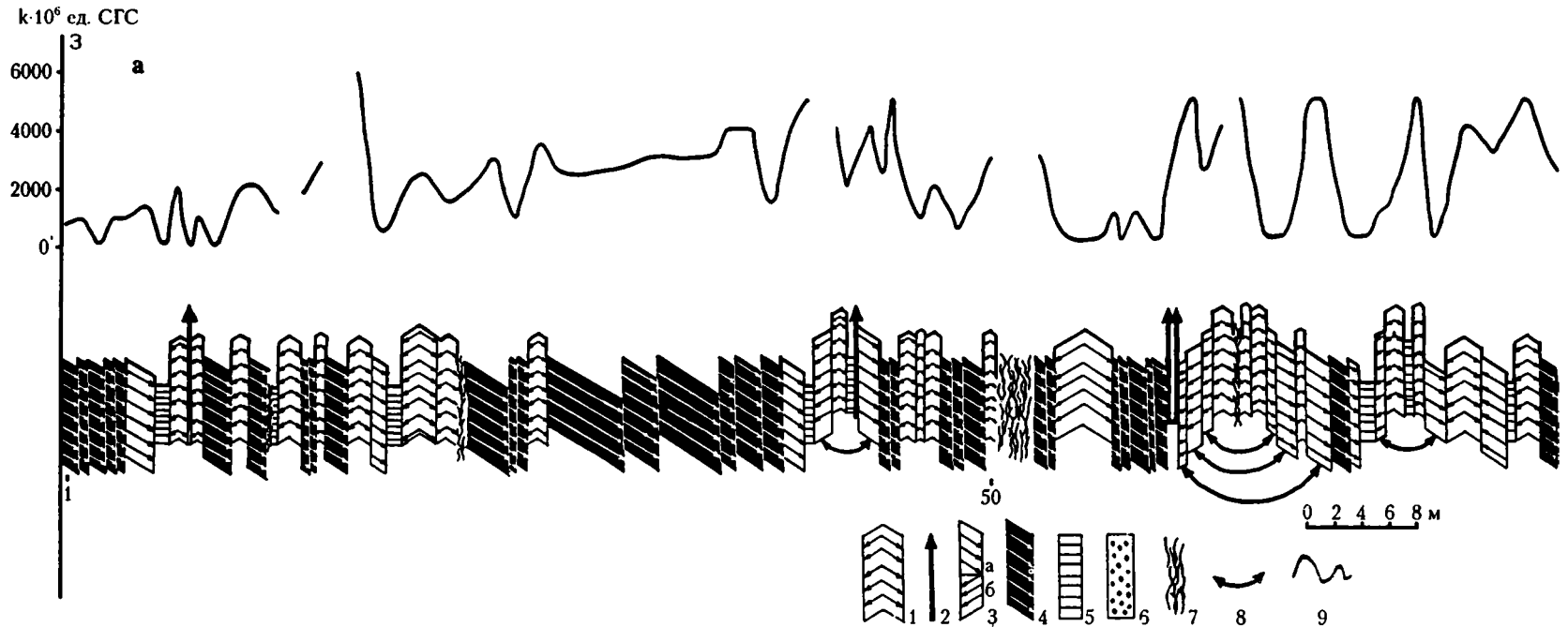


Рис. 3.11. Схема строения фрагмента разреза дайкового комплекса (западный склон горы Бахтыбай)

1-5 – диабазы: 1 – мелкозернистые, 2 – среднезернистые, 3 – крупнозернистые, 4, 5 – плагиопорфировые (4 – мелкозернистые, 5 – среднезернистые); 6-8 – габбро-диабазы: 6 – среднезернистые, 7 – крупнозернистые, 8 – плагиопорфировые; 9, 10 – жилородные диабазовые дайки: 9 – тонкозернистые, 10 – мелкозернистые; 11-13 – эндоконтакты: 11 – тонкозернистые, 12 – мелкозернистые, 13 – тонкозернистые с мелкозернистой оторочкой; 14, 15 – скринны: 14 – диабазов, 15 – микрогаббро; 16 – зоны тектонического дробления



**Рис. 3.12.** Схема строения разреза (а–д) комплекса типа “дайка в дайке” Западного Актогая (р. Шулдук)

1 – дайки с двумя активными эндоконтактами; 2 – маломощные жильные дайки (показаны вне масштаба); 3 – части разорванных даек с разноориентированными эндоконтактами: а – восточные полудайки, б – западные полудайки; 4 – части разорванных даек “фоновой” генерации; 5, 6 – скрины: 5 – дайковые, 6 – подушечных базальтов; 7 – задернованные участки; 8 – линии возможного совмещения даек; 9 – распределение магнитной восприимчивости по разрезу

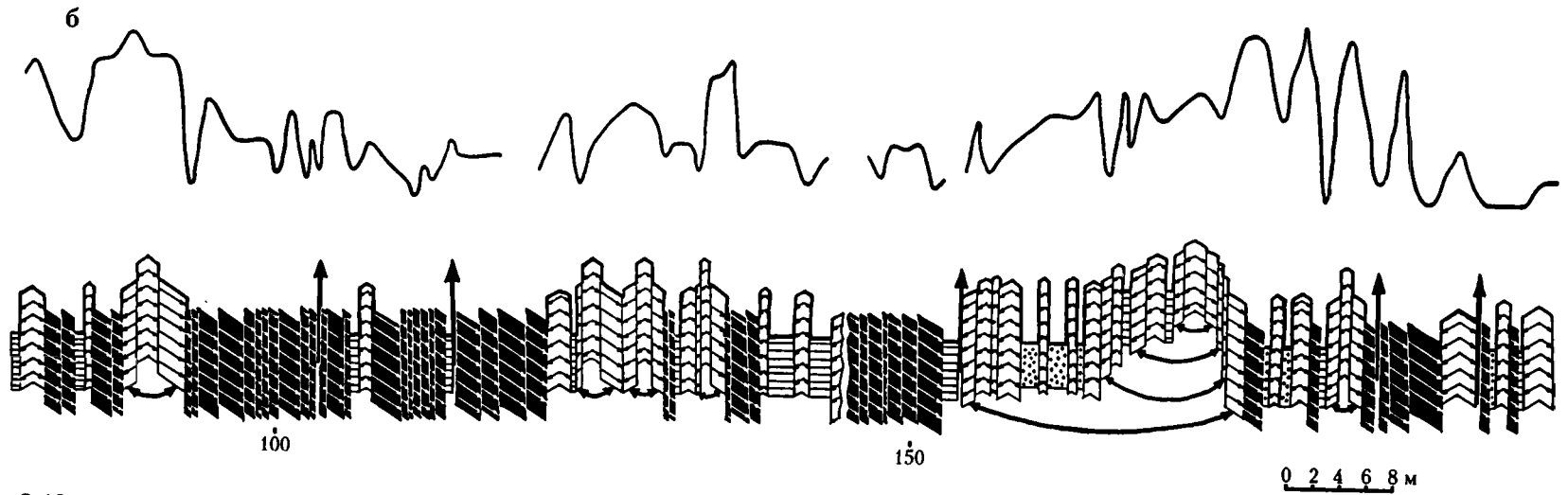


Рис. 3.12. (продолжение)

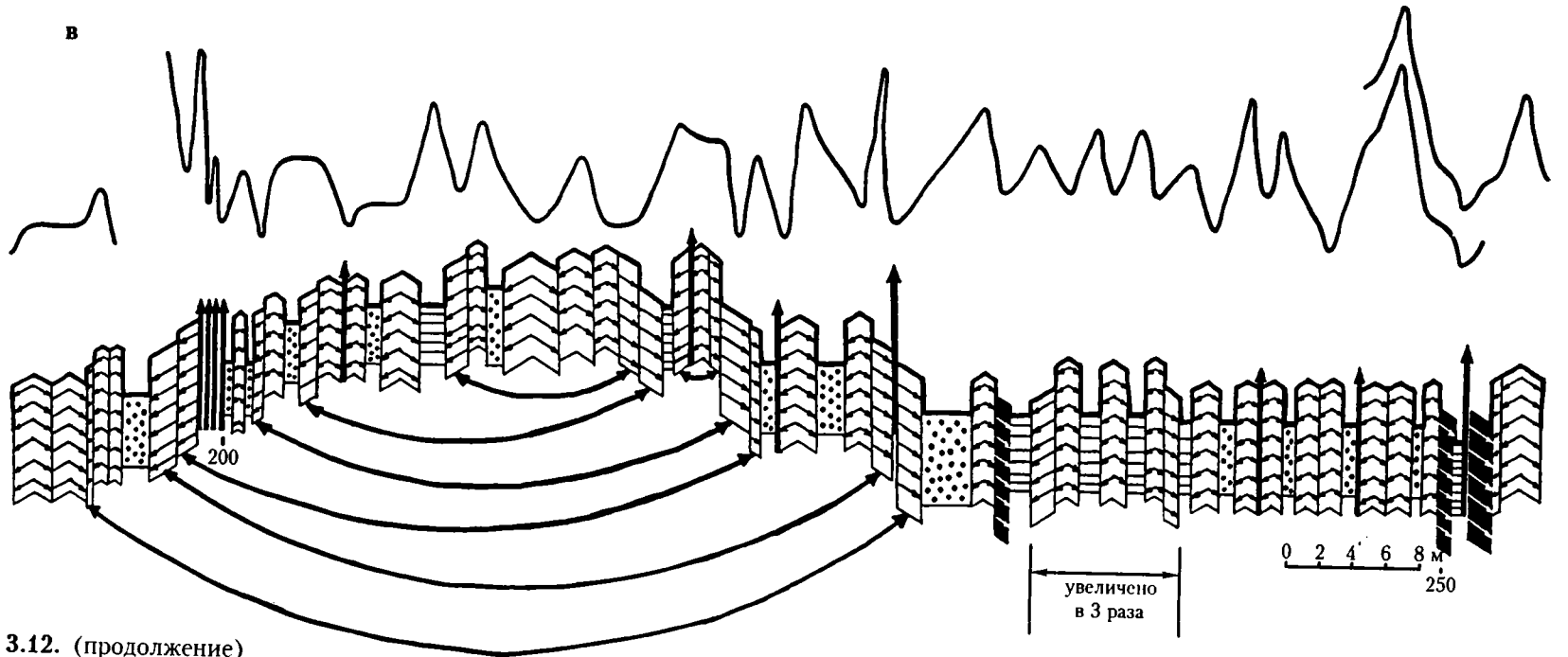


Рис. 3.12. (продолжение)

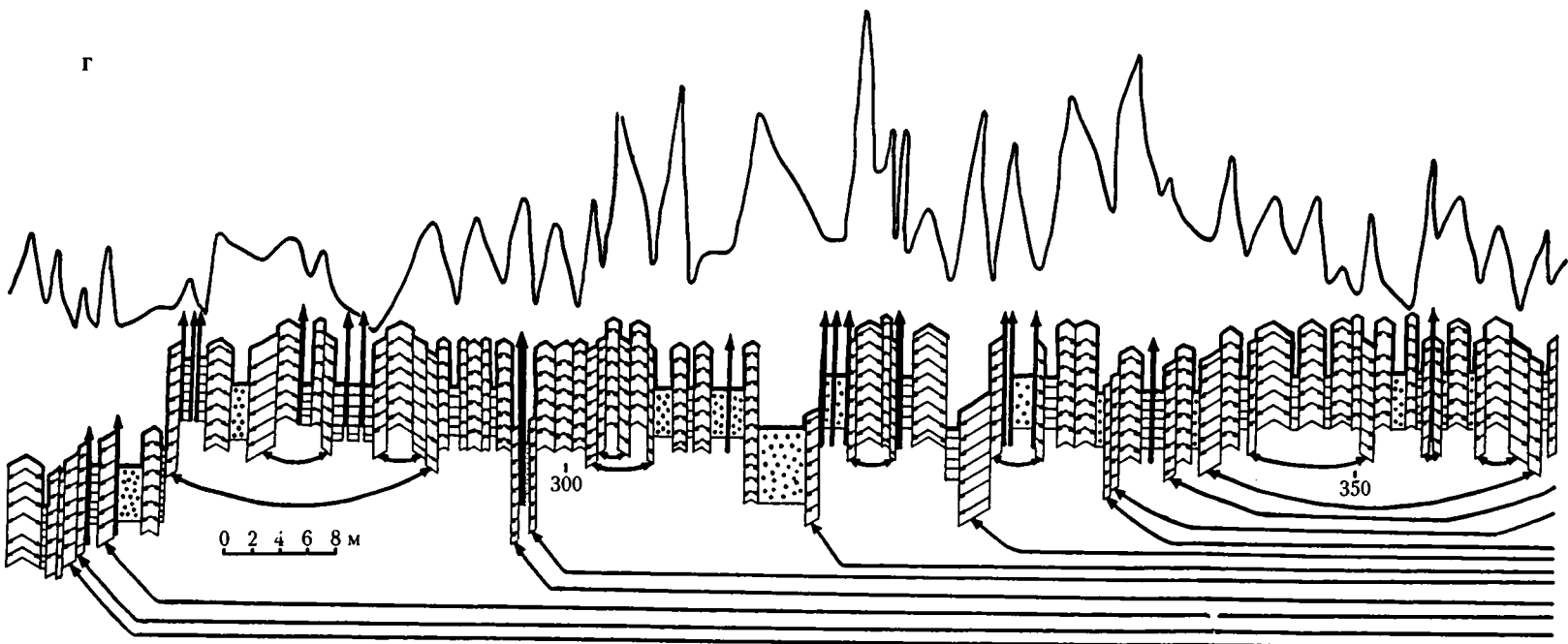


Рис. 3.12. (продолжение)

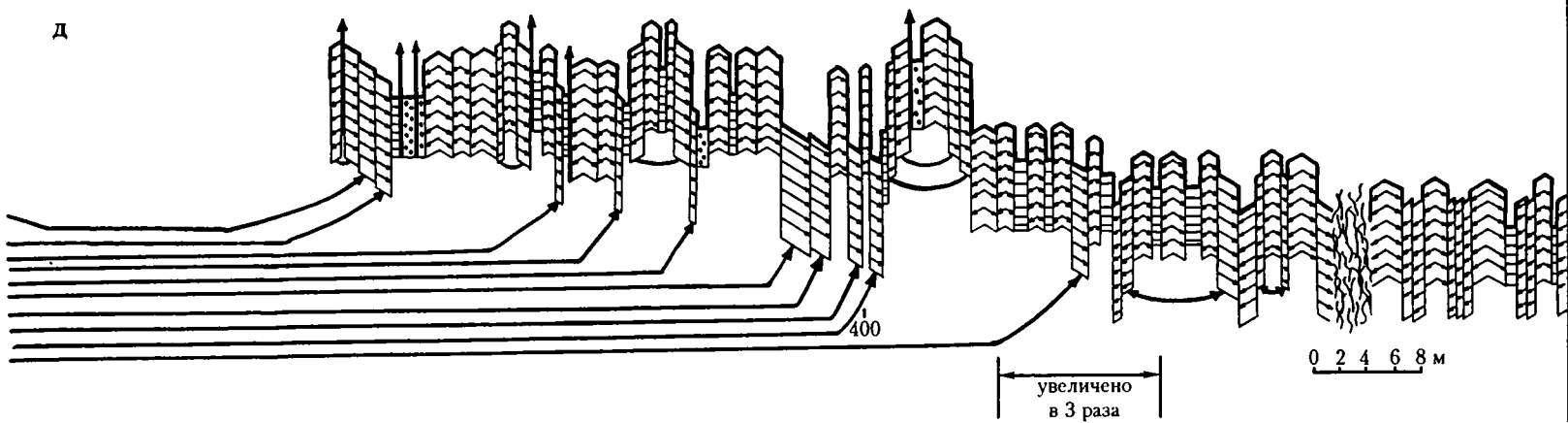


Рис. 3.12. (окончание)

ных фрагментов и составлен непрерывный разрез, охвативший практически всю обнаженную часть данного дайкового комплекса (рис. 3.12).

На первый взгляд, дайковый комплекс состоит из магматических тел разного типа, закономерно переплетающихся и чередующихся в составе всей серии. По морфологическим характеристикам выделяются: стандартные дайки (два эндоконтакта), полудайки (с одним западным или восточным эндоконтактом) и пассивные дайки (без эндоконтактов).

Тем не менее, в строении дайкового комплекса Западного Актогая устанавливаются участки, наиболее адекватно отвечающие теоретической модели формирования комплексов "дайка в дайке". Согласно этой модели, в результате раздвигания блоков коры каждая предыдущая дайка разрывается на две части и образовавшиеся половины расходятся друг от друга. В конечном итоге, при достаточной продолжительности процесса раздвигания и внедрения, формируются пакеты магматических тел, состоящие из половинок даек. Подтверждение тому обнаруживается на левом берегу р. Шулдак, где обнажение состоит из серий полудаек, прислоненных друг к другу (рис. 3.13). Следует подчеркнуть, что такие фрагменты встречаются и в других частях дайкового разреза в пределах бассейна р. Шулдак.

При детальном изучении многих конкретных обнажений выясняется, что в пределах Шулдакского дайкового комплекса преобладает незаконномерное распределение магматических тел различного типа (рис. 3.14). Здесь среди полудаек выделяется шесть типов (рис. 3.15).

А. Полудайка, сложенная однородно раскристаллизованными мелкозернистыми диабазами, обычно меланократовыми. Закалка выражена отчетливо и представляет собой восточное ограничение магматического тела (восточная полудайка).

Б. Полудайка с восточной закалкой, представленной тонкозернистыми диабазами; в западном направлении зернистость диабазов меняется от тонкозернистой до крупнозернистой (восточная полудайка с крупнозернистым ядром).

В. Полудайка, вобравшая в себя черты строения первых двух типов. Ее периферии сложены мелкозернистыми диабазами, а раскристаллизованная часть (ядро) смещена в сторону пассивного западного контакта дайки. Восточный эндоконтакт имеет отчетливо выраженную закалку с криптокристаллическими фациями (асимметричная восточная полудайка).

Три других типа полудаек являются зеркальным отображением рассмотренных выше (рис. 3.15).

Г. Западная полудайка.

Д. Западная полудайка с крупнозернистым ядром.

Е. Асимметричная западная полудайка.

Среди даек также существуют различия, выделение которых определяется особенностями распределения в теле дайки раскристаллизованных фаций (рис. 3.16)

А. Дайка с отчетливо выраженными закальными границами и достаточно однородной, слабо раскристаллизованной центральной частью (мелкозернистая дайка).

Б. Дайка, сложенная мелкозернистыми фациями, в центральной части которой появляются хорошо раскристаллизованные диабазы (раскристаллизованная дайка).

В. Дайка, раскристаллизованное ядро которой смещено относительно геометрической середины (раскристаллизованная дайка с восточной или западной асимметрией ядра).

Г. Дайка, сложенная тонко-мелкозернистыми диабазами. Основной чертой данного типа является маломощность (от первых до десятков сантимет-

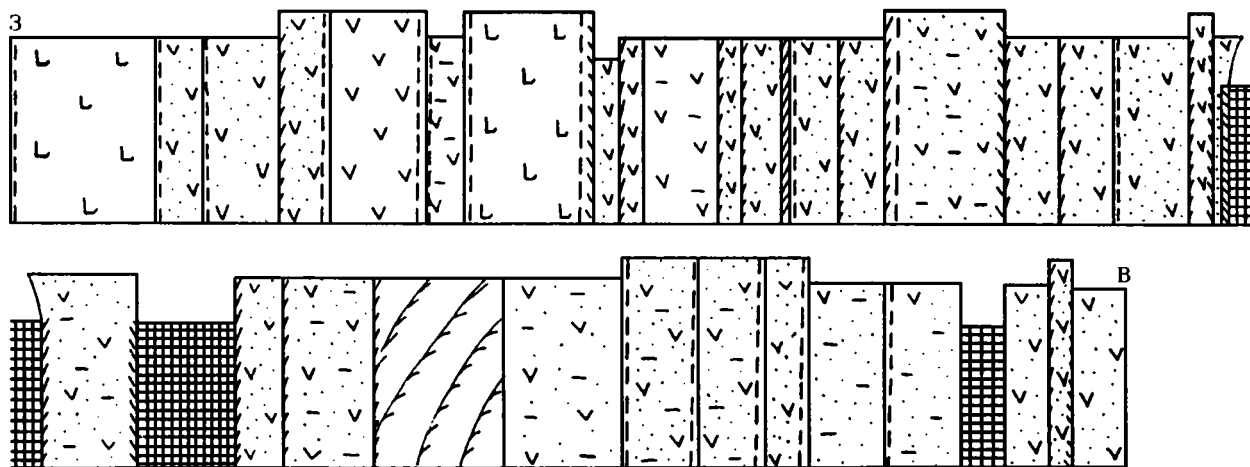
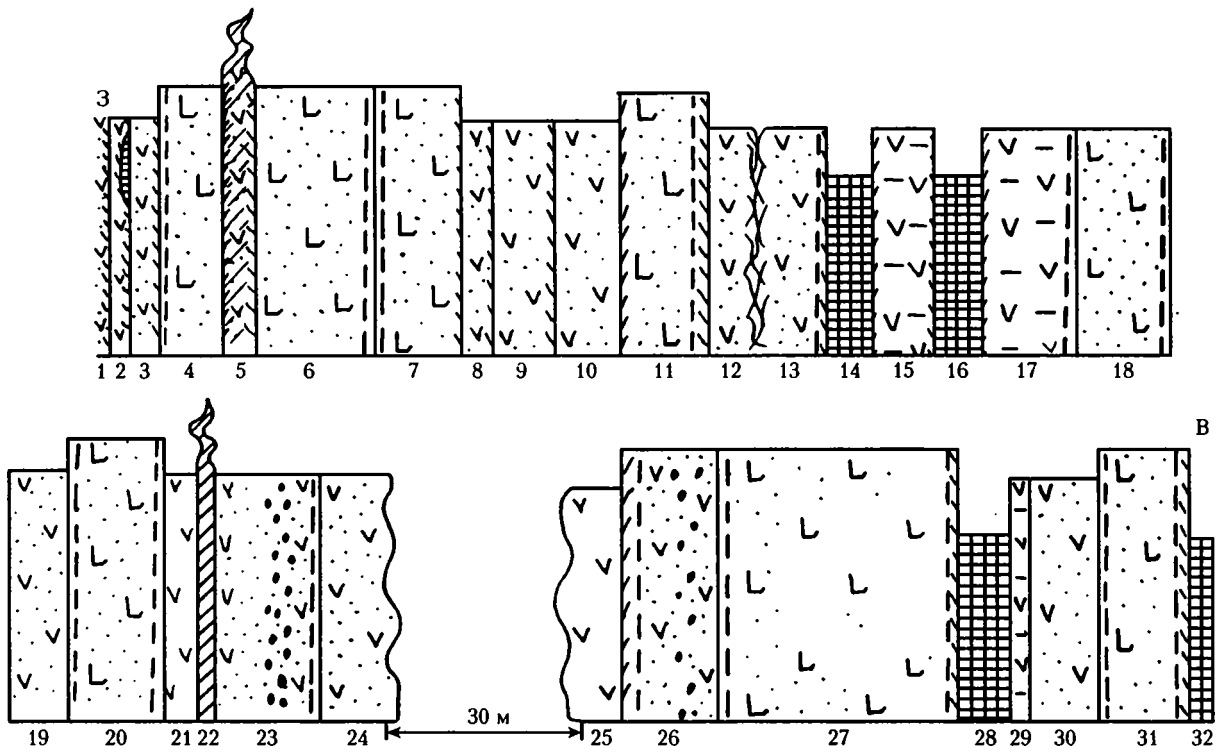
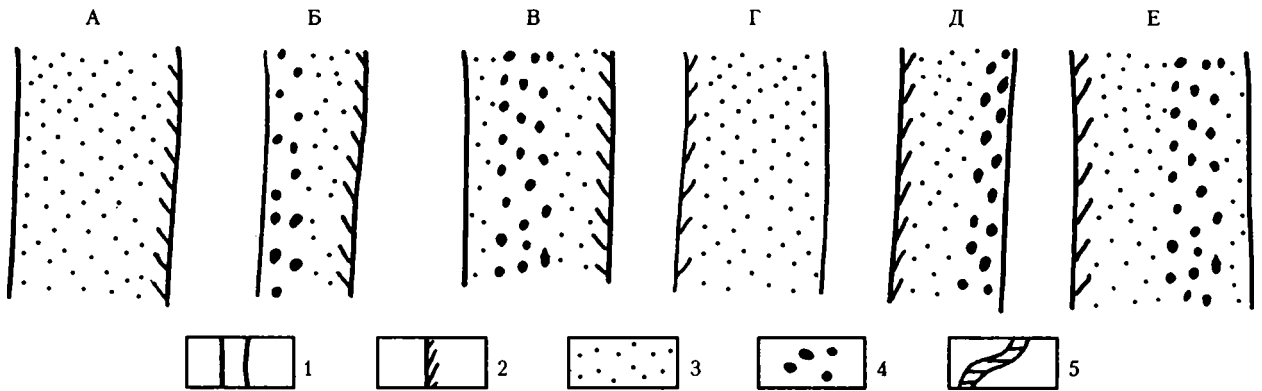


Рис. 3.13. Схема строения фрагмента разреза комплекса типа "дайка в дайке" (левый берег р. Шулдак)

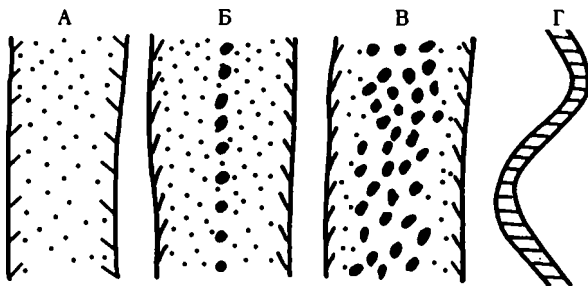
Условные обозначения см. на рис. 3.11



**Рис. 3.14.** Схема строения фрагмента разреза дайкового комплекса в береговых скальных выходах правого борта р. Шулдак в 8 км ниже зимовки Актогай  
Условные обозначения см. на рис. 3.11

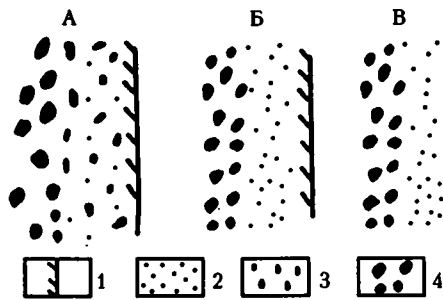


**Рис. 3.15.** Основные типы полудак (пояснение А–Е см. в тексте)  
1 – незакальные границы магматических тел; 2 – эндоконтакты (закалки); 3 – диабазы; 4 – крупнозернистые диабазы; 5 – жилоподобные дайки



**Рис. 3.16.** Основные типы даек (пояснение А–Г см. в тексте)  
Условные обозначения см. на рис. 3.15

ров), извилистость, невыдержанность мощности по вертикали, вплоть до выклинивания (жилоподобная дайка).



**Рис. 3.17.** Основные типы эндоконтактов (пояснение А–В см. в тексте)

1–4 – магматические фации: 1 – криптокристаллические, 2 – мелкозернистые, 3 – среднезернистые, 4 – крупнокристаллические

Существуют также значительные вариации морфометрических параметров эндоконтактов (закалок). Среди них встречаются следующие типы (рис. 3.17).

**А.** Закалка, сложенная вулканическим стеклом, как правило, сидеромелановым. Мощность этой закалочной фации обычно не превышает 2 мм. Стекло имеет слабо проявленную тонко- или мелкозернистую оторочку мощностью 1–3 см (резкая закалка).

**Б.** Закалка, имеющая зону вулканического стекла, сопровождающуюся мелкозернистой оторочкой мощностью до первых десятков сантиметров (резкая закалка с мелкозернистой оторочкой).

**В.** Закалка, характеризующаяся отсутствием зоны со стеклом. Эндоконтактовые фации начинаются с тонко- или мелкозернистых диабазов мощностью до десятков сантиметров (мелкозернистая закалка).

Такая классификация позволяет формализовать описания латеральных разрезов даек, создавая тем самым основу не только для качественного, но и для количественного анализа. В результате довольно легко можно установить, что меланократовые диабазы в своем большинстве слагают восточные полудайки, имеющие “резкие” закалки. Лейкократовые и крупнозернистые диабазы слагают стандартные дайки с раскристаллизованным ядром, а также восточные и западные полудайки с крупнозернистыми ядрами и мелкозернистым типом закалки. Прочие типы магматических тел встречаются много реже.

В строении Актогайской, наиболее представительной и охватывающей без малого 500 тел (рис. 3.12), части дайкового горизонта Шулдака принимают участие все выделенные структурно-морфологические типы магматических тел. Существенную помощь в анализе Актогайского разреза оказало применение методики последовательного изъятия из разреза полноценных даек и совмещающихся полудаек (подробнее см. 1.3). В результа-

те получается, что магматические тела разных типов распределены довольно закономерно: восточные полудайки преобладают в западной части изученного разреза, а западные – в восточной. На этом фоне выделяется целый ряд мелких центров раздвижения, охватывающих от нескольких даек до 20. Таких миницентров в изученном разрезе насчитывается до 10. К сожалению, пока не удалось обнаружить критериев, позволяющих оценивать соотношения времени формирования миницентров между собой. Поэтому пока их можно с одинаковой степенью достоверности считать одновременными, либо последовательно мигрировавшими с запада на восток, или наоборот. Очевидно одно, что миницентровая генерация является более поздней, наложенной на раннюю часть дайкового комплекса.

Конечным результатом обратного моделирования внедрения даек с изъятием совмещающихся тел является “остаточная” серии восточных полудаек. Это означает, что центр раздвижения блоков океанической коры, где происходила разгрузка напряжений растяжений (ось спрединга), в своем палеоположении находился западнее относительно серии восточных полудаек. Последние, в свою очередь, служили тем субстратом (фоном), в которые происходило внедрение более поздних генераций. Таковых в Актогайском дайковом комплексе можно выделить несколько (рис. 3.18).

1. Скриновая генерация, которая представлена пассивными дайками.

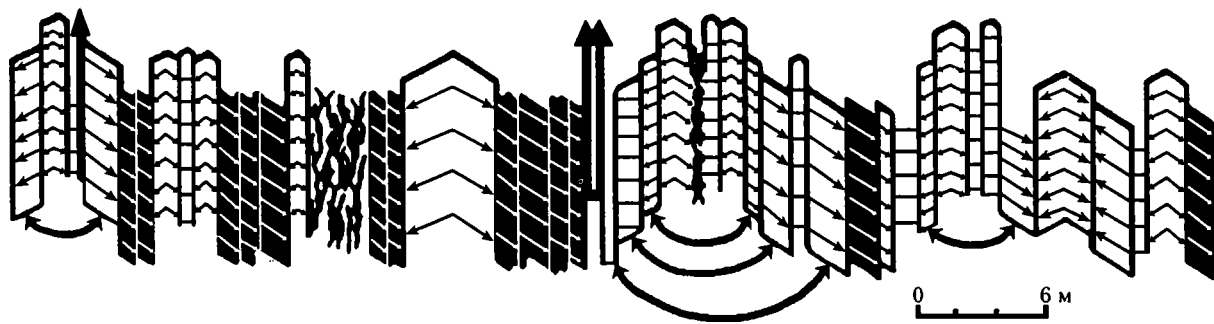
2. Основная (“фоновая”) генерация, представленная серией восточных полудаек с резкими эндоконтактами.

3. Миницентровая генерация сложена небольшими по мощности сериями “дайка в дайке”, внедрившимися в пакет “фоновых” полудаек. При совмещении миницентровых полудаек и последовательном их изъятии из разреза полностью “закрывается” пространство, в которое они внедрились.

4. Наложенная генерация представлена жиллоподобными (“извилистыми”) маломощными дайками, сложенными тонкозернистыми диабазами. Они повсеместно секущие по отношению ко всем предыдущим генерациям.

Актогайский разрез распадается на две принципиально различающиеся части. В его западной половине преобладают восточные полудайки. На них “наложены” небольшие миницентровые серии совмещающихся полудаек. Такой порядок распределения дайковых генераций позволяет предполагать, что в западной части Актогайского дайкового поля вскрывается более глубинная часть рифтовой системы, располагавшаяся к востоку от палеооси спрединга. Процесс раздвижения был, несомненно, продолжительным, что позволило западным полудайкам отодвинуться на такое расстояние, чтобы восточные полудайки фоновой генерации “потеряли” свои западные половины. После формирования “фоновой” генерации на нее наложился миницентровые генерации.





**Рис. 3.18.** Примеры соотношений дайковых генераций в комплексе “дайка в дайке” р. Шулдак  
 1–3 – дайки различных генераций: 1 – “фоновой”, 2 – “миницентральной”, 3 – наложенной; 4 – скрины габбро; 5 – эндоконтакты (закалки); 6 – зоны тектонического дробления; 7 – линии возможного совмещения даек

В восточной части Актогайского дайкового разреза увеличивается число двузакальных даек и, кроме того, наблюдаются примерно равные количества западных и восточных полудаек. С помощью методики последовательного совмещения разорванных даек устанавливается, что почти все западные полудайки до габбро имеют соответствующие им восточные. Лишь в небольшом количестве остаются “фоновые” полудайки, которые имеют восточные закалки. Это говорит о том, что вся совокупность магматических тел формировалась из одного центра, который можно считать самостоятельной осью магмовыведения (рис. 3.19).

Глубокий эрозийный врез и почти идеальная обнаженность позволяют получить дополнительную информацию о других особенностях строения Западно-Актогайского дайкового комплекса. Здесь можно выделить участки с разной глубиной вскрытия базальтового слоя (с запада на восток, рис. 3.4).

I. Крупноподушечные и трубчатые базальты с единичными маломощными дайками мелкозернистых диабазов. Обычно дайки выполняют трещины, раскрывающиеся по межподушечным пространствам, не нарушая целостности отдельных подушек или труб. Как правило, дайки оказываются “слепыми”. Данный комплекс можно интер-

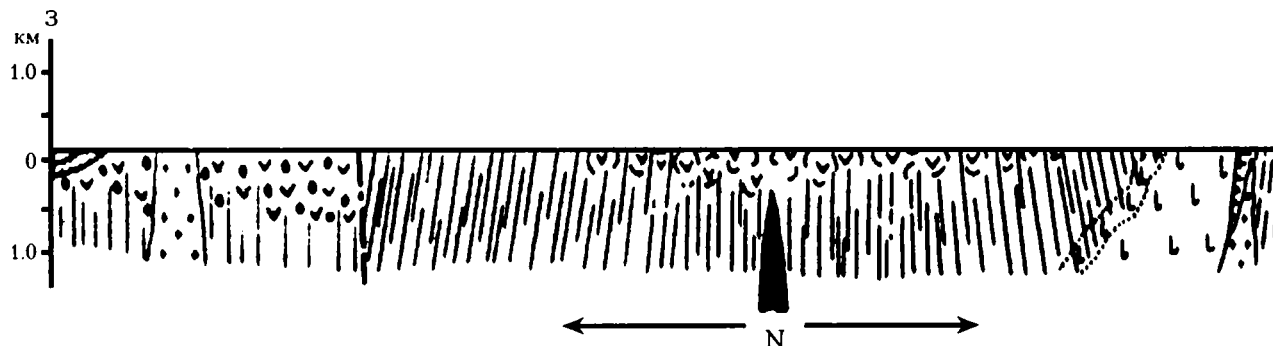
претировать как пограничный горизонт между слоями 2А и 2В.

II. Подушечно-трубчатые базальты, разделенные небольшими сериями “дайка в дайке”. Они обычно имеют центральную дайку, обрамленную с запада и с востока несколькими совмещающимися полудайками. Строение и состав таких серий сопоставим с “миницентральной” генерацией. Дайки и полудайки прямолинейны, вертикальны и не обнаруживают тенденции к приспособлению при внедрении к межподушечным пространствам. Присутствуют также жилородные дайки “наложенной” генерации. Очевидно, что в этой зоне мы наблюдаем самые верхние горизонты слоя 2В.

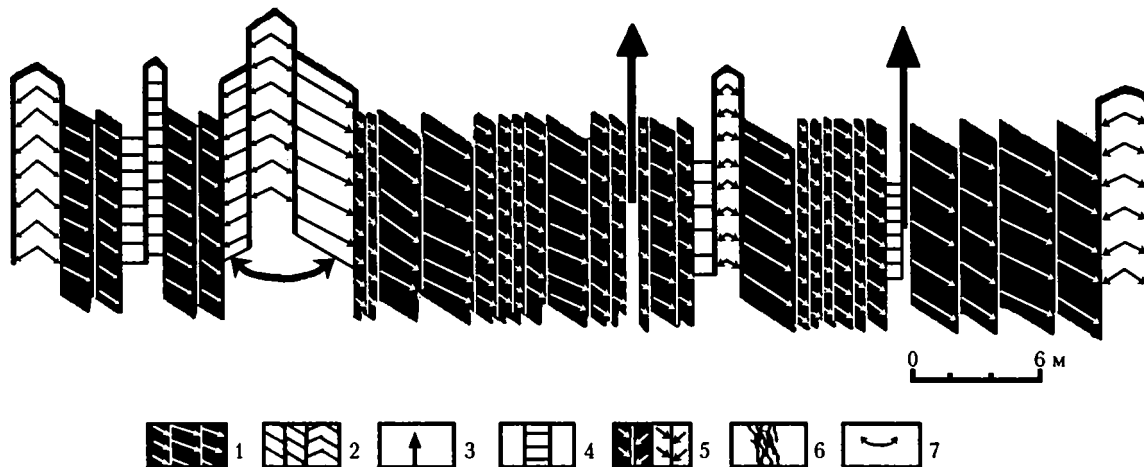
III. Серия магматических тел типа “дайка в дайке”, имеющая в своем составе не более 10 % объема скринов подушечных базальтов и гиалокластитов. В строении комплекса участвуют все генерации, но преобладают “фоновые” и “миницентральные”. Подобные фрагменты дайкового горизонта указывают на более глубинную часть слоя 2В.

IV. Серия магматических тел типа “дайка в дайке”, включающая в себя все генерации. Преобладают “фоновые” восточные полудайки. Лавовые и гиалокластитовые скрины практически отсутствуют.

Участки III и IV представляют среднюю часть дайкового горизонта.



**Рис. 3.19.** Схематизированный геологический профиль Шулдакской тектонической пластины (бассейн р. Шулдак)



V. Апикальная часть вторичной магматической камеры, представляющая нижнюю часть слоя 2В.

VI. Серия типа "дайка в дайке", аналогичная участку III. Переход от зоны V к рассматриваемой резкий, скорее всего тектонический.

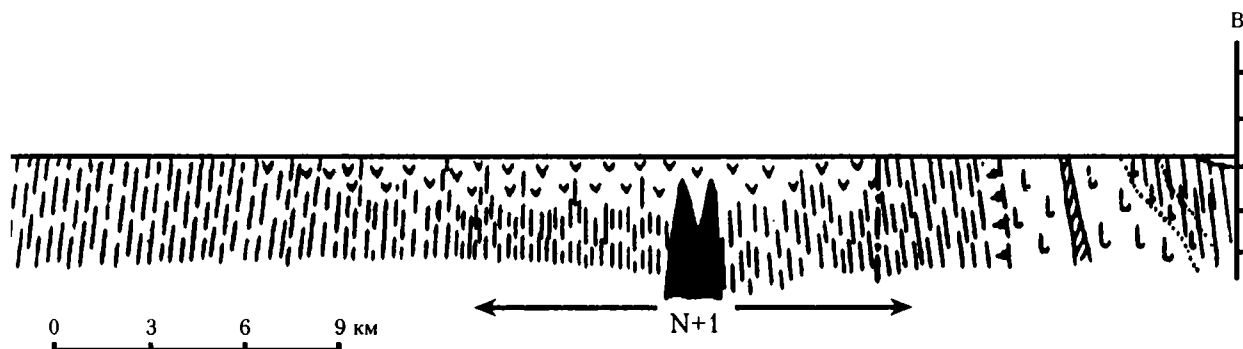
VII. Серия типа "дайка в дайке" аналогичная участку IV.

Особое внимание обращает на себя резкий переход от глубинного участка (зона V) к средней части разреза комплекса (участок VI). Это позволяет предполагать наличие между ними древнего разлома, который может представлять собой глубинное выражение ластрического сброса.

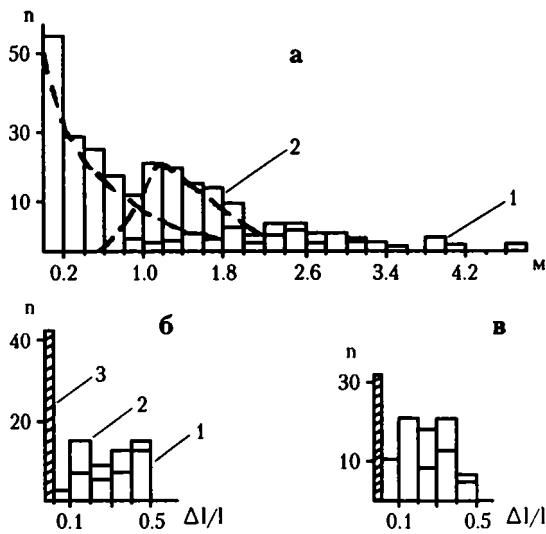
Разноглубинность отдельных зон Западно-Актогайского поля подчеркивается также особенностями строения закалок и характером их распределения. Установлено, что "фоновые" тела почти всегда имеют закалку с сидеромелановым стеклом, свидетельствующим о внедрении в присутствии воды. Миницентровые магматические тела, видимо, формировались при наличии базальтовой покрывки, которую продуцировали "фоновые" генерации. Это могло способствовать возникновению термостатического эффекта, что вызвало соответствующий морфологический тип закалок, главным свойством которых явилось наличие мелкозернистых оторочек.

Сложная последовательность внедрения магмы в ходе спрединга, выразившаяся в существовании генераций и в формировании различных структурно-морфологических типов, нашла свое отражение в распределении магматических тел по мощности. Объединив в единую систему фоновые полудайки и миницентровые дайки с восстановленной полной мощностью, мы получили гистограмму распределения мощностей магматических тел, состоящую из двух совокупностей (рис. 3.20, а). Первая соответствует телам с мощностью немногим более 1 м. В эту группу прежде всего попадают "фоновые" дайки. Сюда же входят и те миницентровые дайки, мощность которых удалось восстановить. Вторая совокупность объединяет тела мощностью от первых сантиметров до 0.5 м. В эту группу попадают и разорванные дайки, и наиболее поздние жилородные дайки.

Традиционная спрединговая модель формирования комплексов типа "дайка в дайке" предполагает разрыв даек пополам при каждом импульсе раздвигания. Достаточное количество статистического материала по соотношениям мощностей даек и полудаек позволяет рассмотреть условия разрывов даек. Магматические тела, мощность которых составляет 0.5 м и меньше, обычно не разрываются, и при каждом новообразовании трещины отодвигаются в сторону от оси спрединга целиком



Показаны предполагаемые палеооси спрединга: N – условно первая; N+1 – условно вторая. Условные обозначения см. на рис. 3.5



**Рис. 3.20.** Гистограммы распределения даек по мощности

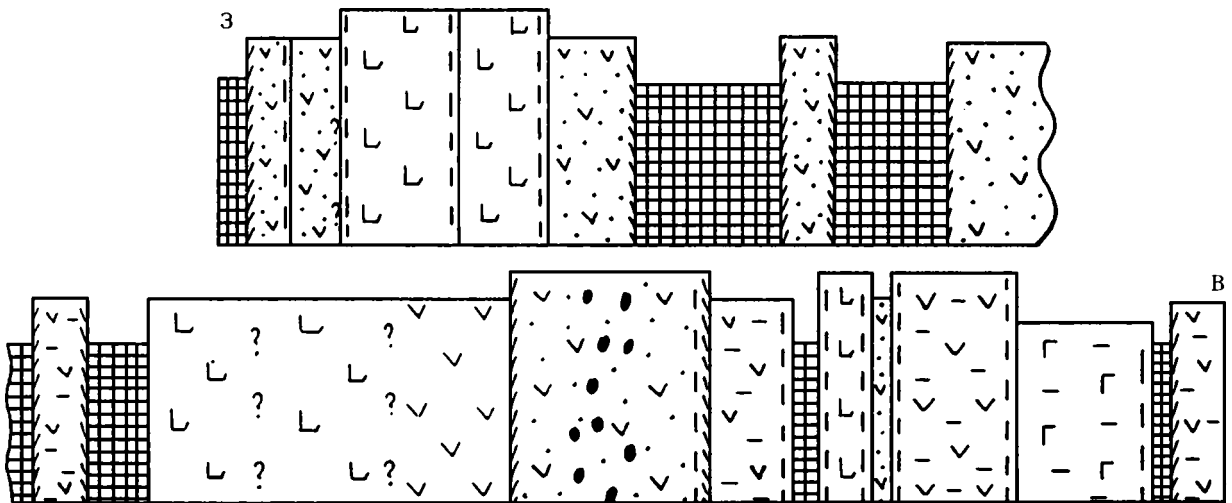
а – дайки всего разреза Шулдакского комплекса, в том числе – реконструированные с полной мощностью (1) и двузональные (2); б, в – отношение оторванной части дайки ( $\Delta l$ ) к ее полной мощности (1), дайки №№ 1–253 (б) и №№ 254–410 (в): 1 – дайки, разорванные на две части, 2 – дайки разорванные на три части и более, 3 – двузональные дайки

(рис. 3.20, б). В таких ситуациях каждая последующая дайка внедряется по контактам ранее сформировавшихся даек. Выявленная тенденция формирования дайкового комплекса преобладающая. Вероятность разрыва даек увеличивается с ростом их мощности. При этом разрыв чаще всего происходит по центру тела, что приводит к образованию примерно равных по объемам половин (рис. 3.20, в). Дайки, мощность которых превышает 2 м, могут разрываться более чем на две части.

В восточноактогайской части Шулдакского дайкового комплекса так же, как и в Западном Актогае, наблюдаются магматические тела разных структурно-морфометрических типов, вскрываются разнотермные горизонты и наблюдаются аналогии в других закономерностях строения (рис. 3.4). Здесь преобладают двузональные дайки (рис. 3.21) и западные полудайки (рис. 3.22). Скрины, сложенные породами верхних горизонтов офиолитового разреза (лавами и гялокластитами), исчезают, но появляются фрагменты более ранних генераций, играющие роль скринов.

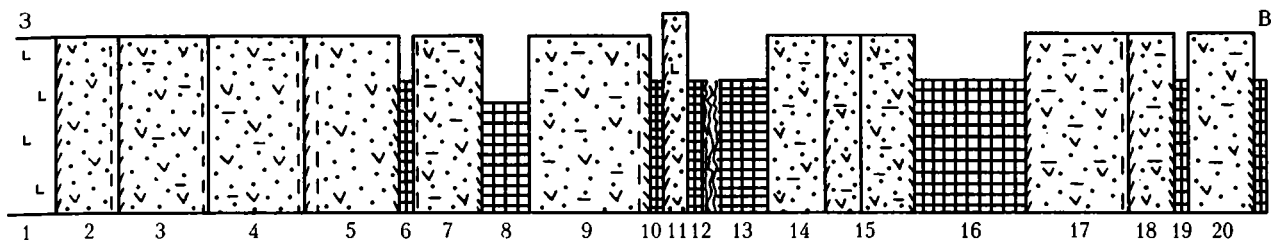
Нельзя не упомянуть, что в Восточном Актогае развиты фрагменты, идентифицируемые с наиболее глубинными (“корневыми”) горизонтами разреза дайкового комплекса (рис. 3.4, III', V'). На правом берегу р. Шулдак, примерно в 2 км к востоку от контакта с габбро, в коренных скальных выходах обнажается дайковая серия с явным преобладанием мелкозернистых закалок (рис. 3.4, II'). Среди этих даек присутствуют магматические тела, строение которых определяется хаотичным расположением переходящих друг в друга участков, сложенных различными по степени раскристаллизации фациями диабазов: от тонко- до крупнозернистых (рис. 3, 23). Среди этого хаоса незаконмерно “плавают” закальные диабазы. Большинство из них скапливается в определенных, достаточно локализованных зонах, обычно вытянутых по простиранию всего дайкового комплекса. “Плавающие” закалки могут иметь самые разнообразные элементы залегания, сливаться или расщепляться. Рассматриваемые магматические тела многими деталями своего строения тождественны апикальным частям вторичных магматических камер.

Следовательно, так же, как в дайковом поле Западного Актогая, в Восточно-Актогайском вы-



**Рис. 3.21.** Схема строения фрагмента разреза Восточно-Актогайского дайкового комплекса (левый берег р. Шулдак)

Условные обозначения см. на рис. 3.11



**Рис. 3.22.** Схема строения фрагмента разреза Восточно-Актогайского дайкового комплекса (р. Шулдак)

Условные обозначения см. на рис. 3.11

деляется не менее 10 разноглубинных зон, совмещенных в современной структуре (рис. 3.4, Г'). Некоторые зоны переходят друг в друга постепенно, например, восьмая (VIII') – в девятую (IX'), а та, в свою очередь, – в десятую (X'). Но в случаях появления глубоких горизонтов разреза типа апикальных частей магматических камер смена зон происходит резко. Это можно связывать с проявлением древних листрических разломов, заложившихся в коре палеоокеана.

Важно, что в составе Восточно-Актогайского комплекса появляются специфические скрины со сложным внутренним строением. В составе Западно-Актогайского комплекса подобного рода скрины известны в единичных случаях. В Восточно-Актогайском комплексе в составе скринов участвуют одинаково измененные дайки и подушечные базальты. Обращает на себя внимание появление в скринах микрогаббро, которые ни в каких других частях дайкового комплекса Шулдака не обнаружены.

Анализ строения латеральных фрагментов показал, что в Восточном Актогае преобладают дайки и полудайки достаточно однообразного состава и строения, выполняющие две хорошо проявленные генерации.

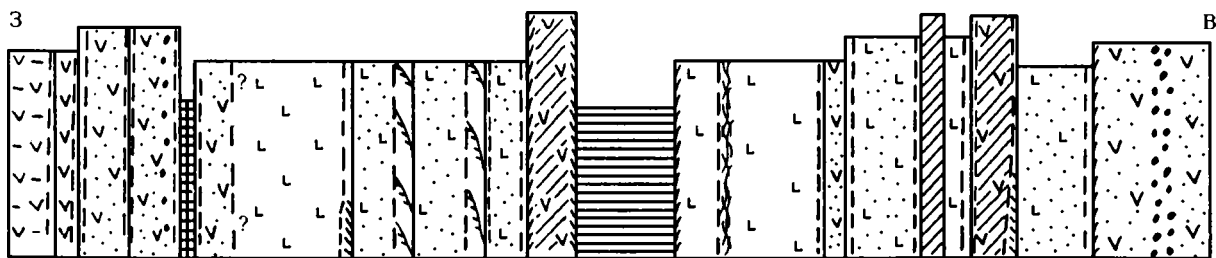
При этом основная генерация (“фоновая”) представлена полудайками с западными полудайками, в отличие от преобладания восточных полудаек в “фоновых” генерациях Западного Актогая. Очевидно, что “фоновые” полудайки полей, расположенных по обе стороны от Шулдакского массива габбро, имеют разные ориентации заалок, а, следовательно, и разные палеоцентры магмовыведения (рис. 3.19).

Вторая генерация Восточно-Актогайского дайкового поля во многом сходна с аналогичными магматическими образованиями Западно-Актогайского комплекса и выделяется как “миницентровая”. Обычно в миницентрах насчитывается не более десятка даек и полудаек.

Магматические тела всех генераций Восточно-Актогайского поля отличаются повышением мощности в среднем на 0.25 см по отношению к средней мощности даек Западного Актогая.

Особого внимания требует описание западного контакта Восточно-Актогайского дайкового комплекса с Шулдакским массивом габбро. Самая первая дайка, граничащая с габброидами, имеет с ними закалку с сидеромелановым стеклом. Это указывает на то, что к моменту внедрения первой дайки габбровый массив был остывшим. Все остальные магматические тела представляют собой более поздние образования, так как они имеют свои закономерно расположенные горячие контакты с телом первого внедрения. Следовательно, дайковые комплексы Восточного и Западного Актогая разновозрастны. Главным возрастным репером служит Шулдакский массив габбро, который сформировался позднее Западно-Актогайских даек, но, несомненно, раньше Восточно-Актогайского дайкового комплекса.

Дайковые серии Ащисайского поля вскрываются в небольших обнажениях по бортам руч. Ащисай, являющегося левым притоком р. Шулдак (рис. 3.5). Здесь в коренных скальных выходах на участках разной протяженности обнажается привычный набор магматических образований: дайки, полудайки, пассивные дайки, скрины раз-



**Рис. 3.23.** Схема строения фрагмента разреза Восточно-Актогайского дайкового комплекса (правый берег р. Шулдак)

Условные обозначения см. на рис. 3.11

личного состава. Разрез в общей сложности включает в себя 219 магматических тел, которые по своему составу и морфометрическим параметрам тождественны аналогичным образованиям из рассмотренных ранее комплексов. Более того, по некоторым качественно оцененным признакам (заметное однообразие в строении комплекса, повышенные мощности даек и полудаек основных генераций и т.п.) комплекс более всего походит на Восточно-Актогайский.

В современном эрозионном срезе Ащисайского дайкового поля вскрываются разные горизонты дайкового слоя. Глубинные зоны типа апикальных частей магматических камер не обнаружены. Тем не менее, существование “корневых” горизонтов здесь можно предполагать по наличию магматических тел с мощными заалками мелкозернистого типа.

В современной структуре Ащисайский и Восточно-Актогайский дайковые комплексы разделены широким пространством, занятым лавами, а также протяженным задернованным участком (рис. 3.5). В “фоновой” генерации Ащисайских полудаек наблюдается заметное преобладание восточных. Это указывает на то, что палеоось магмовыведения располагалась к западу от их современного положения. В то же время, наличие Восточно-Актогайских (“фоновые”) западных полудаек указывает на восточное расположение их палеоцентра магмовыведения. Учитывая сходство с тем и других магматических образований, естественно предположить их формирование из одной оси спрединга (N+1).

Донгилекский комплекс “дайка в дайке” располагается западнее Актогайского (рис. 3.5). Отдельные, как правило, небольшой протяженности, обнажения позволяют получить лишь самые общие представления о строении дайковых серий.

Он имеет сходство с Западно-Актогайским комплексом по составу и по морфометрическим параметрам магматических образований. Преобладание западных полудаек позволяет предположить, что в Донгилекском поле сохранился западный фланг Западно-Актогайского палеоцентра магмовыведения (рис. 3.19).

**Дайко-лавовый (верхний) горизонт** широко развит в пределах горы Бахтыбай и бассейна р. Шулдак. В его разрезе выделяется горизонт, который находится в теснейшей ассоциации с лавами, при этом границу между верхами дайкового комплекса и низами лавового установить можно лишь условно. В этой переходной зоне наблюдаются серии даек минцентровой генерации, обычно состоящие из центральной дайки и обрамляющих ее 10–15 полудаек. Кроме того, наблюдаются дайки третьей генерации, которые не разрывают вмещающие лавы, а заполняют межлавовое пространство. Это приводит к изменению строения всей толщи: единичные дайки или малочисленные пакеты полудаек разделяют лавовый комплекс, состоящий из подушек, трубных потоков и линз гиалокластитов. Небольшие серии типа “дайка в дайке” ас-

социируются с вулканами “стожкового” типа [История развития..., 1984]. В верхних горизонтах продолжают встречаться единичные дайки, вероятнее всего, поздней генерации, которые не продуцировали своих лав.

**“Слой” подушечно-трубных базальтов.** Комплекс толеитовых эффузивных базальтов, объединяемый в мугоджарскую свиту (эйфельский и живетский ярусы среднего девона), широко развит среди магматических образований Западно-Мугоджарского синклиория (рис. 3.1).

В нем преобладают подушечно-трубные разновидности, обычно хорошо препарированные как в вертикальных обнажениях, так и в площадных. В переменных количествах среди лав присутствуют десквамационные гиалокластиты. В разрезах нередко силы мощностью в первые, реже в десятки, метров.

Строение и структурно-морфологические особенности эффузивного комплекса несут все признаки подводных излияний: лавовые трубы с отчетливо наблюдаемым их дихотомированием, “слоновые хоботы”, канатная и веревочная отдельности, морщинистость [Атлас подводных фотографий..., 1983]. Это позволяет рассматривать шулдакские эффузивы как уникальный объект сохранившихся подводных излияний. Вещественные характеристики шулдакских эффузивов соответствуют, а в ряде случаев просто тождественны, базальтам рифтовых зон дна современных океанов [Диденко, 1992; Диденко, Тихонов, 1993].

**Структурный рисунок дайковых комплексов.** В пределах Восточно-Актогайского дайкового поля удалось исследовать площадное обнажение (рис. 3.24). В строении дайкового поля выделяется своими размерами дайка, помеченная № 1 (мощностью более 5 м). Она является своего рода центром, по обе стороны от которого наблюдается симметрично устроенные дайковые пакеты. От дайки № 1 к востоку располагается дайковая серия, лишенная посторонних “примесей” в виде скринов подушечных базальтов и гиалокластитов. В этом же направлении заметно возрастает количество пассивных даек. В составе пакета участвуют магматические тела мощностью более 1 м, сложенные хорошо раскристаллизованными диабазами и габбро-диабазами. В своем большинстве они представлены дайками, реже обрамляющими их полудайками. Очевидно, что эти тела являются “мини-центровыми” генерациями. В виде скринов сохраняются небольшой мощности пакеты магматических тел, представленные, как правило, полудайками “фоновой” генерации.

Пакет полудаек, располагающихся к западу от дайки № 1, сменяется дайковой серией, изобилующей скринами подушечных лав (рис. 3.24). Получается, что центральное дайковое тело и обрамляющие его полудайки представляют собой миницентровую генерацию. Она фиксирует границу, по которой совмещены магматические тела средней части дайкового комплекса (восточная половина кар-

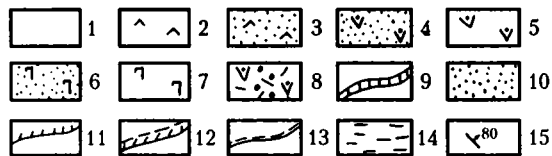
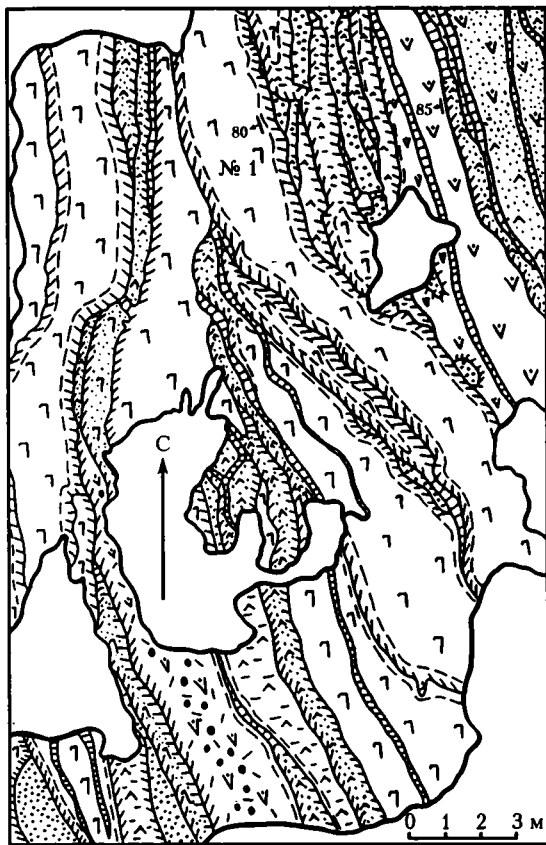


Рис. 3.24. Глазомерная геологическая карта строения фрагмента Восточно-Актогайского дайкового комплекса

1 – чехол молодых отложений; 2–8 – магматические фации пород основного состава: диабазы мелкозернистые (2), среднезернистые (3), крупнозернистые (4), 5 – габбро-диабазы, 6 – габбро-диабазы плагиопорфировые, 7 – плагиоклазовые порфиры, 8 – микрогаббро; 9 – жилоподобные дайки; 10 – скрины подушечных базальтов; 11–13 – эндоконтакты: 11 – криптокристаллические, 12 – тонкозернистые с мелкозернистой оторочкой, 13 – мелкозернистые; 14 – зоны тектонического брекчирования; 15 – элементы залегания. Показано положение дайки № 1

ты; рис. 3.24) и верхнего горизонта, переходного в лавы (западная половина карты; рис. 3.24).

Протяженность даек по простиранию колеблется от первых метров до десятков метров. При этом большинство из них имеет в плане характерную “тильдообразную” форму: удлинённая прямолинейная часть и волнообразно загнутые окончания. Подобные нарушения прямолинейности магматических тел нередко создают иллюзию углового несогласия. В ситуациях, когда прямолинейная часть срезает загнутый хвост предыдущей дайки, может

возникать угол несогласия в простираниях до 30°, что может указывать на влияние сдвиговой компоненты в процессе растяжения.

Жилоподобные дайки “блуждают” по полю развития комплекса, не обнаруживая при этом никаких закономерностей в приуроченности к определенным участкам, и пересекают все другие магматические образования. Можно предположить, что жилоподобные “блуждающие” дайки возникли благодаря воздействию сдвиговых усилий в тот момент, когда вторичная магматическая камера еще содержала частично расплавленный материал. Возникающее давление заставляло магму впрыскиваться в любые, в том числе и непрямолинейные, трещины.

\*\*\*

Детальное изучение дайковых комплексов разных участков Шулдакских офиолитов показывает следующее.

1. Дайковые серии разновозрастны, что фиксируется существованием различных структурно-морфометрических типов (девяти), объединяемых в различные генерации, каждая из которых имела свой собственный центр раздвижения с системой магмовыводящих каналов (ось спрединга).

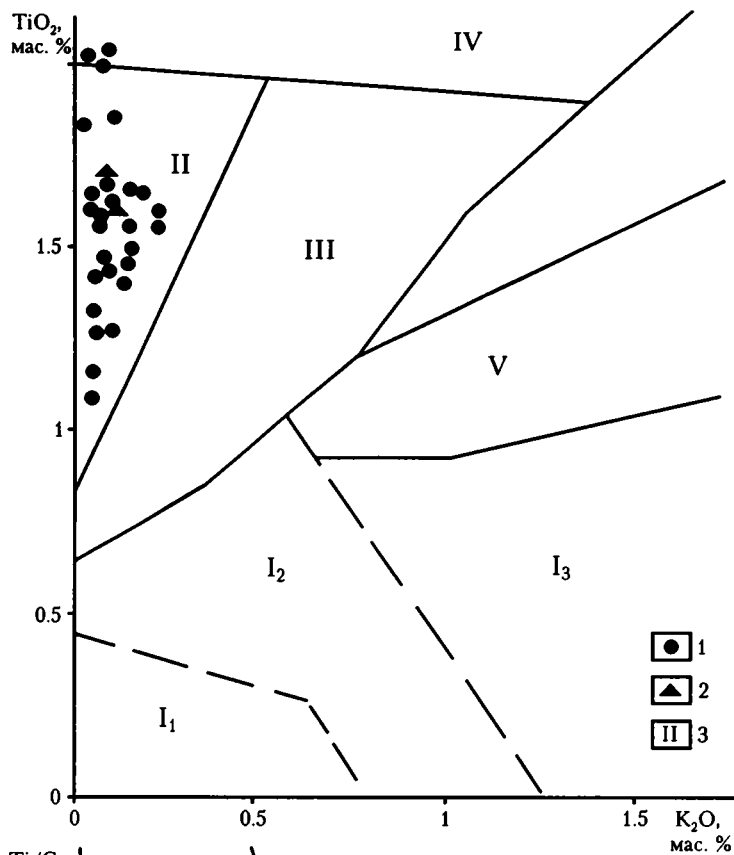
2. Стадийность процесса формирования рассмотренного комплекса подчеркивается тем, что ранние (“фоновые”) генерации формировались из единой системы трещин (оси спрединга), а более поздние образовались в условиях рассредоточения магмовыводящих зон (осей спрединга) с тенденцией миграции последних в восточном направлении.

3. Отчетливо устанавливается наличие разноглубинных зон дайкового комплекса, совмещенных в современной структуре. Это свидетельствует о нарушении целостности древней океанической коры листрическими разломами на океанической стадии.

### 3.1.2. Петролого-геохимические особенности магматических пород

*Петрохимический анализ* показал, что по соотношению титана и калия породы дайкового комплекса офиолитов Южных Мугоджар располагаются в поле нормальных базальтов срединно-океанических хребтов типа NMORB (рис. 3.25). Здесь же находятся и точки составов пород из вторичных магматических камер.

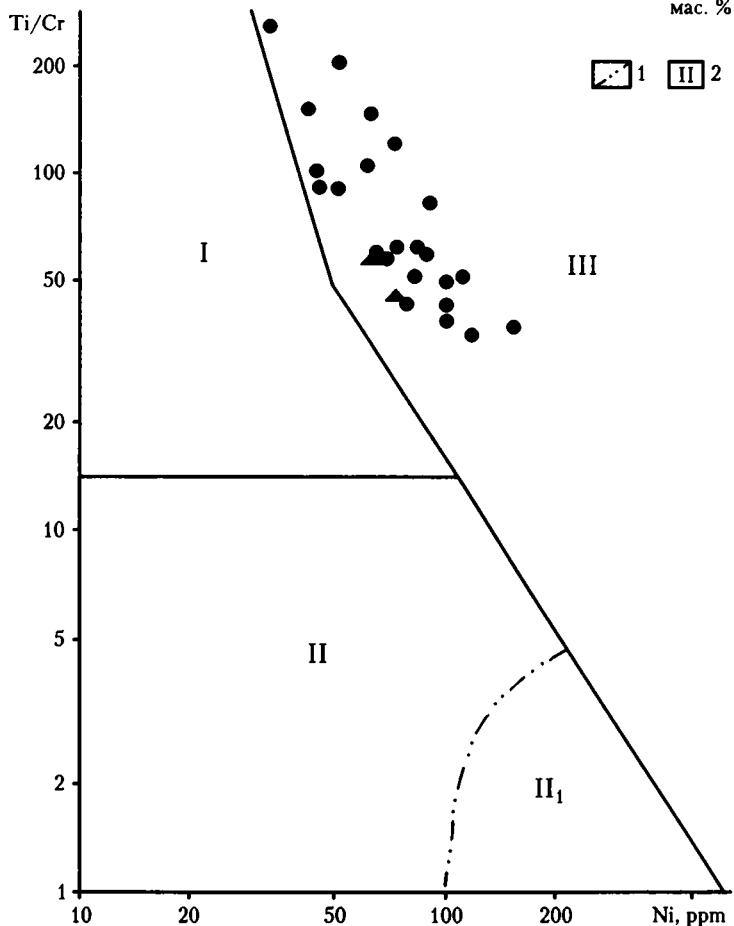
По соотношениям Ti, Cr, Ni породы палеоспрединговых дайковых комплексов офиолитов Южных Мугоджар имеют океанические характеристики (рис. 3.26). Проанализированные породы спрединговых комплексов характеризуются значениями Ti/V между 20 и 50, попадая в поле базальтов срединно-океанических хребтов (рис. 3.27). По соотношению устойчивых при вторичных процессах редких элементов, таких как Y и Zr, точки пород из дайковых комплексов офиолитов Южных Мугоджар также попадают в поле срединно-океанических образований [Кузьмин, Альмухамедов, 1984, 1987].



**Рис. 3.25.** Диаграмма  $TiO_2-K_2O$  для составов пород из дайковых комплексов офиолитов Южных Мугоджар

1, 2 диабазы: 1 – даек, 2 – “вторичных магматических камер”; 3 – поля составов пород, построены с использованием данных: [Миронов, 1990]: I – островодужные ассоциации ( $I_1$  – бониниты,  $I_2$  – толеиты,  $I_3$  – известково-щелочные серии), II – срединно-океанические (NMORB), III – обогащенные срединно-океанические (EMORB) и задуговых бассейнов (BABB), IV – океанические внутриплитные острова, V – известково-щелочные островодужные и обогащенные задуговых бассейнов (ABABB).

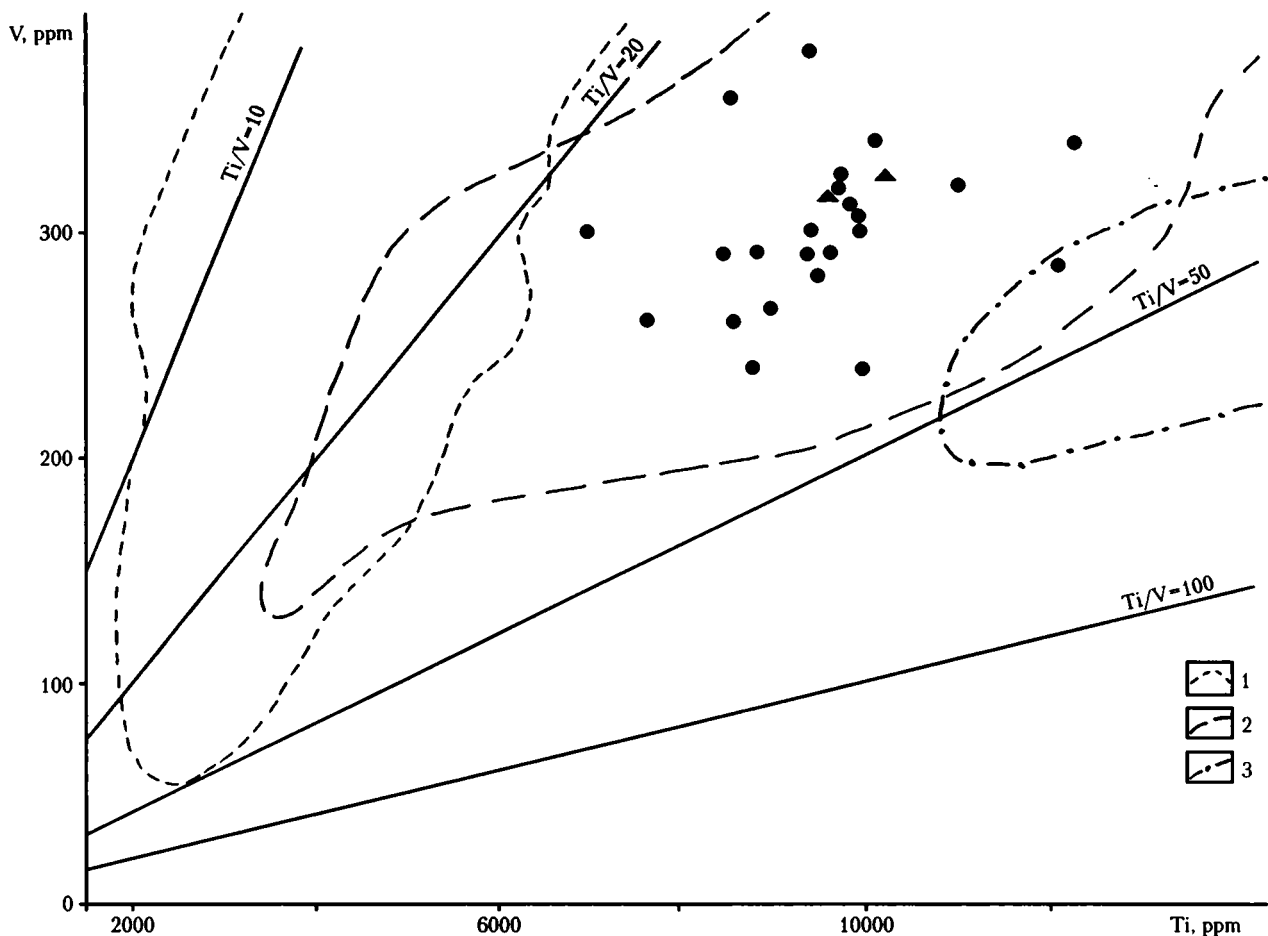
К данным авторов добавлены анализы из работы: [Кузьмин, Альмухамедов, 1984]



**Рис. 3.26.** Диаграмма  $Ti/Cr-Ni$  для составов пород из дайковых комплексов офиолитов Южных Мугоджар. Построена с использованием данных: [Кеpezинскас и др., 1987; Симонов, 1993; Vezzalova et al., 1983]

1 – поле составов бонинитов западной части Тихого океана; 2 – поля пород: I – умеренно титанистые островодужные серии, II – низкотитанистые островодужные серии ( $II_1$  – бониниты), III – высокотитанистые серии срединно-океанических хребтов, задуговых бассейнов и т.п.

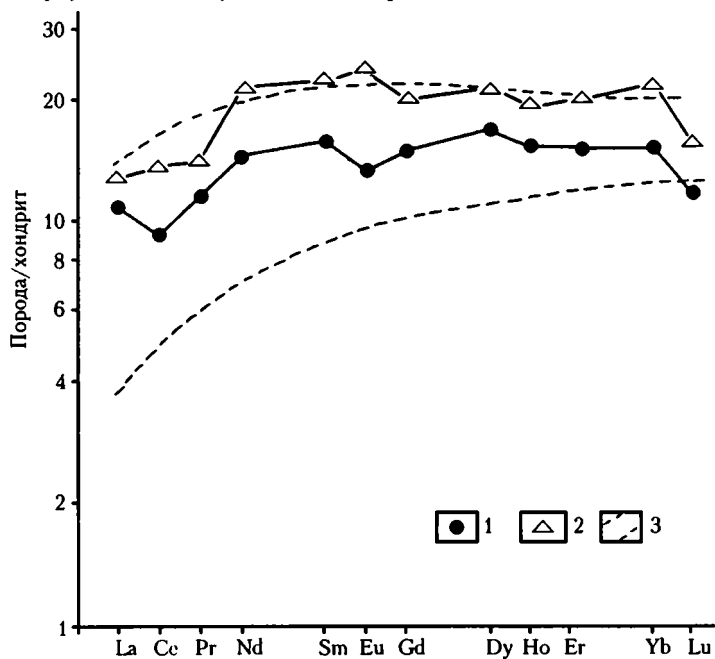
Остальные условные обозначения см. на рис. 3.25. К данным авторов добавлены анализы из работы: [Кузьмин, Альмухамедов, 1984]



**Рис. 3.27.** Диаграмма V-Ti для пород из дайковых комплексов офиолитов Южных Мугуджар. Построена с использованием данных: [Shervais, 1982]

1-3 - поля составов пород: 1 - островодужные толеиты, 2 - базальты срединно-океанических хребтов и задуговых бассейнов, 3 - базальты океанических островов и щелочные базальты.

Остальные условные обозначения см. на рис. 3.25. К данным авторов добавлены анализы из работы: [Кузьмин, Альмухамедов, 1984]



**Рис. 3.28.** Диаграмма распределения средних содержаний редкоземельных элементов в породах офиолитов Южных Мугуджар (р. Шулдак)

1, 2 - диабазы: 1 - даек, 2 - силлов; 3 - поле базальтов срединно-океанических хребтов типа NMORB (по данным: [Шараськин, 1992]). Использованы средние содержания редкоземельных элементов, приведенные в работе: [Кузьмин, Альмухамедов, 1987]. Нормировано к хондриту по: [Boynnton 1984]



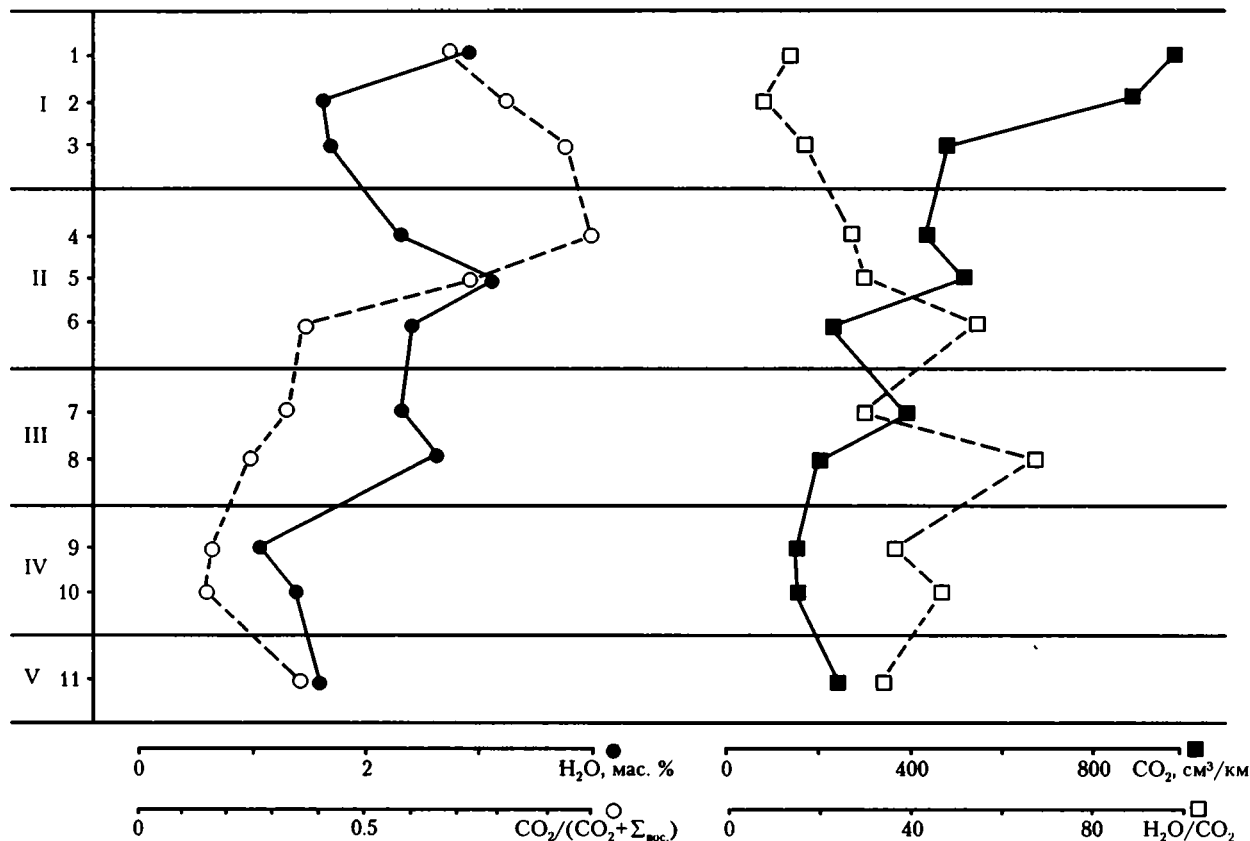


Рис. 3.29. Диаграммы распределения средних значений летучих компонентов в породах по разрезу офиолитов Южных Мугоджар (р. Шулдак)

1 – пирокластиты; 2 – лавы обнажения Лагерное; 3 – лавы, ассоциирующие с дайками; 4–6 – диабазы даек от наиболее поздних к ранним генерациям, соответственно; 7, 8 – диабазы; 7 – силлов, 8 – вторичных магматических камер; 9–11 – габбро: 9 – крупнокристаллическое, 10 – мелкозернистое, 11 – оливниновое

Содержание CO<sub>2</sub> – в см<sup>3</sup>/кг образца; CO<sub>2</sub>/(CO<sub>2</sub>+S<sub>вос.</sub>) – степень окисленности летучих компонентов; S<sub>вос.</sub> – сумма восстановленных газов (CO+CH<sub>4</sub>+H<sub>2</sub>), см<sup>3</sup>/кг образца; H<sub>2</sub>O/CO<sub>2</sub> – отношение в мас. %.

I – эффузивы; II, III – диабазы: II – даек, III – силлов и вторичных магматических камер; IV – габбро, V – оливниновое габбро

**Графики распределения редкоземельных элементов** имеют восходящую форму, отражающую дефицит легких лантаноидов относительно средних и тяжелых, что характерно для нормальных базальтов срединно-океанических хребтов типа NMORB (рис. 3.28).

Таким образом, анализ петрохимических и геохимических данных показал, что палеоспрединовые дайковые комплексы офиолитов Южных Мугоджар формировались в палеогеодинамических обстановках, аналогичных таковым в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов.

**Летучие компоненты** в породах офиолитов Южных Мугоджар были исследованы с помощью метода газовой хроматографии [Осоргин, 1990; Симонов, 1993]. В результате оказалось возможным выяснить особенности распределения летучих компонентов по разрезу офиолитов Шулдакской тектонической пластины (рис. 3.29). Исследуемая ассоциация представлена следующими магматическими образованиями (снизу вверх): габброиды → вторичные камеры (силлы) → дайковый комплекс → эффузивы. Было установлено, что

флюиды, содержащиеся в каждой из групп пород, различаются как по составу, так и по количеству слагающих его газов.

Меньше всего воды в габбро, а наиболее высокие и устойчивые ее содержания в породах вторичных камер (силлов) и ранних даек (рис. 3.29). В базальтах лавовых потоков, труб и подушек содержания H<sub>2</sub>O скачкообразно изменяются от минимальных (как в габбро) до максимальных (как в дайках). В целом, для лав характерно существенно меньшее количество воды, чем в дайках и вторичных камерах (силлах). Наиболее водонасыщенными среди эффузивов являются пирокластиты (рис. 3.29).

Степень окисленности летучих компонентов устойчиво низкая в габброидах и в породах вторичных камер. В дайках от ранних к поздним окисленность флюида существенно растет. Максимально окислены в целом летучие компоненты в эффузивах (рис. 3.29).

Количество углекислого газа закономерно увеличивается от габбро к базальтам и гиалокластитам. При этом рост значений от габбро до дайковых диабазов постепенный, а в эффузивах проис-

ходит резкий скачок. Судя по уменьшению отношения  $H_2O/CO_2$ , роль уголекислоты увеличивается вверх по разрезу (рис. 3.29).

Количество инертных газов (азота) возрастает от нуля в габбро к поздним эффузивам. В этом росте имеется резкий скачок значений при переходе от габбровых пород к диабазам вторичных магматических камер.

Изменение геодинамических условий продуцирования дайковых генераций запечатлевается в увеличении степени окисленности в ранних и поздних внедрениях. Учитывая, что степень окисленности флюида представляет собой своего рода газовый коэффициент фракционирования, можно говорить, что геологические, петрохимические и термобаро-геохимические результаты исследований по разделности и совокупно указывают на приоритетную роль кристаллизационной дифференциации в образовании палеоспрединовых комплексов.

Из установленных закономерностей поведения летучих обращает на себя особое внимание отсутствие восстановленных газов в диабазах последних генераций даек – флюидные компоненты полностью окислены. Это дает возможность предполагать газовый дренаж на миницентральной фазе спрединга, позволявший свободно удаляться легкоподвижным восстановленным летучим компонентам, а изолированность вторичных магматических камер мешала получать подпитку из области магмогенерации.

В результате проведенных исследований устанавливается закономерное изменение характеристик летучих компонентов в офиолитах Южных Мугоджар. Снизу вверх по разрезу офиолитовой ассоциации последовательно увеличивается содержание  $CO_2$  и растет степень окисленности летучих. При этом в интрузивных образованиях, формирование которых происходит преимущественно в закрытых системах, отмечаются достаточно стабильные минимальные значения степени окисленности флюида. На стадии развития трещин и образования дайковых серий происходит раскрытие магматических систем, что приводит к удалению и окислению восстановленных летучих компонентов. В результате, в породах верхних горизонтов офиолитов преобладает существенно окисленный флюид.

### 3.1.3. Петромагнитная характеристика

Исследования Южно-Мугоджарской офиолитовой ассоциации показало, что магнитоактивный слой палеоокеанической коры включает в себя слои 2А, 2В и 3.

**Габбровый комплекс Южных Мугоджар.** Изучение габбро проведено на наиболее представительных и хорошо обнаженных участках: Южный и Северный Бахтыбай, Шулдак и Ащисай (рис. 3.2). Данные термомагнитного анализа показали, что магнитные минералы в габбро представлены исключительно магнетитом. Как следует из величин  $J_s$  и  $k$ , их концентрация колеблется от сотых долей до 5 % и более (табл. 3.1), образуя две группы образцов: 1) “немагнитные” (преобладают),  $J_s < 0.1$ ,

парамагнитный тип  $J_s(T)$ , 2) магнитные габбро,  $J_s > 0.2$  Ам<sup>2</sup>/кг, характерен Q-тип  $J_s(T)$  [Нагата, 1965].

Геологическая и петрографическая характеристики габбро подробно даны выше (см. раздел 3.1.1). Здесь мы ограничимся рассмотрением только петромагнитных данных по тем же участкам (от немагнитных пород к магнитным).

**На участках Шулдак и Ащисай** первичные рудные минералы в кумулятивных габбро отсутствуют и появляются только в амфиболизированных габбро-диабазам.

**На участке Южный Бахтыбай** габбро относятся к переходному горизонту от немагнитных кумулятов к магнитным офитовым габбро. Последние имеют офитовую и габбро-диабазовую структуры, пироксены в различной степени амфиболизированы. Встречаются окварцевание и карбонатизация. По своим характеристикам к магнитным габбро приближаются слабомагнитные габбро Шулдака. Рудные минералы представлены в магнитных габбро по меньшей мере двумя генерациями: 1) крупными кристаллами магнетита, обычно интерстиционными, среди которых преобладают первичные зерна, часть зерен магнетита образована на этапе среднетемпературной амфиболизации, есть случаи симплектитового высокотемпературного распада пироксена с выделением магнетита; 2) мелкими зернами вторичных рудных минералов, вплоть до псевдоморфоз, связанных с амфиболизацией.

В немагнитных габбро пироксен обычно замещен бурой роговой обманкой, свидетельствующей о высокотемпературной амфиболизации на стадии кристаллизации, что заметно отличает их от магнитных габбро. Наблюдается также наложенная среднетемпературная амфиболизация (актинолитовая). Кристаллизация немагнитных габбро шла, по всей вероятности, глубже, чем при образовании магнитных габбро. Первичные рудные минералы отсутствуют, вторичные (их мало) связаны в большинстве своем с высокотемпературной амфиболизацией.

Общая площадь выходов магнитных габбро в пределах участка Южный Бахтыбай незначительна. Распределение магнитных и немагнитных габбро имеет сложный (“пятнистый”) характер, границы между ними резкие. Вместе с тем, наблюдаются постепенные переходы офитовых магнитных габбро в диабазы даек [История развития..., 1984; Печерский и др., 1987].

**На участке Северный Бахтыбай** габбро представлены амфиболовыми разностями, в которых изредка наблюдаются пироксены – реликты кумулятивной структуры. По своим характеристикам они во многом сходны с немагнитными габбро Южного Бахтыбая, Шулдака и Ащисая. Первичные рудные минералы отсутствуют.

Геолого-петрографические и петромагнитные данные, как видно из краткой характеристики участков, согласуются между собой, дополняя друг друга. Из

**Таблица 3.1.** Средние петромагнитные характеристики габбро

Участок	n	$J_s$ , Ам <sup>2</sup> /кг	$J_r/J_s$	$J_{st}/J_s$	$T_c$ , °С	Тип $J_s(T)$	k	$J_n$ , А/м	$J_n/J_n$	TiO <sub>2</sub> /FeO*	X
Южный Бахтыбай	12	3.15	0.05	0.97	583	Q	59.6	1.20	0.22	0.093	0.38
Северный Бахтыбай	17	0.07	0.12	0.92	578	HQ	1.3	0.12	0.25	0.066	–
Шулдак	18	0.13	0.21	0.97	575	QH	1.6	0.16	0.60	0.078	0.46
Ащисай	21	0.03	0.31	0.93	604	H	0.4	0.03	0.18	0.060	–

*Примечание.* n – количество образцов;  $J_s$ ,  $J_{rs}$  – намагниченность насыщения и остаточного насыщения, соответственно;  $J_{st}$  – намагниченность насыщения после нагрева до 600 °С;  $T_c$  – точка Кюри; Тип  $J_s(T)$  – см.: [Нагата, 1965]; k – начальная магнитная восприимчивость, мед. (миллиединицы, здесь и далее) СИ;  $J_n$ ,  $J_{nt}$  – естественная остаточная намагниченность до и после Т-чистки, соответственно; X – доля ульвошпинели в титаномагнетите.

их совокупности следует, что третий слой палеозойской океанической коры Южных Мугоджар по строению и составу пород гетерогенен. Его структура отражает последовательность стадий кристаллизационной дифференциации расплава от кумулятивно- (немагнитного) до обогащенного рудными минералами (магнитного) офитового габбро, близкого к диабазам. Кристаллизационная дифференциация базальтовой магмы прослеживается и по нарастающему содержанию железа и титана от кумулятивных габбро Ащисая (FeO\*=2.5 % и TiO<sub>2</sub>=0.15 %) через габбро Шулдака (7.46 % и 0.58 %) и Северного Бахтыбая (7.92 % и 0.52 %) до офитовых габбро Южного Бахтыбая (9.86 % и 1.2 %). Эта же тенденция роста содержания железа и титана, подтверждая глобаль-

ную закономерность, видна при группировании габбро по  $J_s$ , т.е. по концентрации магнитных минералов: магнитные габбро – FeO\*=9.2 % и TiO<sub>2</sub>=0.92 %; слабомагнитные габбро – 8.93 % и 0.61 %; немагнитные габбро – 4.88 и 0.22 % (табл. 3.1).

Точки Кюри магнитных минералов в габбро соответствуют магнетиту (табл. 3.1), изредка присутствует гематит ( $T_c=655-675$  °С). Породы габбро слабо окислены: коэффициент окисленности  $F_o=Fe_2O_3/(FeO+Fe_2O_3)=0.23$  близок таковому свежих базальтов океанов (примерно 0.2) [Диденко, 1992, 1997а; Диденко, Тихонов, 1993; Johnson, Merrill, 1973].

Малая магнитная жесткость магнитных габбро Южного Бахтыбая ( $J_{rs}/J_s < 0.1$ , табл. 3.1) коррели-

**Таблица 3.2.** Магнитная восприимчивость “фоновых” и миницентровых даек

№ центра	№№ даек	N	k	n	k	m	k
Фоновые дайки	1–36	36	27	26	23.9	10	30.2
1 миницентр	37–41	3	41.8	1	50.3	2	31.4
Фоновые дайки	42–60	19	18.9	12	18.9	7	20.1
2 миницентр	61–70	7	45.2	3	52.8	4	39.0
Фоновые дайки	71–73	3	8.8	3	8.8	–	–
3 миницентр	74–79	3	42.7	1	37.7	2	44.6
Фоновые дайки	80–89	10	46.5	7	42.7	3	56.6
4 миницентр	90–92	2	69.1	1	75.4	1	62.9
Фоновые дайки	93–124	32	20.1	28	19.5	4	25.1
5 миницентр	125–127	2	31.4	1	37.7	1	25.1
6 миницентр	128–130	2	40.9	1	37.7	1	44.0
Фоновые дайки	131–134	4	36.4	3	39.6	1	25.1
7 миницентр	135–137	2	56.6	1	56.6	1	56.6
Фоновые дайки	138–153	16	41.5	13	26.4	3	9.4
8 миницентр	154–172	13	40.2	4	50.3	8	35.2
9 миницентр	178–180	2	66	1	56.6	1	75.4
Фоновые дайки	181–191	11	12.6	6	14.5	5	10.1
10 миницентр	192–229	29	39.6	7	45.3	22	27.7
Фоновые дайки	230–232	3	37.7	2	25.1	1	56.6
11 миницентр	233–239	4	31.4	1	50.3	3	25.1
Фоновые дайки	240–254	15	28.9	4	17	11	33.3
Среднее для фоновых даек		154	27.7	107	23.9	47	28.9
Среднее для миницентров		9	42.7	22	49	46	33.3

*Примечание.* Количество даек: N – общее; n – разорванных; m – двузакальных. Остальные пояснения см. в табл. 3.1.

**Таблица 3.3.** Сравнение магнитных свойств “магнитных” и “немагнитных” даек

Характеристика	Ед. измер.	Магнитные				Немагнитные	
		I		II		III	
$J_s$	Ам <sup>2</sup> /кг	2	(28)	1.4	(30)	0.06	(10)
$T_c$	°С	577	(6)	575	(6)	Не обн.	—
$T_{n-1}$	°С	170	(5)	175	(5)	“	—
$T_{n-2}$	°С	390	(6)	385	(5)	“	—
$J_{rs}/J_s$	—	0.72	(6)	0.75	(6)	1.63	(2)
Тип $J_s(T)$	—	Q	—	Q	—	H	—
X	—	0.445	(25)	0.56	(22)	Не обн.	—
Средний размер зерен	мкм	30	(169)	47	(141)	“	—

*Примечание.* I – магнетит в виде обособленных зерен; II – магнетит как продукт гетерофазного изменения титаномагнетита; III – магнитные зерна отсутствуют;  $T_{n-1}$ ,  $T_{n-2}$  – температура превращений магнетита в гематит. Правые колонки (цифры в скобках) – количество определений. Остальные пояснения см. в табл. 3.1.

рует с распространением в этих породах крупных зерен рудных минералов. Магнитная жесткость немагнитных габбро заметно растет ( $J_{rs}/J_s > 0.1$ , табл. 3.1), отражая преобладание в них мелких зерен вторичного магнетита, образованного при амфиболитизации габбро.

**Шуддакский комплекс параллельных даек.** По данным термомагнитного анализа, во всех образцах диабазов даек, где обнаружены магнитные минералы, имеется только магнетит и маггемит:  $T_c = 570-590$  °С и на кривых  $J_s(T)$  виден подъем при 150–200 °С и спад при 330–440 °С, связанные с переходом маггемита в гематит. У ряда образцов зависимости  $J_s(T)$  имеют парамагнитную форму,  $J_s < 0.1$  Ам<sup>2</sup>/кг и в среднем равна 0.06 Ам<sup>2</sup>/кг (табл. 3.2 и 3.3).

Так как  $J_s$  магнетита и маггемита близки, то можно считать, что величина ( $J_s = 0.06$ ) отражает их суммарную концентрацию, которая варьирует в дайках от <0.1 до 6 мас. %. Между  $J_s$  и  $k$  данной коллекции обнаружена тесная связь (коэффициент линейной корреляции 0.93). Следовательно, восприимчивость отражает, в первую очередь, концентрацию магнетита-маггемита. Таким образом, характер распределения  $k$  в дайках (рис. 3.30) и в пределах одной дайки (рис. 3.31) есть результат распределения магнетита+маггемита. Величина  $k$  в изученном разрезе изменяется от <0.0005 до 0.14 ед. СИ, что соответствует максимальной концентрации 7.5 %.

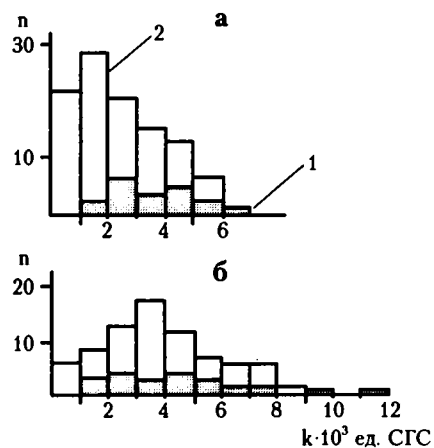
В общем, распределение даек по  $k$  достаточно однородно (рис. 3.30). Группы слабомагнитных даек чередуются с группами сильномагнитных; при этом дайки, образующие миниконтуры, более магнитные, чем “фоновые” (рис. 3.12 и табл. 3.2). Так как характер вторичных изменений и магнитных, и немагнитных даек сходен (табл. 3.3), то различная концентрация магнетита в породах отражает первично-магматические особенности процесса дифференциации базальтовой магмы.

\*\*\*

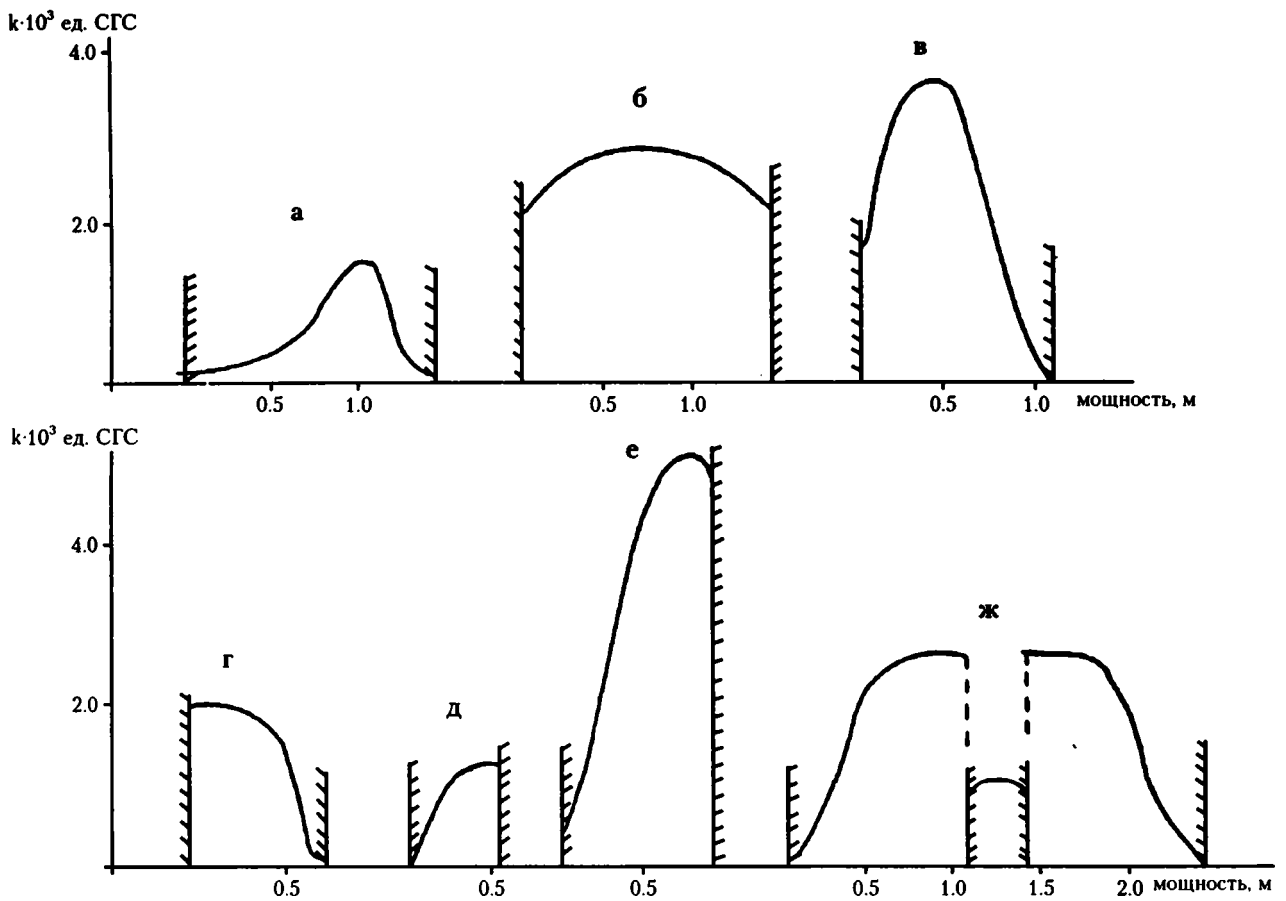
По своим характеристикам магматические породы Южно-Мугоджарских офиолитов аналогич-

ны магматическим породам земной коры спредингового типа дна современных океанов [Anderson et al., 1975; Kent et al., 1978; Johnson, 1979; Banerjee, 1980, 1984; Dunlop, Prevot, 1982]. В них отмечается первично-магматическая тенденция роста содержания железа, титана и титаномагнетита от обедненных ими немагнитных кумулятивных габбро, не содержащих первичного титаномагнетита, до магнитных офитовых габбро и габбро-диабазов, обогащенных железом, титаном и первичным титаномагнетитом; доля магнитных габбро незначительна.

Сохранившиеся зерна первичного титаномагнетита очень редки, их средний состав аналогичен таковому крупных зерен титаномагнетита центральных частей даек, что свидетельствует в пользу их генетического единства. Состав титаномагнетитов аналогичен составу титаномагнетитов из базальтов спредингового типа. Первичные титаномагнетиты в габбро не сохранились, их гетерофазное окисление произошло на стадии остывания пород примерно при 1000 °С с выделением ильменита и низкотитанового



**Рис. 3.30.** Гистограммы распределения значений магнитной восприимчивости в дайках №№ 1–253 (а) и №№ 254–410 (б)  
1 – разорванные дайки с реконструированной мощностью; 2 – двузакальные дайки



**Рис. 3.31.** Диаграммы поведения магнитной восприимчивости в дайках разреза р. Шулдак а-ж – дайки: а – двузакальная, б – пассивная, в, г – с активным восточным контактом, д, е – с активным западным контактом, ж – сложного типа (двузакальная дайка рвет мощную двузакальную дайку)

титаномагнетита, при дальнейшем изменении – сфена и магнетита [Гапеев, Цельмович, 1983, 1986, 1988]. Гораздо реже происходило образование магнетита при амфиболизации железосодержащих силикатов. Оба процесса магнетитовой минерализации близки времени послемагматического остывания габбро. Так как главная масса магнетита в породе связана с изменением первичного титаномагнетита, то сохраняется закономерное, близкое к первичному, распределение концентраций магнитных минералов от немагнитных кумулятивных габбро до обогащенных железом и титаном магнитных габбро.

Концентрация магнитных минералов в дайках варьирует от практического отсутствия до 7–8 % и связана, прежде всего, с кристаллизационной дифференциацией магмы – относительно ранние порции магмы близки к кумулятам, относительно поздние, образующие миницентры, обогащены железом и магнитными минералами. Изменение концентрации магнитных минералов в дайках отмечается и для других офиолитовых комплексов [Hall, 1987; Hall, Fisher, 1987; Hall et al., 1989].

Первичные титаномагнетиты в дайках не сохранились, они гетерофазно изменены и перекристаллизованы в результате общего прогрева в слабоокис-

лительных условиях при температуре до 600 °С. При этом происходили вынос железа за пределы зерен титаномагнетита (выравнивание содержания железа по всей породе) и образование мелких обособленных зерен вторичного магнетита и сфена [Гапеев, Цельмович, 1983, 1986, 1988]. На эту общую для района ситуацию накладывается локальная габброизация близ тела габбро при температуре до 700 °С, с которой связано новообразование зерен титаномагнетита с  $X < 0.3$ .

#### 3.1.4. Палеомагнитная характеристика

В предыдущих разделах описания Южно-Мугоджарской офиолитовой ассоциации мы практически не касались пород осадочного слоя палеоокеанической коры, так как для расшифровки процессов палеоспрединговых процессов они мало информативны. Наоборот, для палеомагнитного изучения осадочные образования оказались эталонными: во-первых, залегание слоев осадочных пород более очевидно; во-вторых, для осадочных пород мы могли применить тест складки [Баженов, Шипунов, 1988; Шипунов, 1993, 1995] и таким образом датировать выделенные компоненты намагниченности [Бураков и др., 1984, 1986].

Кроме того, в слое 1 палеоокеанической коры Южных Мугоджар нами обнаружены и описаны обожженные кремнистые породы, образующиеся при внедрении силлов диабазов в осадки. Эти породы являются наиболее благоприятными объектами для палеомагнитного изучения [Палеомагнитология, 1982].

**Обожженные кремнистые породы.** Верхи разреза офиолитовой ассоциации слагают кремнистые отложения (куркудукская свита), переслаивающиеся с потоками и силлами базальтов. Породы этой свиты благоприятны для палеомагнитного изучения по следующим причинам: а) на контактах с базальтами в кремнистых породах фиксируется тонкий слой обжига; б) уверенно определен эйфельский возраст свиты по находкам конодонтов [Иванов, 1983; Кориневский, 1984], а гальки обожженных кремнистых пород куркудукской свиты обнаружены в конгломератах, подстилающих известняки франского яруса, что свидетельствует о дофранском времени обжига.

Активное термальное воздействие не типично для наземных излияний лав. В рассматриваемом случае базальтовая магма внедрялась в насыщенные водой осадки, обогащенные органическим веществом. В результате обжигание силицитов происходило в подводных, относительно восстановительных условиях. Зоны обжига обычно маломощные – до 2–3 см. Благодаря этому воздействию восстановительных условий, имевшееся в осадках трехвалентное железо в области влияния термального воздействия частично восстановилось до двухвалентного с образованием магнетита. В результате зона обжига выделяется черным цветом в красных яшмах и ростом  $k$  и  $J_s$  примерно в 10 раз ( $k=0.012-0.05$  ед. СИ,  $J_s=0.9-6.7$  Ам<sup>2</sup>/кг).

По данным термомангнитного анализа, в необожженных красных кремнистых породах фиксируется только гематит, в черных обожженных – магнетит, что подтверждается и данными химического анализа: в необожженной части относительная доля окиси железа составляет 0.94, что близко гематиту, а в обожженной – 0.7, аналогично магнетиту. Образцы из зоны обжига устойчивы к нагреву, что видно по  $J_{st}/J_s=0.83-1$ . Встречаются слабо обожженные осадки, содержащие и гематит, и магнетит. Благодаря вторичному окислению магнетит нередко оказывается катион-дефицитным ( $T_c > 580$  °С), появляется маггемит. Последний фиксируется по подъему  $J_s$  близ 200 °С и заметному спаду ее в районе 300–400 °С [Большаков и др., 1987].

По данным электронной микроскопии и микронзондирования, общее содержание в осадках  $FeO^*=1-8\%$  и не зависит от степени их обжига, но существенно меняется его распределение. Железо в необожженных осадках тонкорассеянное, образует “фон”, четкие зерна гематита размером 1–10 мкм редки – в среднем одно зерно на 400 мкм профиля шлифа. Они вытянутые, игольчатые, имеют волокнистые очертания. Вероятно, эти зерна гематита были образованы по органическим остаткам. В зоне

обжига зерна гематита не обнаружены, почти исчезает рассеянное железо (“фон”), которое “стягивается” в зерна магнетита, размер последних обычно менее 1 мкм, но встречаются единичные зерна 10–100 мкм.

Для исследований отобраны ориентированные образцы обожженных кремнистых пород на пяти участках (рис. 3.2): Дангилек, Берчогур, Кабаксай, Телегенсай и Каракаск. Для обоснования палеомагнитной надежности объектов изучены 54 ориентированные гальки кремнистых пород из базальных конгломератов франского возраста, в том числе 23 гальки обожженных пород.

Измерения  $J_n$  образцов галек кремнистых осадочных пород в исходном состоянии и после чистки до 200 и 400 °С показали (табл. 3.4), что кучность векторов незначима для этих вариантов и минимальна в случае обожженных пород после Т-чистки до 400 °С. Направление суммарного вектора  $J_{nt}$  необожженных пород (Dec=238°, Inc=-33°, K=1.9) близко позднепермскому палеомагнитному направлению для Восточно-Европейского континента – Dec=229°, Inc=-42° [Палеомагнитология, 1982].

Еще ярче выделяется со значимой кучностью K=7.7 пермское направление по разностному вектору между Т-чистками 200 и 400 °С необожженных пород (Dec=232°, Inc=-38°), тогда как для обожженных пород распределение векторов всегда хаотичное. Разностный вектор между  $J_n$  и  $J_{nt}$  после Т-чистки до 200 °С близок направлению современного геомагнитного поля в месте отбора образцов при значимой кучности K=6.9–7.7 (табл. 3.4).

Таким образом,  $J_n$  кремнистых пород куркудукской свиты состоит, по крайней мере, из трех компонент: 1) вязкой, совпадающей по направлению с современным геомагнитным полем, которая разрушается, в основном, Т-чисткой до 200 °С; 2) позднепалеозойской (вероятнее всего, – пермской), более заметной в необожженных породах, разрушаемой Т-чисткой до 400 °С; 3) дофранской, создаю-

Таблица 3.4. Палеомагнитные направления галек

Вектор	n	Dec, °	Inc, °	K
$J_n$	23	261	61	1.67
	31	239	1.5	2.51
$J_{nt}(200)$	23	233	12	1.36
	31	225	-34	3.76
$J_n-J_{nt}(200)$	23	328	70	6.88
	31	307	75	7.72
$J_{nt}(400)$	23	320	9	1.09
	29	238	-33	1.87
$J_{nt}(200)-J_{nt}(400)$	23	236	-6	2.37
	29	229	-38	7.77

*Примечание.* Верхние строки каждого определения относятся к обожженным породам (23 образца); нижние – к необожженным (31 или 29 образцов); в скобках указаны температуры Т-чистки, °С; n – количество галек; Dec, Inc – палеомагнитные склонение и наклонение, соответственно; K – кучность по Р. Фишеру [Fisher, 1953].

щей хаотический разброс векторов  $J_{nt}$  при Т-чистке более 400 °С, ее доля в обожженных породах значительно превосходит остальные. Перечисленные компоненты выделяются также и в ходе непрерывного терморазмагничивания образцов (рис. 3.31 а, б).

После Т-чистки обожженных пород устойчивые палеомагнитные направления выделяются на участках: Дангилек (обр. К-2, -3, -4, -5, -6, -7), Караксак (обр. К-36), Берчогур (обр. К-10, -11, -13а, -15). Для пород этих участков характерно преобладание доскладчатой компоненты (табл. 3.5), относительно высокое значение напряженности древнего поля, оцененное разными методами [Бураков и др., 1984]. Обычно низкие значения напряженности древнего геомагнитного поля ( $H_a$ ) согласуются с большим разбросом направлений  $J_{nt}$  в пределах одного контакта. Для этих случаев характерен и значительный спад  $J_{nt}/J_n$  после Т-чистки до 400 °С (табл. 3.5). Сравнение  $T_c$ ,  $J_s$ ,  $J_{rs}/J_s$ ,  $H_{cr}$  показывает [Бураков и др., 1984], что наиболее устойчивые палеомагнитные направления и величины  $H_a=5-10$  мкТл относятся почти исключительно к магнетитсодержащим породам. Зерна магнетита мелкие, но в большинстве своем многодоменные, что, помимо относительно низкой магнитной жесткости, подтверждается тестом Большакова-Щербаковой [Большаков, Щербакова, 1979]. Другая картина наблюдается для образцов с  $H_a < 3$  мкТл и большим разбросом направлений  $J_{nt}$  в пределах одного контакта: часто фиксируются гематит, маггемит; резко возрастает магнитная жесткость и уменьшается величина  $J_s$ . Величина

$J_n$  в ходе Т-чистки быстро падает. Видимо, такие породы слабо прогреты, о чем свидетельствует сохранение гематита.

Совокупность магнитоминералогических и палеомагнитных данных позволяет, таким образом, выделить палеомагнитно-надежные объекты по следующим признакам: а) отсутствие разброса направлений  $J_{nt}$  в пределах одного контакта, при этом кучность в древней системе выше, чем в современной; б) малый спад величины  $J_n$  в ходе Т-чистки; в) величина  $H_a > 4$  мкТл; г) отсутствие гематита. По указанным признакам забракованы породы участков Кабаксай и Телегенсай. Менее надежны породы участка Берчогур, где кучности в современной и древней системах координат близки; на участках Дангилек и Караксак палеомагнитные направления более надежны. Палеомагнитные наклонения на трех участках сходны, тогда как склонения существенно различаются (табл. 3.5, рис. 3.2), что логичнее всего объяснить относительными вращениями блоков вокруг вертикальной оси.

Для проверки полученных палеомагнитных склонений применен тест длинных частиц [Печерский, 1970]. Была отобрана серия образцов терригенных необожженных осадочных пород, ориентированных по их залеганию (табл. 3.6). Сравнение данных табл. 3.5 и 3.6 показывает, что палеомагнитные склонения пород участков Караксак, Дангилек и мод ориентировки длинных частиц близки. Наоборот, для пород участков Телегенсай и Кабаксай различие между этими двумя характеристиками существенно.

**Таблица 3.5.** Палеомагнитные направления кремнистых осадков (48.5° с.ш.; 58.7° в.д.)

Объект	Залегание, ° Аз. ПД/∠ ПД	N	$J_n$ , А/м	$J_{nt}/J_n$	$H_a$ , мкТл	Современная			Древняя				пш, °
						Dec, °	Inc, °	K	Dec, °	Inc, °	K	$\alpha_{95}$ , °	
Участок Дангилек													
К-7	184-210/141	3	0.72	0.57	6.6	285	33	62	261	-26	178	9	-
К-6	19/30	3	1.1	0.88	5.8	298	-39	-	274	-37	125	11	-
К-5	342/20	2	2.4	0.83	6.1	278	-21	-	276	-29	5	2	-
К-4	19/15	2	1.2	0.96	6.7	275	-27	-	269	-23	38	41	-
К-3	344/15	3	0.48	0.78	6.5	93	18	-	89	22	20	28	-
К-2	28/26	3	0.96	0.77	8	133	25	104	119	29	149	10	-
Сумма (n=6)		6	-	-	-	106	-18	8.1	94	28	41	9	15
Участок Берчогур													
К-10	109-142/60	3	3.5	0.75	6.2	231	27	-	202	21	30	48	-
К-11	95/42	3	4.3	0.91	7.9	209	32	140	179	37	130	11	-
К-13а	124/54	3	4.1	0.77	6.4	216	27	170	192	17	1680	3	-
К-15	104/51	4	1.4	0.84	2.5	206	31	15	182	24	22	20	-
Сумма (n=4)		4	-	-	-	216	30	64	189	25	40	11	13
Участок Караксак													
К-36	266/23-67	5	3.18	0.73	6.3	62	-24	24	61	25	54	9	13

*Примечание.* Данные в таблице расположены по каждому участку в стратиграфической последовательности (сверху вниз). Аз. ПД – азимут падения; ∠ ПД – угол падения; N – количество точек отбора;  $\alpha_{95}$  – радиус овала доверия вокруг среднего; пш – палеоширота. Остальные пояснения см. табл. в 3.1. и 3.4.

**Таблица 3.6.** Ориентировка удлиненных зерен рудных минералов в девонских осадках

Участок	Порода	Возраст (ярус)	Количество точек	N	n/N, %	Dec, °
Караксак	Яшма	Эйфель	2	649	10	54
Буртыбай	“	“	1	395	10.1	128
Орал-Тобе	“	“	3	832	12.3	100
“	Песчаник	Фран	2	467	8.5	127

*Примечание.* N – количество определений ориентировки осей удлиненных зерен (длинных частиц); n – количество определений ориентировки длинных частиц в интервале моды ( $\pm 5^\circ$ ); Dec – направление моды длинных частиц в плоскости слоя, т.е. наиболее вероятное палеомагнитное склонение.

**Шулдакский комплекс “дайка в дайке”.** Для выполнения палеомагнитных задач из эндоконтактов 410 даек отобраны ориентированные образцы (обычно по одному из каждой дайки). Характер эндоконтакта и место отбора образца, помимо геологических наблюдений, определялись по измерению магнитной восприимчивости непосредственно в обнажении (рис. 3.31). Измерения  $J_n$  до Т-чистки показали [Диденко, Печерский, 1986], что у большинства образцов ее направление близко современному геомагнитному полю (табл. 3.7).

Учитывая, что мы имеем дело преимущественно с закалочными зонами даек, где сосредоточены наиболее мелкие и магнитножесткие зерна магнетита [Печерский и др., 1983], можно уверенно утверждать, что  $J_n$  даек в целом будет иметь направление, близкое современному геомагнитному полю. Раскристаллизованного материала, а следовательно, и более магнитомягкого, в дайковых диабазах на несколько порядков больше, чем в закалочных фациях. Следовательно, можно считать, что диабазы дайкового комплекса, т.е. породы слоя 2В океанической коры, не могут быть источником линейных магнитных аномалий, так как последние обусловлены целиком первичной остаточной намагниченностью пород. Это утверждение относится не только к району Южных Мугоджар, но и, например, к позднемеловым параллельным дайкам Омана [Luyendyk, Day, 1982; Luyendyk et al., 1982], хорошо раскристаллизованным базальтам–долеритам из трансформных разломов [Диденко, 1997 а,б].

Исследования обожженных кремнистых пород показали, что только после Т-чистки не ниже  $400^\circ\text{C}$

можно выделить первичную компоненту  $J_n$ . Для более четкого определения такой возможности серия представительных образцов диабазов даек подверглась непрерывному размагничиванию переменным полем и температурой. В результате установлено, что  $J_n$  образцов даек состоит, как правило, из трех компонент, аналогичных вышеописанным в обожженных кремнистых породах. В значительной части даек выделяются только современная и вторичная верхнепалеозойская компоненты (рис. 3.32, в). Преобладание или надежное выделение в ходе Т-чистки первичной компоненты, как и в случае обожженных кремнистых пород, коррелирует с величинами  $H_a$ ,  $J_n$  и  $J_{nt}/J_n$ . Так, надежно выделяется близкая первичной компонента в образцах с  $H_a > 4$  мкТл,  $J_n < 0.1$  А/м,  $J_{nt}/J_n > 0.4$  после Т-чистки до  $400^\circ\text{C}$ .

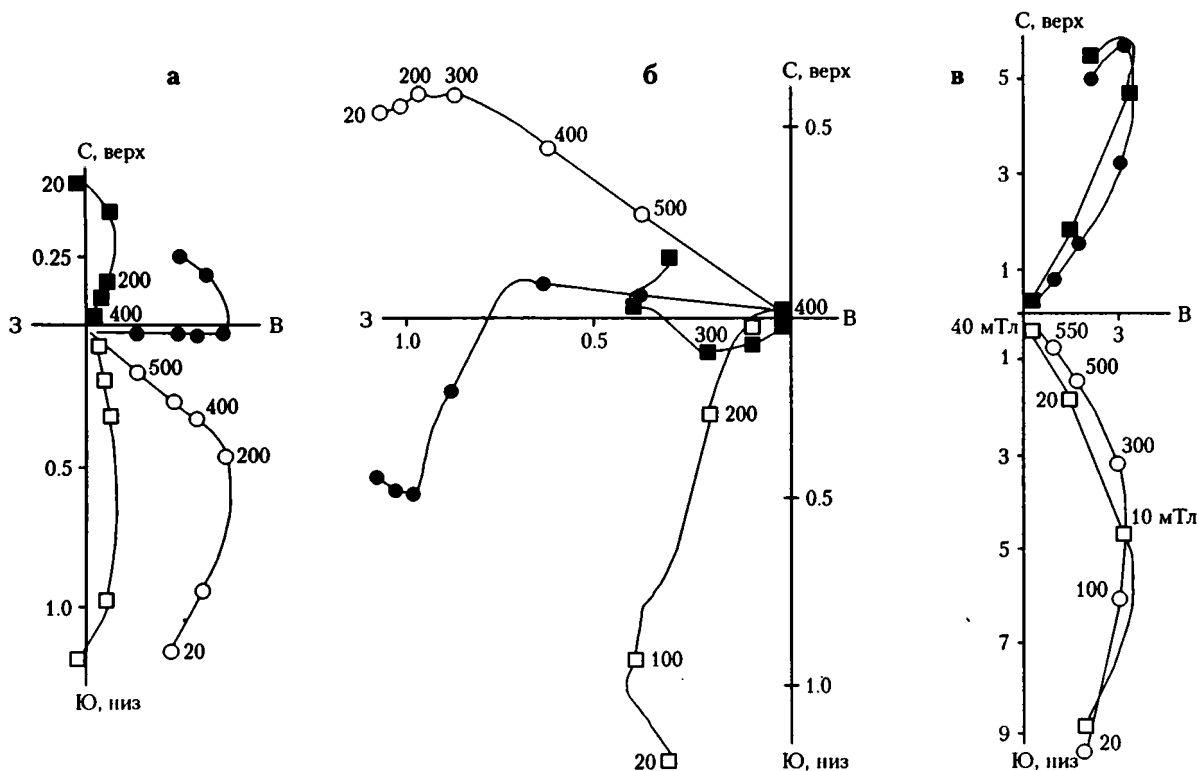
Фиксируется тенденция схождения палеомагнитных направлений к эйфельскому по мере приближения характера эндоконтакта к режиму закалки, что выражается в существенном уменьшении концентрации и размера зерен магнетита (рис. 3.33 и табл. 3.7). Последнее видно по уменьшению  $J_n$  и росту  $J_{nt}/J_n$  и, соответственно, повышению отношения Кенигсбергера  $Q_{nt} = J_{nt}/0.07k$  эйфельского времени (рис. 3.33, а). Только наиболее надежные образцы из эндоконтактов с  $J_{nt}/J_n > 0.4$  имеют  $Q_{nt} > 1$ . Они же характеризуются наименьшим разбросом направлений и наибольшей близостью среднего направления  $J_{nt}$  эйфельскому. И, наоборот, с увеличением концентрации магнетита (ростом  $J_n$ ) в породах диабазов даек растет разброс векторов  $J_{nt}$  и их палеомагнитное направление тяготеет к пермскому, зафиксированному по перемагничиванию

**Таблица 3.7.** Палеомагнитные направления даек ( $48.5^\circ$  с.ш.;  $58.7^\circ$  в.д.)

Характеристика	n	Dec, °	Inc, °	K	$\alpha_{95}$ , °	пш, °
До термомагнитной чистки						
Все образцы	365	320	75	3.9	4.3	–
После Т-чистки до $400\text{--}450^\circ\text{C}$						
Все образцы	365	95	36	3.5	3.9	–
$J_n < 0.01$ А/м, $J_{nt}/J_n > 0.4$	30	101	30	14.5	6.7	16
$J_n < 0.1$ А/м, $J_{nt}/J_n > 0.2$	81	96	34	11.4	4.6	–
$J_n < 1.0$ А/м, $J_{nt}/J_n > 0.1$	189	95	36	5.2	4.5	–

*Примечание.* n – количество образцов; Dec, Inc – палеомагнитные склонение и наклонение, соответственно; K,  $\alpha_{95}$  – кучность и радиус овала доверия по Р. Фишеру [Fisher, 1953], соответственно; пш – палеоширота;  $J_n$ ,  $J_{nt}$  – начальная естественная остаточная намагниченность до и после Т-чистки, соответственно.





**Рис. 3.32.** Диаграммы поведения NRM (диаграммы Зийдверельда) в ходе температурной магнитной чистки (кружки) и разрушения переменным магнитным полем (квадраты) палеомагнитно-надежных (а, б) и палеомагнитно-ненадежных (в) образцов

Залитые значки – проекция на горизонтальную плоскость, незалитые – на вертикальную

галеk кремнистых необожженных осадков (рис. 3.33; табл. 3.4 и 3.7).

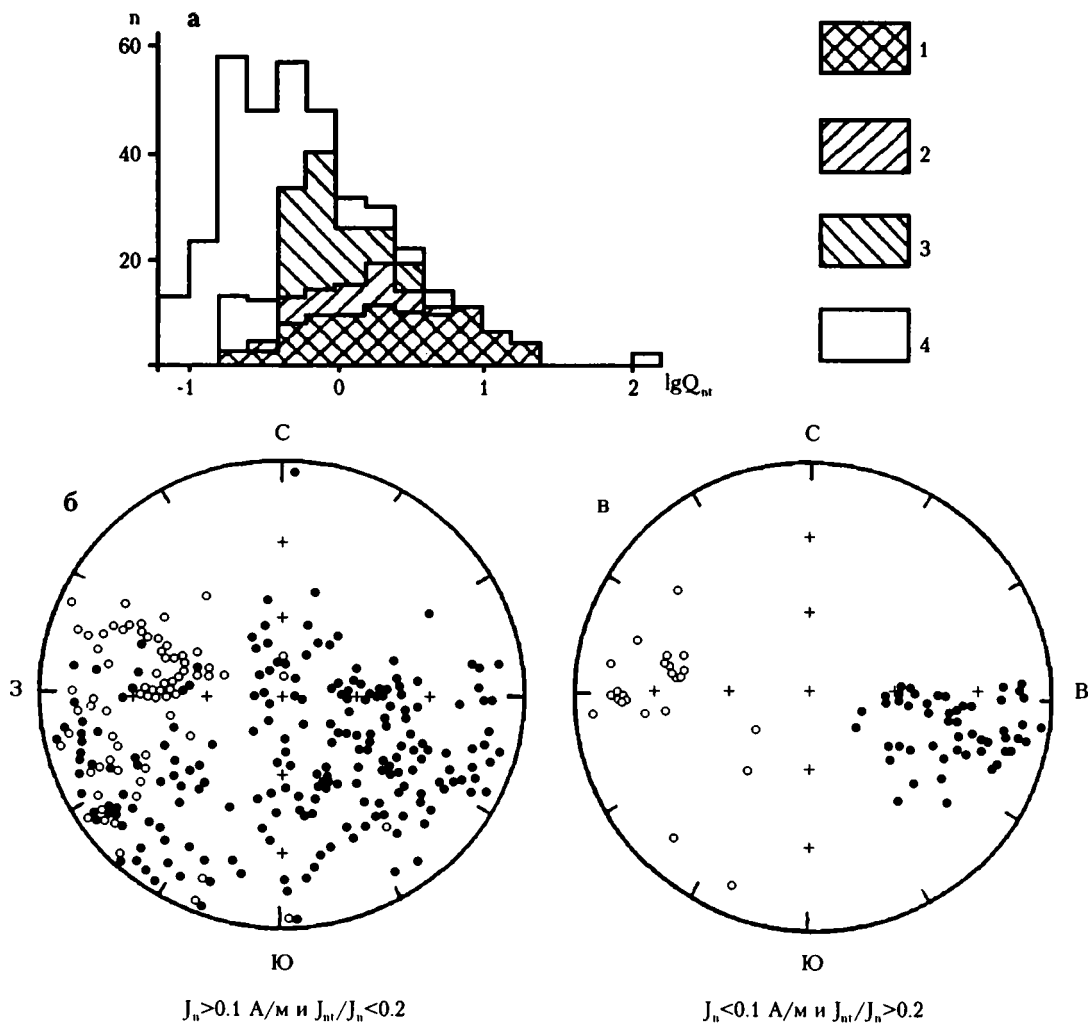
При отборе образцов непосредственно в зоне закалки появляется другая возможность искажения палеомагнитного направления из-за возникающей у контакта заметной анизотропии остаточной намагниченности. Проверка показала, что сантиметровые образцы непосредственно у контакта имеют анизотропию остаточной намагниченности, созданной в малых постоянных полях по методике Л.Е. Шолпо [1977],  $A_r = 1.11-1.25$ , тогда как с удалением от контакта на несколько сантиметров анизотропия падает до 1.0–1.05. У контакта максимальная ось анизотропии располагается параллельно его плоскости, тогда как на удалении направления осей становятся хаотичными. Отмеченная величина  $A_r$  может внести погрешность в палеомагнитное направление до  $4^\circ$ , что при точности палеомагнитного метода не должно сказаться на результатах. Вместе с тем, и это главное, такое поведение анизотропии отражает первичное состояние магнитных зерен – носителей остаточной намагниченности.

Наконец, последний довод в пользу первичности  $J_{nt}$ : ее направление для образцов из разных частей одной разорванной дайки близки между собой и направлению эйфельского геомагнитного поля, если их  $J_{nt}/J_n > 0.1$ . Но если хотя бы у одного из образцов  $J_{nt}/J_n < 0.1$ , их направления существенно расходятся

(табл. 3.8). Можно заключить, что у образцов из эндоконтактов с  $J_n < 0.1$  А/м и  $J_{nt}/J_n > 0.2$  ( $H_a > 4$  мкТл) направление  $J_{nt}$  близко первичному.

Рассмотрим магнитостратиграфическую запись в дайковом комплексе р. Шулдак. В начале изученного разреза явно преобладает основная последовательность внедрений (“фоновые” дайки) и число миницентров невелико (рис. 3.34). Рассматривая палеомагнитные направления даек с запада на восток, т. е. от более поздних к ранним внедрениям (от дайки № 1 до № 30) прослеживаем эйфельское палеомагнитное направление прямой полярности. Восточнее, на фоне резкого падения величины  $Q_{nt}$  в 5–7 раз, происходит смена геомагнитной полярности. Судя по  $Q_{nt}$ , переходная зона охватывает дайки с № 31 до № 42. Картину перехода “смазывает” миницентр (дайки №№ 37–41). С дайки № 43 до № 122 в разрезе преобладает эйфельское палеомагнитное направление обратной полярности.

Следующая смена полярности (между дайками № 123 и № 138), как и в предыдущем случае, происходит на фоне резкого понижения  $Q_{nt}$  в 5–6 раз (рис. 3.34). Такое понижение  $Q_{nt}$  на границах интервала обратной полярности типично и объясняется понижением напряженности геомагнитного поля во время инверсии. Это подтверждается контрольными определениями  $H_a$ . В интервале относительно стабильного поля  $H_a = 4$  мкТл (среднее по шести определениям), а для переходных зон –



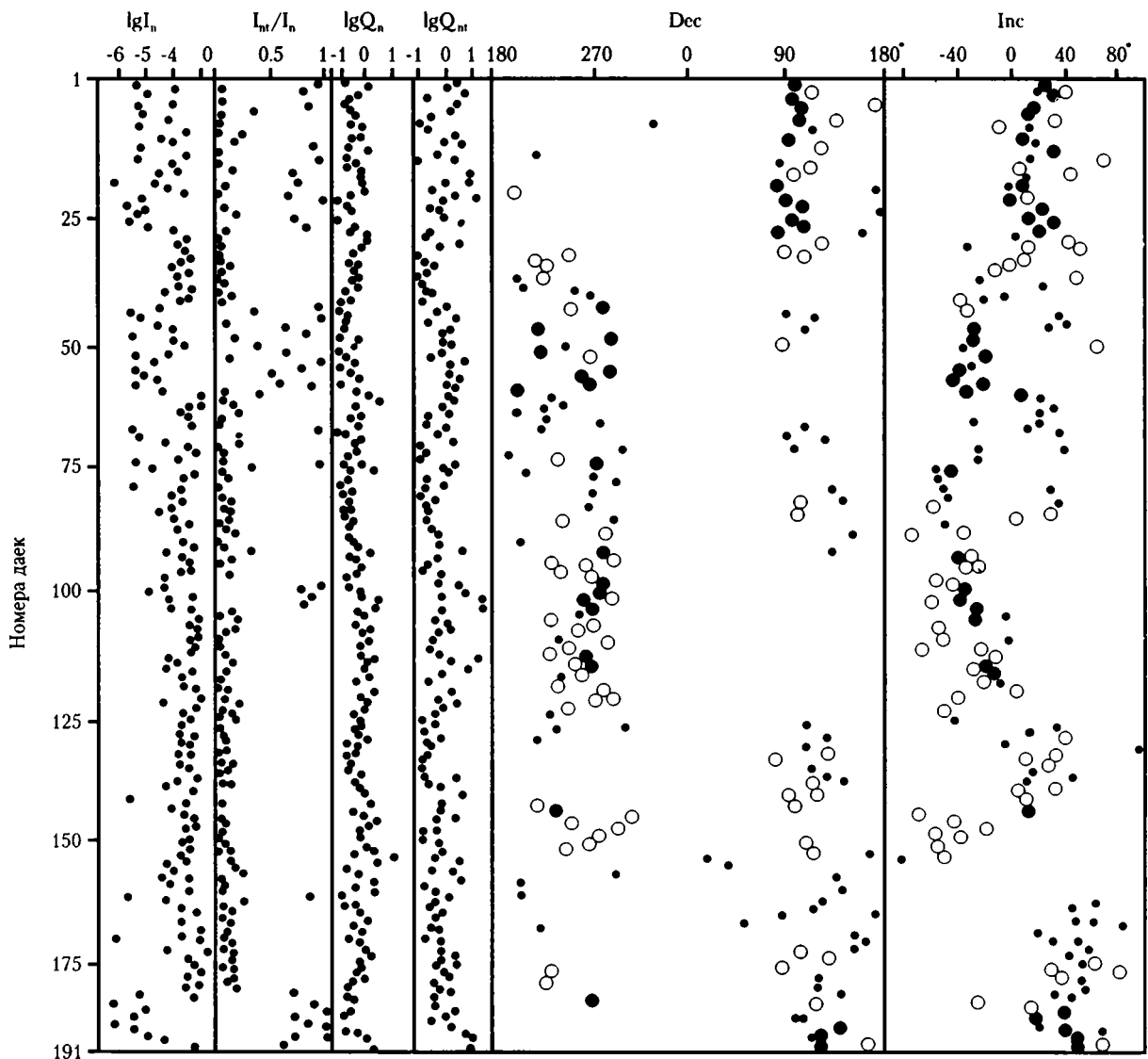
**Рис. 3.33.** Гистограмма распределения коэффициента Кенигсбергера (а) и стереограммы (б, в) направлений NRM образцов диабазов даек после температурной магнитной чистки до 450 °С.  $Q_{nt} = NRM/H_a k$ , где  $H_a = 7 \text{ мкТл}$   
 1-4 - образцы: 1 - с  $J_{nt}/J_n > 0.4$ ; 2 -  $0.2 < J_{nt}/J_n < 0.4$ ; 3 -  $0.1 < J_{nt}/J_n < 0.2$ ; 4 -  $J_{nt}/J_n < 0.1$ . Залитые значки - проекция на нижнюю полусферу, незалитые - на верхнюю

1 мкТл (среднее по пяти определениям). К востоку, до конца разреза (дайка № 410), по надежным образцам отмечается практически только прямая магнитная полярность эйфельского палеомагнитного направления. Среди палеомагнитно-ненадежных встречаются образцы с обратной полярностью  $J_{nt}$ , совпадающей или очень близкой пермскому палеомагнитному направлению.

Современное простирание параллельных даек Шулдака составляет 330–350°. Палеомагнитное направление времени образования даек, определенное по наиболее надежным образцам (табл. 3.7), составляет  $Dec = 101^\circ$ ,  $Inc = 30^\circ$ . Отсюда следует, что палеопростирание даек, фиксирующих простирание осей спрединга в эйфельское время, было примерно 50–70° в абсолютной системе координат, а палеоширота, на которой шло формирование палеоокеанической коры, составляла примерно 16° с.ш.

**Габбровый "слой".** В районе Южных Мугоджар среди пород слоя 3 палеоокеанической коры преобладают первично-немагнитные кумулятивные габбро. Заметные их изменения, в том числе и первичных титаномагнетитов, происходили близко ко времени магматической кристаллизации, до метасоматической переработки габбро. Следовательно, палеомагнитная информация отвечает времени формирования офиолитового комплекса, но она ненадежна из-за недостаточности данных о залегании габбро. На участках Шулдак и Ащисай удалось измерить элементы расслоенности, которые оказались близки к горизонтальному залеганию. В районе горы Бахтыбай, где более вероятны деформации пород, ситуация сложнее.

Для оценки палеомагнитной надежности образцов габбро использовался опыт изучения обожженных осадочных пород и диабазов даек Шулдака. Надежными считаются образцы, для которых вы-



**Рис. 3.34.** Петромагнитные и палеомагнитные характеристики фрагмента коиплекса “дайка в дайке” по р. Шулдак

Крупные кружки – склонение и наклонение намагниченности образцов “фоновых” даек; точки – то же, для даек поздних генераций. Залитые значки – палеомагнитно-надежные образцы, незалитые – палеомагнитно-ненадежные

полняются следующие условия: 1) оцененная по  $J_{nt}$  и  $J_{rt}$   $H_a > 3$  мкТл; 2)  $J_n < 0.1$  А/м, 3) после Т-чистки до 400–500 °С  $J_{nt}/J_n > 0.2$ .

Среди габбро, как и других пород района, преобладают палеомагнитно-ненадежные. Отчасти это связано с очень низкой палеонапряженностью геомагнитного поля в эйфельское время [Бураков и др., 1984] и с дальнейшим перемагничиванием пород в позднем палеозое, что привело к большому разбросу векторов  $J_{nt}$ . В общем, наименее измененные габбро участка Шулдак оказались и самыми надежными (табл. 3.9).

**На участке Шулдак** образцы отобраны на левом и правом берегах реки. После Т-чистки до 500 °С  $J_{nt}$  всех образцов имеют прямую полярность и с хорошей кучностью располагаются у

среднего направления  $Dec=102^\circ$  и  $Inc=30^\circ$  в древней системе координат (рис. 3.35, а и табл. 3.9), близкого палеомагнитным направлениям обожженных кремнистых пород участка Донгилек ( $Dec=94^\circ$  и  $Inc=28^\circ$ , табл. 3.5) и шулдакских даек ( $Dec=101^\circ$  и  $Inc=30^\circ$ , табл. 3.7).

Средние палеомагнитные направления габбро левого и правого берегов р. Шулдак различаются в современной системе координат, соответственно:  $Dec=102^\circ$  и  $Inc=29^\circ$ ;  $Dec=112^\circ$  и  $Inc=43^\circ$ . Среднее для образцов обеих берегов составляет  $Dec=107^\circ$  и  $Inc=36^\circ$ ,  $K=50.6$ ;  $\alpha_{95}=11.7^\circ$ . Это может быть связано с их тектоническим наклоном, вызванным разломом, проходящим по руслу р. Шулдак. Если принять для левобережных габбро залегание по отложениям куркудукской сви-

Таблица 3.8. Примеры поведения направлений  $J_{nt}$  в разных частях разорванных даек

№№ совмещенных даек		$J_n$ , А/м		$J_{nt}/J_n$		Dec, °		Inc, °	
37	41	0.23	0.4	0.02	0.16	198	261	-24	-21
61	70	1.45	0.64	0.06	0.05	238	190	31	-25
62	68	0.44	0.052	0.17	0.22	221	93	22	40
135	137	0.15	0.45	0.12	0.03	110	136	13	9
154	173	0.15	1.03	0.11	0.11	12	130	-81	63
164	170	0.16	0.16	0.05	0.06	167	160	48	50
167	169	0.26	0.84	0.05	0.07	44	150	83	30
195	227	0.73	0.29	0.04	0.19	144	92	34	42
196	223	1.28	0.052	0.02	0.71	117	110	20	32
202	222	0.55	0.089	0.03	0.16	138	145	49	32
219	221	22.5	0.42	0.01	0.2	290	112	-30	31
274	279	0.046	0.028	0.3	0.46	87	82	50	57
300	305	0.07	0.13	0.21	0.35	267	285	-43	-38
301	304	0.37	0.21	0.03	0.11	290	264	-24	-10
324	328	0.056	0.51	0.3	0.12	127	120	53	39
343	350	0.51	0.43	0.13	0.15	290	294	-4	-33
353	355	0.26	0.013	0.12	0.38	93	95	51	49
357	359	0.054	0.41	0.21	0.48	87	85	60	49

палеомагнитные склонение и наклонение, соответственно.

ты (Аз. ПД 4°,  $\angle 10^\circ$ ), а правобережных – по залегаю даек, считая их первичное залегание вертикальным, расположенных восточнее тела габбро (Аз. ПД 70°,  $\angle 15-20^\circ$ ), то в древней системе координат они практически совпадут: Dec=99° и Inc=30°; Dec=104° и Inc=29°; сумма Dec=102° и Inc=30°,  $K=658.9$ ;  $\alpha_{95}=3.9^\circ$ . Отсюда следует, что  $J_{nt}$  имеет додеформационное происхождение. Сходство палеомагнитных направлений усиливает, с одной стороны, уверенность в синхронности  $J_{nt}$  обожженных ящ участка Донгилек, даек и габбро участка Шулдак и близости этого направления к первичному, с другой – свидетельствует

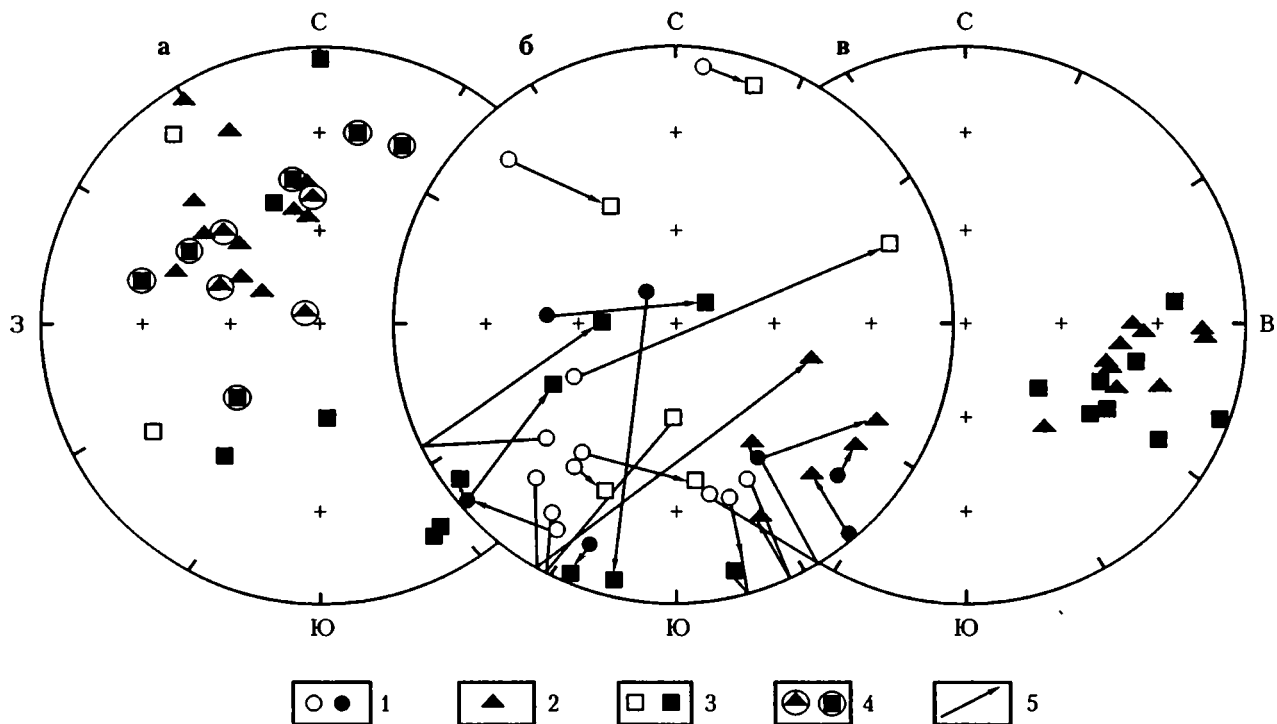
об относительной стабильности тектонического блока, включающего участки Донгилек и Шулдак. Как показано ранее [Печерский и др., 1983], температура габброизации была выше 600 °С, следовательно, образованный в это время магнетит должен обладать полной термоостаточной намагниченностью, т.е.  $J_{nt}$  первична. Это подтверждает и близкая девонской величина напряженности геомагнитного поля ( $H_a=5$  мкТл), оцененная по образцам габбро.

**На участке Ащисай** габбро в наибольшей степени актинолитизированы. Содержание в них первичного титаномагнетита минимально;  $J_n$  и  $J_s$  отли-

Таблица 3.9. Палеомагнитные направления габбро (48.5° с.ш.; 58.7° в.д.)

Характеристика	n	$J_n$ , А/м	$J_{nt}/J_n$	Dec, °	Inc, °	K	$\alpha_{95}$ , °	пш, °
<b>Южный Бахтыбай</b>								
Все образцы	12	1.23	0.22	331	54	6.2	16.2	–
	–	–	–	357	60	3.8	20.7	–
$J_{nt}/J_n > 0.2$ ; $H_a > 3$	5	0.95	0.28	330	59	13.2	17.2	40
<b>Северный Бахтыбай</b>								
Все образцы	17	0.12	0.25	310	38	2	24	–
	–	–	–	350	65	2.9	19.9	–
$J_{nt}/J_n > 0.2$ ; $H_a > 3$	10	0.14	0.32	322	42	12.1	12.7	24.2
<b>Ащисай</b>								
Все образцы	21	0.03	0.18	171	29	1.8	?	–
	–	–	–	200	29	1.7	?	–
<b>Шулдак</b>								
Все образцы	18	0.16	0.6	102	30	658.9	3.9	–
$J_{nt}/J_n > 0.2$ ; $H_a > 3$	6	0.01	0.31	131	24	8.1	20.1	12.5

*Примечание.* В строках “все образцы” верхние строки – палеомагнитные данные после Т-чистки до 500 °С, нижние – исходное состояние образцов. Остальные пояснения см. в табл. 3.1 и 3.4.



**Рис. 3.35.** Стереогаммы распределения палеомагнитных направлений до и после температурной чистки до 560 °С образцов габбро

а–в – участки: а – Шулдак; б – Ачисай; в – Южный и Северный Бахтыбай

1–3 – направления  $J_n$ : 1 – до чистки, 2 – образцов с  $H_a > 4$  мкТл, 3 – образцов с  $H_a < 4$  мкТл; 4 – магнитные габбро; 5 – линии, соединяющие направления  $J_n$  и  $J_{nt}$ . Залитые значки – проекция на нижнюю полусферу; незалитые – на верхнюю

чаются очень низкими величинами (табл. 3.1 и 3.9) и стабильностью к нагревам, большим разбросом направлений (рис. 3.35, б). Участок выполнен, в основном, палеомагнитно-надежными породами.

**На участках Южный и Северный Бахтыбай** палеомагнитные характеристики образцов сходны. Среди образцов Южного Бахтыбая чаще встречаются палеомагнитно-ненадежные с величинами  $H_a < 2$  мкТл  $J_{nt}/J_n < 0.2$  (табл. 3.9) и с большим разбросом направлений  $J_n$  и  $J_{nt}$  (рис. 3.35, в). Среди таких образцов много магнитных габбро. Даже среди надежных по магнитным свойствам образцов высок разброс направлений  $J_{nt}$  после чистки до 500 °С (рис. 3.35, в). Видимо, сказались заметные изменения во время деформаций близ Главного Уральского разлома. Последнее видно по простирациям даек: севернее Бахтыбая – 280–290°, на Южном Бахтыбае – 30–40°, тогда как на Шулдаке и Ачисае простираание даек устойчивое 330–340°, устойчивы и палеомагнитные направления в районе Шулдака (рис. 3.2 и 3.35).

\* \* \*

Палеомагнитное изучение, проведенное по всем группам пород офиолитового разреза Южно-Мугоджарской аллохтонной пластины, позволило рассчитать координаты палеомагнитного полюса Шулдакского блока – 134° в.д. и 9° с.ш. Они близ-

ки к положению девонского полюса Восточно-Европейского континента и блока Британских островов [Палеомагнитология, 1982].

Средняя палеоширота для района Берчогурской синклинали в среднем девоне составляла 16°, тогда как для уральского края Восточно-Европейского континента – 13°. Это означает, что Южно-Мугоджарская офиолитовая ассоциация в девонское время формировалась близ северной (в современных координатах – восточной) окраины Восточно-Европейского континента.

При интерпретации палеомагнитных данных обнаружилось, что многие, даже надежные, результаты оказываются несогласованными между собой. Несовпадения палеомагнитных склонений при сходстве наклонений, вероятнее всего, объясняются относительными разворотами блоков коры вокруг вертикальной оси при их обдуривании. На примере интерпретации данных по габбровым массивам удалось показать надежность такого предположения. Симметричность Берчогурской синклинали проявляется не только в стереотипности геологического строения крыльев, но и в палеомагнитных склонениях. Это подтверждает, что анализ палеомагнитных направлений необходимо проводить с учетом геологических и тектонических особенностей строения изученного региона [Levi, Banerjee, 1977; Levi et al., 1978].

Можно предположить, что ось современной синклинали совпадает с основной осью спрединга в эйфельское время. Процесс раздвижения был неоднороден – северные и южные части имели разные полюса вращения. Подобное допущение подтверждается наличием сдвиговой компоненты. С выдвинутым предположением хорошо согласуется тот факт, что на фоне общего раздвигания произошел разворот Берчогурского (западный фланг) и Шулдакского (восточный фланг) блоков примерно на  $90^\circ$ , что соответствует геологической ситуации, а также палеомагнитным данным. Строго говоря, правильнее считать, что Берчогурский блок с поворотом по часовой стрелке относительно полюса вращения отодвигался от Шулдакского, при неизменности положения последнего.

Палеомагнитное склонение самой западной части района составляет  $330\text{--}340^\circ$ . Здесь устанавливаются деформации, вызванные влиянием зоны Главного Уральского разлома. Вероятно, расхождение в склонениях участков Бахтыбай и Шулдак-Донгилек вызвано локальным разворотом, потому что если “довернуть” простирания Бахтыбайских даек ( $30\text{--}40^\circ$ ) до Шулдакских ( $160\text{--}170^\circ$ ) по часовой стрелке до их совмещения, то и палеомагнитные склонения совпадут. Оставшееся различие в наклонениях, скорее всего, связано с наклонами пород в Бахтыбайском блоке.

Развороты всех блоков произошли в допермское время, о чем свидетельствует сходство направлений выделяемой метакристаллической позднепалеозойской намагниченности в палеозойских породах Южного Урала [Данукалов и др., 1983].

Таким образом, полученные векторные палеомагнитные характеристики позволили решить палеотектонические задачи: восстановление положения изучаемого объекта относительно континентальных блоков (Восточно-Европейского, Сибирского и Казахстанского) на стадии формирования изучаемого объекта и восстановление картины мелкомасштабных движений отдельных блоков при обдуцировании.

## **3.2. Геодинамические аспекты формирования палеоспрединговых комплексов Южных Мугоджар**

Южно-Мугоджарские офиолиты представляют собой сравнительно мало нарушенный фрагмент палеозойской коры Уральского океана, история формирования которого предложена в монографии “История развития Уральского палеоокеана” [1984], в написании которой участвовали А.Н. Диденко и С.А. Куренков. Проведенное нами комплексное изучение позволяет в значительной мере развить высказанные ранее положения и модель истории созидания коры палеозойского океана Урала.

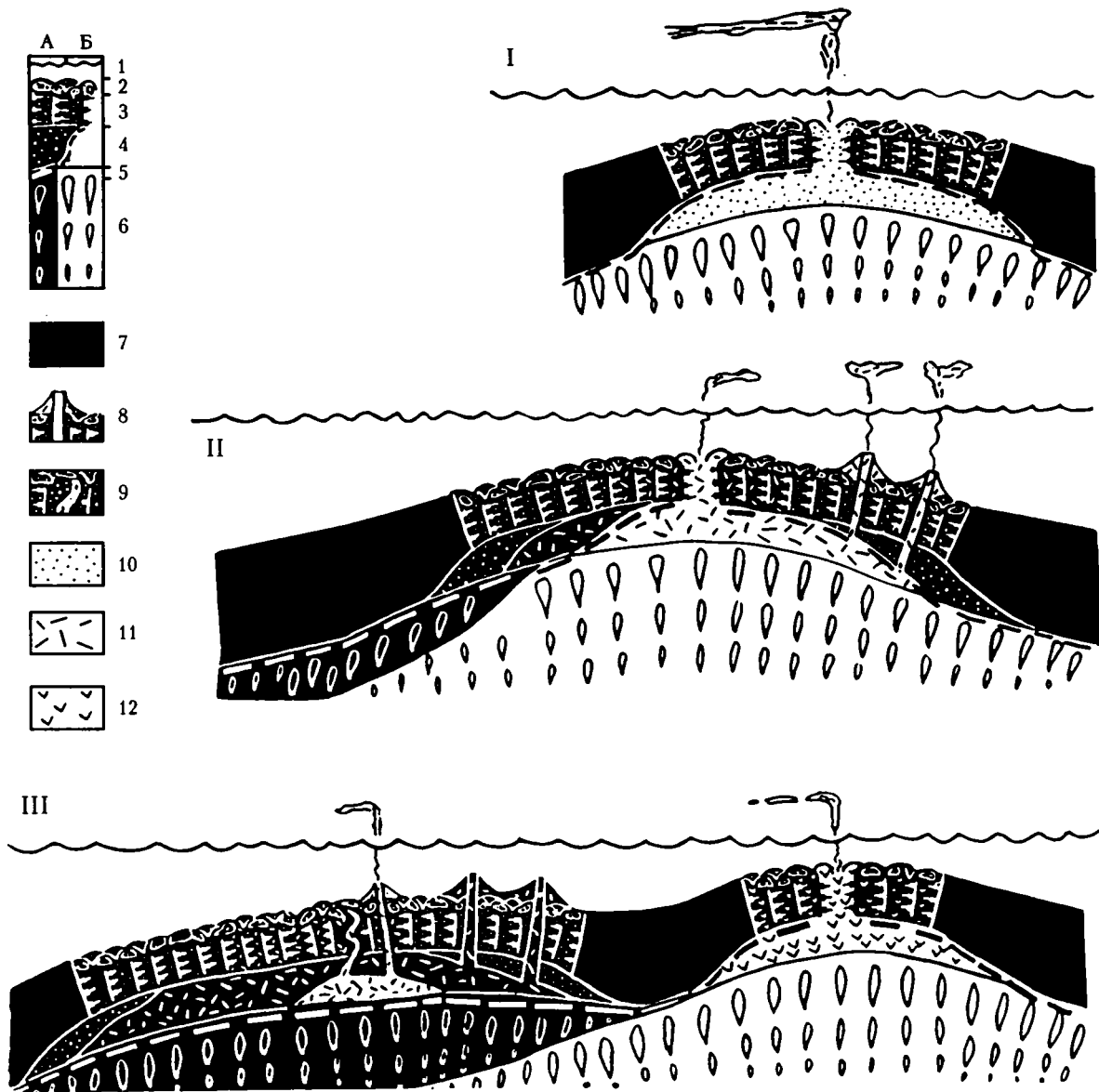
Актогайский спрединговый комплекс является наиболее представительным из всех подобных объектов Южно-Мугоджарских офиолитов. В силу этой причины, он более детально изучен и на его примере нам удалось разработать модель формирования океанической коры в зоне спрединга (рис. 3.36).

**Начальная фаза.** В спрединговом центре создаются условия для накопления базитового расплава во вторичных магматических камерах, приуроченных к верхам габбрового слоя. Геодинамические условия растяжения приводят к постоянному образованию трещин, через которые часть расплава уходит вверх и изливается в виде подушечных лав. Такая система магмовыведения достаточно динамична, так как расплав непрерывно обновляется новыми поступлениями магмы. На данной фазе развития спрединг характеризуется однообразными скоростными параметрами.

Флуктуации скоростей раздвигания нашли отражение в распределении мощностей магматических образований. Гистограмма их распределения состоит из двух явных совокупностей (рис. 3.20). Первая имеет близкое логнормальное распределение с модой 1.1 м. Сюда попадают все разорванные дайки, в том числе “фоновые”. Вторая совокупность объединяет неразорванные тела и имеет распределение, близкое к пуассоновому, максимум достигается при стремлении мощности даек к нулю и с ростом мощности (особенно при значениях больше 0.5 м) быстро падает. Такой характер распределения мощностей свидетельствует об однородной скорости раздвигания блоков коры на этапах формирования фоновых и миницентровых даек.

Предполагается, что пакетированные серии магматических образований создаются при дискретном и импульсивном растяжении. Для того, чтобы оценить частоту следования импульсов, необходимо знать условия раскрытия трещин. Существуют разные предположения, почему дайки разрываются. Согласно одной из них, центральная часть даек застывает длительное время [Быкова и др., 1988]. Сохранившаяся маловязкая средняя часть, располагающаяся примерно на равном удалении от уже кристаллизовавшихся эндоконтактных зон, позволяет без затруднений реагировать на очередной импульс раздвигания: магматическое тело расчленяется и его части расходятся в разные стороны, высвобождая пространство для внедрения очередной порции магмы. Такая модель позволяет легко объяснить сосуществование в комплексе полудаек и стандартных даек. При частых импульсах, когда времени недостаточно для полного застывания дайки, магматические тела разделяются на полудайки. При увеличении времени между импульсами создаются условия для полного и окончательного застывания дайки. В таком случае наиболее ослабленной зоной при импульсе раздвигания оказывается стык даек.

Иное объяснение предрасположенности даек к разрыву предложено В.В. Коптевой и В.Г. Ка-



**Рис. 3.36.** Принципиальная схема формирования океанической коры в зоне спрединга

1 – вода; 2 – комплекс сформированных (А) и формирующихся (Б) подушечных лав; 3 – сформированный (А) и формирующийся (Б) комплекс “дайка в дайке”; 4 – кумулятивное габбро (А) и магматическая камера (Б); 5 – граница кора–мантия; 6 – деплетированная (А) и магогенерирующая (Б) мантия; 7 – океаническая кора; 8 – зоны флангового магматизма; 9 – дайки и вулканиты, формирующиеся из остаточной магматической камеры; 10–12 – условно выделенные этапы формирования коры: 10 – первый (I), 11 – второй (II), 12 – третий (III)

ныгиным [1987]. При окончательном застывании тела происходит тепловая “усадка” пород, которая совсем не обязательно должна фиксироваться зияющим разрывом, а лишь обозначаться зонами микротрещин. Это позволяет дайкам легко разделяться на части при возникновении импульса раздвиговых усилий. Вероятно, с “усадочными” микротрещинами связано усиление вторичных изменений диабазов даек, выраженное хлоритизацией, цеолитизацией и эпидотизацией их центральных частей. Сопrotивляемость к разрыву в “подготовленных” дайках меньше, чем в сты-

ках. Полагаем, что включение того или иного механизма разрыва даек определяется частотой импульсов спрединга. При коротких интервалах магматическое тело не успевает полностью застыть и благодаря этому легко разделяется на части, что подтверждается конкретными наблюдениями. При “горячем” разъединении стенки новой трещины могут остыть недостаточно, и тогда эндоконтактные зоны новообразованной дайки будут представлены мелкозернистым типом. Такие явления наблюдаются в конкретных обнажениях Восточного Актогая.

В результате такого квазистационарного геодинамического процесса формируются “фоновые” полудайки, а на поверхности изливаются лавы из аппаратов трещинного типа. Геодинамические условия растяжения приводят к тому, что по границе расплав – твердая кора проходит один из тектонических срывов, по которому непрерывно отодвигаются вновь образованные блоки океанической коры. Тектоническое скольжение приводит к магматической эрозии корневых фаций: разрушающиеся твердые породы цементируются расплавом, образуя специфические брекчии магматического происхождения. Фаза стабильно-равномерного спрединга существует сравнительно недолго. Ее продолжительность, видимо, не превышает двух–трех десятков тысяч лет.

Об этом можно судить по ряду предположений. В частности, делались попытки определения скорости спрединга, в условиях которого происходило формирование Шулдакских офиолитов. Она составляет примерно 5 см/год [Матвеевков, Хаин, 1984]. В таком случае Западно-Актогайская часть дайкового комплекса, имеющая латеральную мощность около 600 м, возникла за период порядка 10–12 тыс. лет. Известно, что это время одного, максимум двух, этапов магматической деятельности, соответствующих вулканизму рифтов современных океанов [Зоненшайн, Кузьмин, 1993].

Подтверждение продолжительности спредингового процесса, благодаря которому сформировалась рассматриваемая часть базальтового слоя, можно получить другим путем. Для Западно-Актогайского дайкового комплекса получена непрерывная палеомагнитная запись (см. раздел 3.1.4). Из нее выбран интервал с преобладанием “фоновой” генерации магматических тел при минимальном количестве “миницентровых” и наложенных даек (рис. 3.12). Однородное строение комплекса позволяет считать, что данный отрезок соответствует этапу формирования комплекса, происходившего в условиях равномерного спрединга. В таком случае полудайки “фоновой” генерации фиксируют последовательное развитие магмовыводящей системы одного спредингового центра. Следовательно, значения и направление характеристической намагниченности для каждого магматического тела представляют собой практически непрерывную запись поведения геомагнитного поля во времени.

Полученная последовательная запись геомагнитного поля, зафиксированная в диабазовых магматических тел Западного Актогая, свидетельствует о наличии, по крайней мере, двух инверсий геомагнитного поля за среднедевонский период. В пользу этого утверждения свидетельствует не только смена направлений векторов, но и падение палеонапряженности геомагнитного поля, оцененной по фактору  $Q_{nt}$ , на границах прямо и обратно намагниченных зон. Обнаружение инверсий является прямым подтверждением гипотезы Ф. Вайна и Д. Метьюза [Vine, Matthews, 1963] о взаимосвя-

занности процесса спрединга с полосовыми магнитными аномалиями.

Время длительности одного субхрона магнитной полярности принимается не менее нескольких тысяч лет [Палеомагнитология, 1982]. Следовательно, формирование 80 даек в Западно-Актогайском разрезе комплекса “дайка в дайке” проходило не более, чем за 5–10 тыс. лет, что примерно соответствует оценкам времени их образования по данным о пористости лав [Матвеевков, Хаин, 1984].

**Вторая фаза.** Ее начало связано с появлением миницентровых серий даек (рис. 3.36.). Их нижняя часть представлена пластинообразными телами, по своей морфологии соответствующими силам. Такая система магмовыведения приводит к образованию комплексов симметричного строения: дайки разделены пополам, количество полудак с разной ориентацией закалок одинаково. Количество даек в таких миницентрах не превышает 1–2 десятков. Завершение действия миницентра фиксируется “центральной” дайкой. Миницентровая фаза продуцирует отдельные вулканические постройки центрального типа.

Анализ соотношений дайковых генераций с помощью методики условного совмещения и изъятия магматических тел позволил установить относительное положение палеоцентров спрединга и их перескакивание. Так, в Западно-Актогайском комплексе устанавливаются две палеооси. Первая (N) продуцировала “фоновые” полудайки на западном фланге, следующая, более поздняя (N+1), находилась восточнее на 35 км (рис. 3.19). Подобные смещения зон магмовыведения под названием “джампинг” впервые установлено в Исландии [Saemundsson, 1967]. Позднее аналогичное геодинамическое явление было обнаружено в Срединно-Атлантическом хребте [Riffaud, Le Pichon, 1976] и в рифте Красного моря [Зоненшайн и др., 1981], где амплитуды “джампинга” составляют от 8–10 до 50–60 км.

Для второй фазы характерно проявление сдвиговой компоненты. Установленная по характеру структурного рисунка сдвиговая компонента проявляется именно на этом этапе.

**Заключительная фаза.** Она соответствует окончанию активной спрединговой деятельности. В это время продуцируются дайки третьей генерации, черпающие магму из остатков вторичных магматических камер. Исследования флюида привели к предположению, что отсутствие восстановленных газов в поздних диабазовых объясняется дренированием. Это означает, что на заключительной фазе развития спредингового центра магмовыведения трещины некоторое время остаются зияющими. Видимо, им соответствуют гьяры, установленные в современных океанических рифтовых системах, а в палеоспрединговых комплексах – нептунические дайки. Лавы на заключительной фазе практически не образуются, за исключением вулканических аппаратов “стожкового” типа.



Следующая палеорифтовая система (N+1) формируется по аналогичному сценарию.

Начальные фазы последующих раздвиговых центров могут сопровождаться формированием габбровых массивов. При этом габбро внедряются в высокие, не характерные для них горизонты дайкового комплекса, где застывают в виде массивов типа Шулдакского. Повышенная тепловая активность, вызванная появлением мощной порции расплава в верхних горизонтах коры, приводит к амфиболизации части дайковой серии из предыдущего палеоцентра и самого габбро. Эти преобразования, скорее всего, связаны с глубокой циркуляцией морской воды по трещинам. Геологические наблюдения, а также петромагнитные и петрографические исследования свидетельствуют о том, что амфиболизация была практически синхронна процессу формирования габбро.

В процессе созидания океанической коры происходят тектонические нарушения, существенно осложняющие ее строение. К числу подобных дислокаций относятся листрические сбросы, возникающие после отмирания зоны магмовыведения.

\* \* \*

Анализ геодинамических аспектов формирования палеоспрединговых структур Южных Мугоджар позволил сделать ряд выводов.

1. Отличительной чертой рассмотренных палеоспрединговых фрагментов базальтового слоя Уральского палеоокеана является полное насыщение высвобождающегося при растяжении про-

странства магматическими образованиями, характеризующими *концентрированный тип* спрединга. В нем преобладают линейные движения, создающие соответствующий морфоструктурный образ, особенно отчетливо проявляющийся в строении дайкового комплекса. Линейность осложняется влиянием сдвиговой компоненты.

2. Общая направленность к затуханию спрединговой деятельности сопровождается слабым нарастанием процессов кристаллизационной дифференциации, что подтверждается петрохимическими, петромагнитными и термобарогеохимическими данными.

3. Сохранившийся в структуре Западно-Мугоджарского синклиория фрагмент коры Уральского палеоокеана формировался в тропических широтах Северного полушария примерно на расстоянии в 1–1.5 тыс. км от северной (в современных координатах – восточной) окраины Восточно-Европейской континента. Ось палеоспрединга была субширотной и примерно параллельной краю Восточно-Европейского континента.

4. Минимальный отрезок времени, необходимый для формирования Шулдакского фрагмента Южно-Мугоджарских офиолитов, составил примерно 10–12 тыс. лет, что подтверждается существованием как минимум двух инверсий геомагнитного поля, записанных в породах дайкового комплекса. Их обнаружение в породах среднепалеозойского спредингового комплекса доказывает тождественность процессов формирования девонской палеоокеанической коры и коры современных океанов.

## Глава 4

# Палеоспрединговые комплексы Южного Тянь-Шаня\*

### 4.1. Офиолиты Туркестано-Алайского хребта

Территория, занятая Туркестано-Алайской системой горных хребтов, входит в состав герцинид Южного Тянь-Шаня. Она принадлежит к числу тех классических районов, где установлено покровно-складчатое строение [Поршняков, 1973; Буртман, 1976; Буртман и др., 1974; Куренков, 1983; Клишевич, 1978; Клишевич, Поршняков, 1983; Бакиров и др., 1984 а,б; Ненахов, 1988; Ненахов и др., 1992; Яблонская, 1985].

Северным ограничением Туркестано-Алайских структур служит протяженный Южно-Тянь-Шаньский (Южно-Ферганский) офиолитовый шов, имеющий субширотное простирание. На меридиане г. Ош он круто отворачивает на северо-запад, а затем, после петлеобразного изгиба (Ферганская сигмоида), срезается Таласо-Ферганским сдвигом.

Южнее офиолитового шва располагается система тектонических покровов и чешуй, надвинутых на параавтохтон, сложенный карбонатными и терригенными комплексами пассивной окраины Алайского микроконтинента (рис. 4.1). Аллохтонный пакет состоит из образований континентального склона, его подножий, океанических структур, глубоководных некомпенсированных прогибов, а также глаукофансодержащих зеленых динамометаморфических сланцев. Водораздельная часть горной системы представлена карбонатными отложениями Алайского микроконтинента, пронизанными значительным количеством гранитоидных интрузий ( $C_3$ -P).

В южной части, в пределах северных склонов Алайской долины, отложения Алайского микроконтинента надвинуты на терригенные и кремнистые образования континентального склона и некомпенсированных прогибов, представляющие собой фрагменты наиболее южного бассейна осадконакопления [Белов и др., 1988].

#### 4.1.1. Геологическая характеристика

В современной структуре герцинид Туркестано-Алая офиолиты развиты в виде небольших по площади фрагментов, входящих либо в сутуру Тур-

кестанского палеоокеана, либо в покровно-складчатую систему региона (рис. 4.2). Практически повсеместно они находятся в крайней степени тектонизации и превращены в разного рода серпентинитовые меланжи. В первую очередь это касается офиолитов, входящих в состав Южно-Тянь-Шаньского офиолитового пояса, где лучшим примером является Канский фрагмент полимиктового меланжа [Макарычев, Висьневский, 1973; Макарычев, Куренков, 1974; Куренков, 1983].

Среди тектонических покровов и чешуй наблюдаются офиолитовые ассоциации в ненарушенном или слабонарушенном состоянии. К их числу относятся аллохтонные пластины Киргизатинской, Ходжагаирской и Сарталинской структур (рис. 4.2).

**Киргизатинские офиолиты.** Киргизатинский офиолитовый аллохтон располагается в зоне Высоких предгорий Алайского и Кичик-Алайского хребтов (междуречье рек Абшир и Ак-Буура), участвуя в строении крупной Охнинско-Талдыкской синформы, на крыльях которой выходят подстилающие тектонические пластины, представленные олистостромовым комплексом и толщами глинистых граптолитовых сланцев силурийского возраста (рис. 4.1). Офиолиты тектонически перекрываются аллохтоном зеленых метаморфических сланцев. Весь пакет пластин залегает на палеозойских карбонатно-терригенных отложениях параавтохтона. Шарьирование происходило в узком интервале времени и закончилось к позднемосковскому веку, т.е. еще до начала складчатости. В орогенный этап аллохтонный и автохтонный комплексы были смяты в линейные складки и перекрыты молассами верхнего палеозоя ( $C_2$ -P), являющимися неавтохтоном. Орогенез сопровождался внедрением крупных гранитных массивов, примером которых служит Кичикалайский батолит ( $C_3$ -P).

Разрез Киргизатинской синформы последнее время трактовался как стандартный и во многом сходный с офиолитами других складчатых областей [Куренков, 1983]. Предполагалось, что в его основании залегает меланжированный меланократовый фундамент, выше которого следует "слой", представленный дайковым комплексом (типа "дайка в дайке") и переходящий в мощные лавовые толщи с тонкими линзовидными горизонтами кремнистых образований.

\* Глава написана при участии Д.М. Печерского.

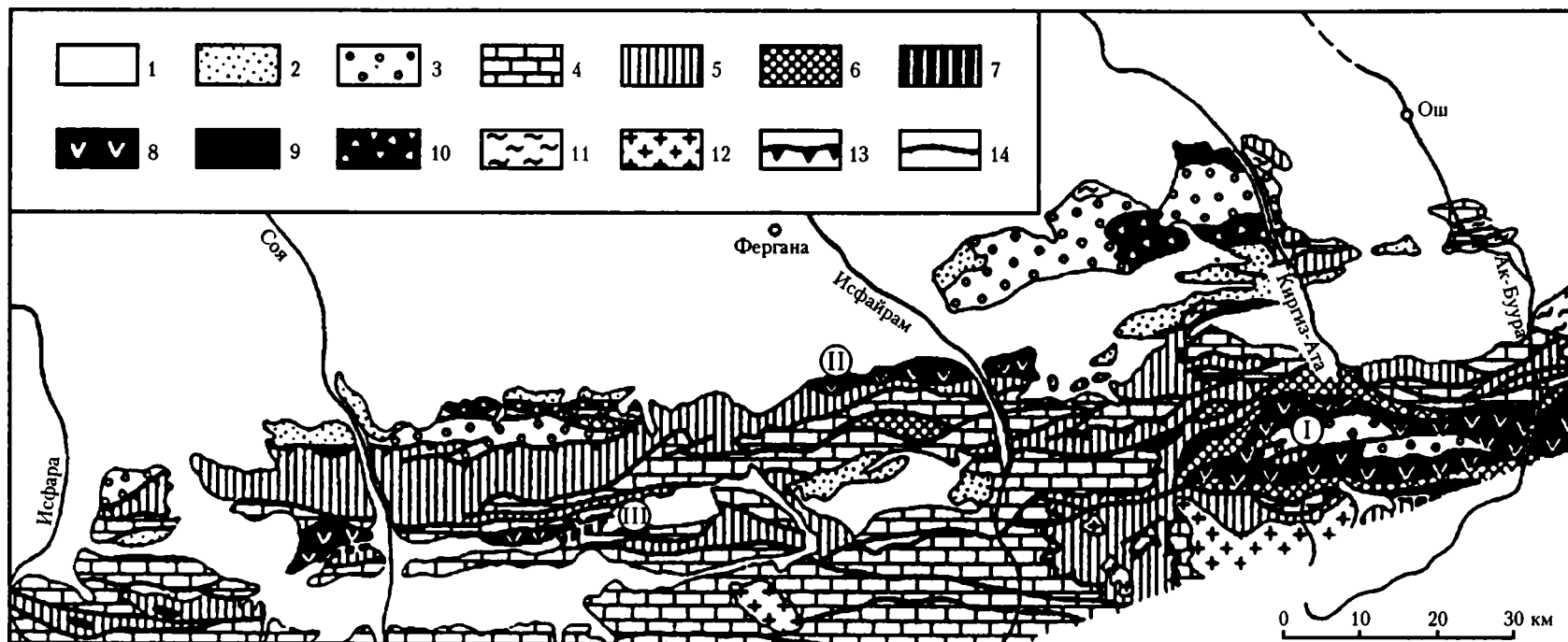


Рис. 4.1. Схема геологического строения северной части герцинид Туркестано-Алая

1, 2 – отложения: 1 – кайнозойские, 2 – мезозойские; 3 – неоавтохтонные образования – конгломераты, песчаники, алевролиты ( $C_2-P$ ); 4–6 – параавтохтонные образования: 4 – шельфовые отложения – известняки, доломиты ( $S-C_1$ ), 5 – отложения континентального склона – песчаники, алевролиты, аргиллиты ( $S-C_1$ ), 6 – олистостромовые комплексы – конгломерато-брекчии с олистолитами ( $C_{1-2}$ ); 7–10 – образования океанической коры Туркестанского палеоокеана: 7 – расслоенный комплекс – дуниты, гарцбургиты, габбро ( $V-E?$ ), 8 – базальтовый слой – дайковый комплекс, подушечные лавы и ассоциирующие с ними осадочные отложения ( $O-C_1$ ), 9, 10 – серпентинитовый меланж (9 – моно- и олигомиктовый, 10 – полимиктовый); 11 – метаморфические динамосланцы; 12 – коллизионные гранитоиды ( $C_3-P$ ); 13 – крупные надвиги; 14 – крутые разломы

I–III – офиолитовые аллохтоны: I – Киргизатинский, II – Ходжагаирский, III – Сарталинский

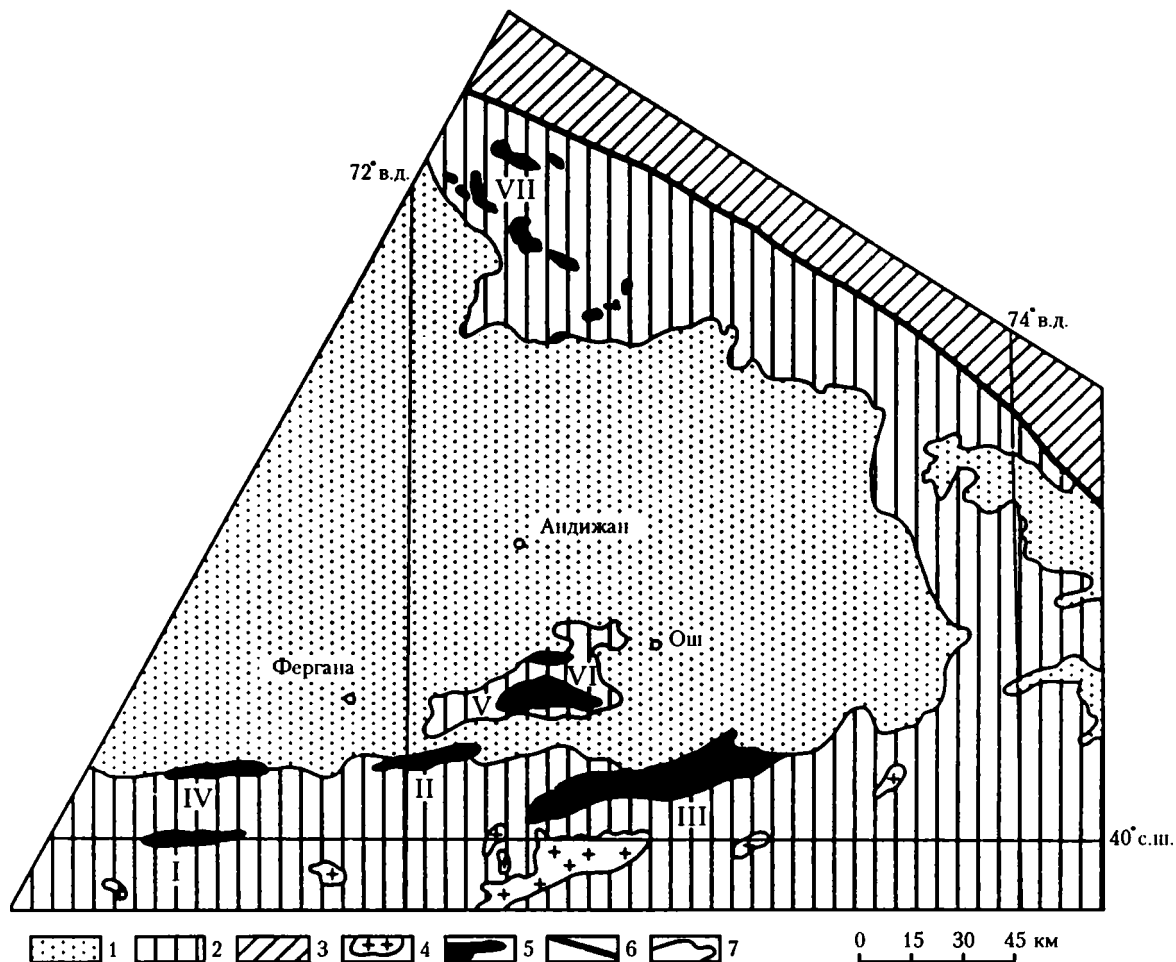


Рис. 4.2. Схема расположения офиолитовых фрагментов в герцинидах Южного Тянь-Шаня  
 1 – мезозойско-кайнозойские отложения; 2, 3 – покровно-складчатые структуры: 2 – герцинид Южного Тянь-Шаня, 3 – каледонид Северного и Среднего Тянь-Шаня; 4 – коллизионные гранитоиды; 5 – фрагменты офиолитовых комплексов; 6 – Таласо-Ферганский сдвиг; 7 – геологические границы  
 I–VII – офиолитовые фрагменты: I – Южно-Сарталинский, II – Ходжагаирский, III – Киргизатинский, IV – Канский, V – Карачатырский, VI – Северо-Сарталинский, VII – Северо-Восточно-Ферганский

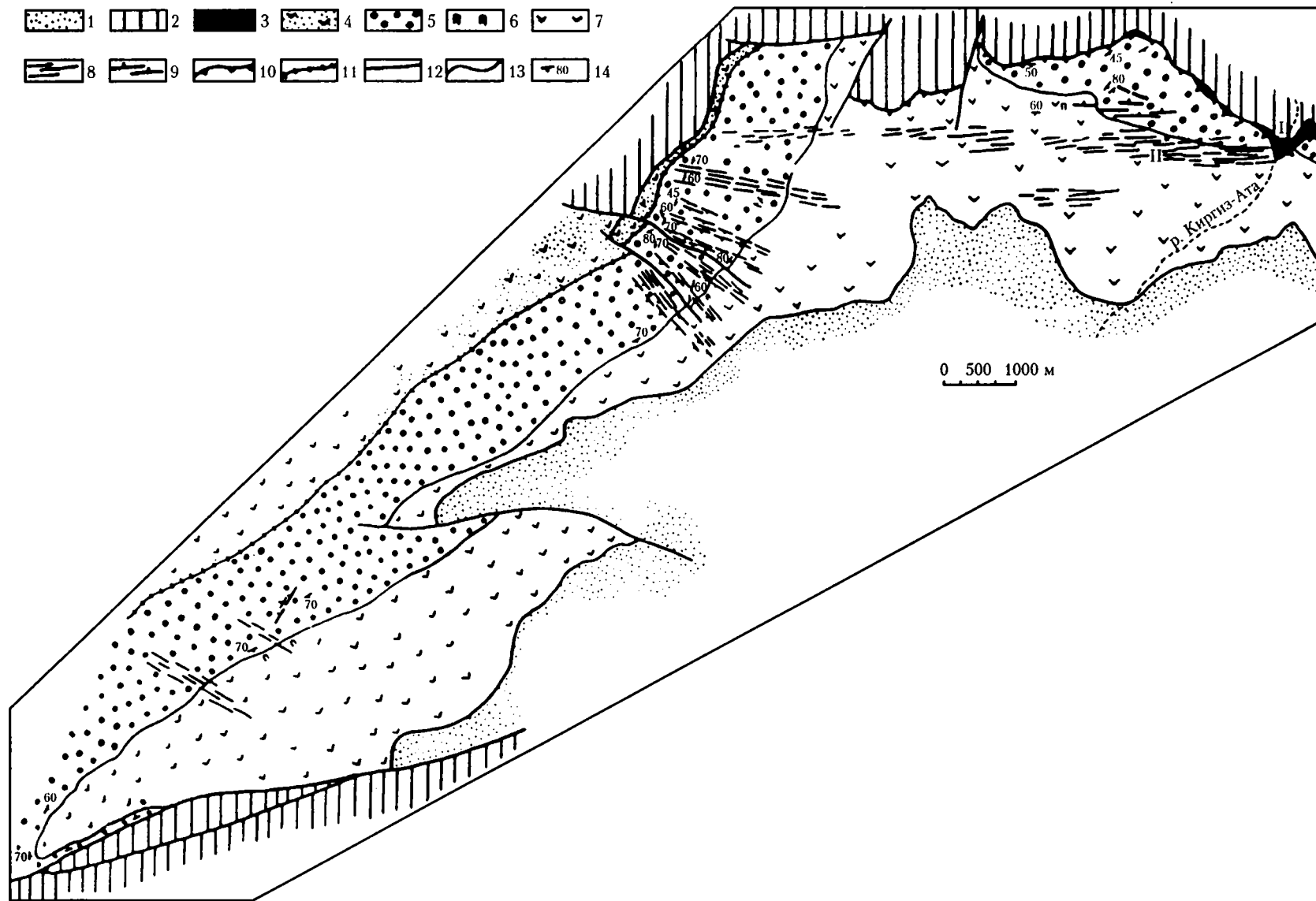
Детальные исследования, проведенные авторами монографии, показали, что внутреннее строение офиолитового аллохтона много сложнее (рис. 4.3). В наиболее полном виде разрез Киргизатинских офиолитов представлен чередованием следующих структурно-вещественных образований (снизу вверх, рис. 4.4).

**Серпентинитовый меланж.** Тектонические линзы меланжа повсеместно приурочены к ограничивающему покров надвигов. В крупных чешуях, таких как Шамшалинская, сосуществуют блоки серпентинизированных дунит-гарцбургитов, кумулятивных габбро-норитов, амфиболовых габбро, диабазов, кремнистых пород и подушечных базальтов (рис. 4.5). Мощность меланжа в тектонических линзах может достигать первых сотен метров.

**Нижняя тектоническая пластина.** Она устанавливается в верховьях левых притоков р. Чачме и в бассейне р. Чиле (рис. 4.4).

Мощность, м

1. Вулканогенно-осадочная толща, в нижних горизонтах которой широко распространены подушечные и трубчатые лавы. Средние размеры труб и подушек колеблются от 0.3 до 1.2 м в диаметре. По составу преобладают пироксен-плагиоклазовые базальты коричневатого-черного цвета со стекловатой закальной коркой в обрамлении подушек. Их зональность часто подчеркивается характерным расположением миндалин или вариолитовых обособлений. Основная масса пород тонкозернистая, базальтовая. Лавы имеют относительно свежий облик без явных следов зеленокаменных изменений. Лавы чередуются с линзовидными прослоями известняков рифоидного облика, в которых обнаружены экземпляры *Neopanderodus* sp. ниже-среднедевонского возраста (здесь и далее определения В.А. Аристовой) ..... 80

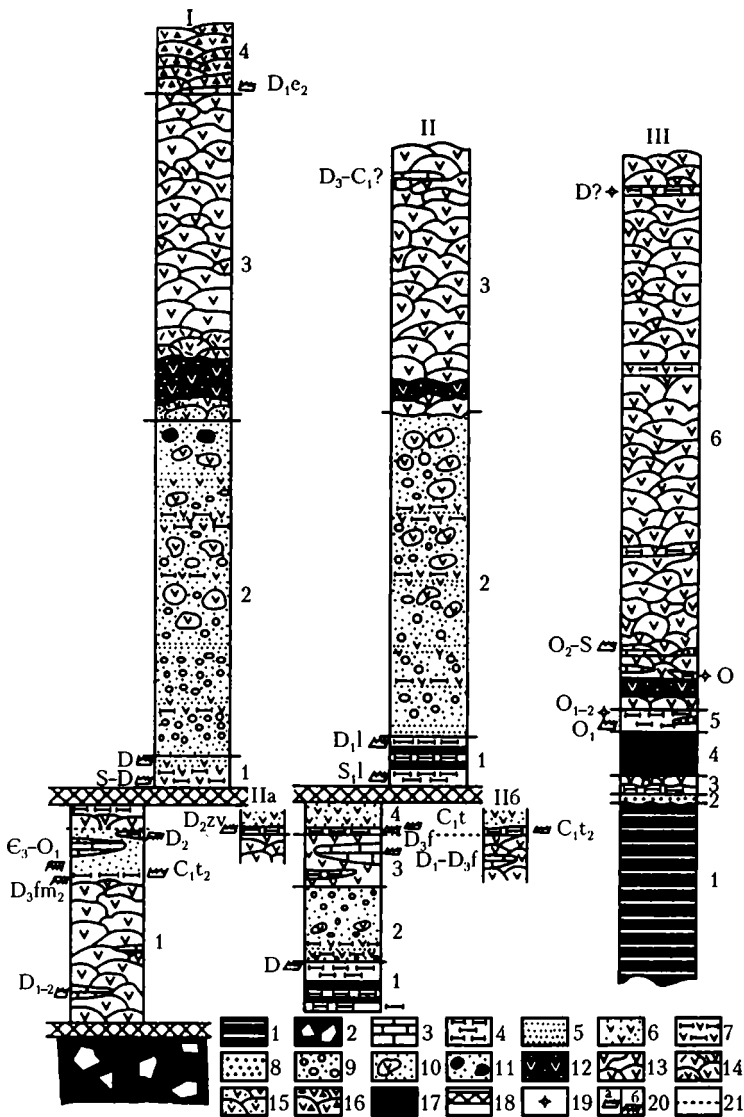


**Рис. 4.3.** Схема геологического строения Киргизатинской синформы

1 – моласса ( $C_2 m_2-C_3$ ); 2 – параавтохтон ( $S-C_1$ ); 3 – серпентинитовый меланж; 4 – лавы с рифоидными известняками ( $D_1-C_1$ ); 5 – гиалокластиты ( $D_{1-2}$ ); 6 – перидотиты; 7 – подушечно-трубовые лавы ( $S-D_3$ ); 8 – дайковые рои; 9 – то же, наклонные; 10 – надвиги; 11 – зона катаклизмов; 12 – разломы; 13 – геологические границы; 14 – элементы залегания

**Рис. 4.4.** Корреляция сводных разрезов офиолитовых аллохтонов – Киргизатинского (I), Ходжагаирского (II), Сарталинского (III)

1, 2 – комплекс пород меланократового основания: 1 – ненарушенный, 2 – меланжированный; 3–8 – осадочные отложения: 3 – карбонатные, 4 – кремни, 5 – кремнистые песчаники, кремнистые алевролиты, 6 – туфопесчаники, 7 – туфосилициты, 8 – офиолитокласты; 9–11 – пульверизационные гиллокластиты: 9 – мелко- и среднегалечные, 10 – валунные, 11 – с примесью ультраосновного материала; 12–16 – эффузивные образования: 12 – пикриты, 13–16 – подушечно-трубовые лавы (13 – базальты, 14 – порфириты, 15 – оливиновые базальты, 16 – лавобрекция основного состава); 17 – дифференцированные силлы; 18 – катаклазиты; 19, 20 – места находок микрофауны: 19 – радиоларий, 20 – конодонтов (а – найденные in situ, б – переотложенные); 21 – тектонические нарушения



**Рис. 4.5.** Полевая зарисовка серпентинитового меланжа в Шамшалинской тектонической линзе (правобережье р. Киргизата, в 0.5 км выше устья руч. Окшотмоджайлоу)

1 – олистостромы (конгломерато-брекчии –  $C_{1-2}$ ); 2 – массивные известняки ( $D_2?$ ); 3 – глинистые сланцы (пульгонская свита  $S_{1-2}$ ); 4 – подушечные базальты; 5 – родингиты; 6, 7 – тектонизированные серпентиниты: 6 – разлинзованные и развальцованные, 7 – катаклазированные; 8 – границы современных отложений

2. Толща, сложенная переслаивающимися горизонтами кремней, известняков, алевролитов, песчаников и конгломератов с кремневой галькой. В них обнаружены разнообразные комплексы конодонтов: в яшмовидных кремнях – *Gnathodus delicatus*, *G. cuneiformis*, *G. cf. texanus*, *Polygnathus communis* Br. et Mehl. – турнейский ярус нижнего карбона; в кремневой гальке из конгломератов: *Polygnathus* ex gr. *linguiformis* Hinde – средний девон, *Pseudopolygnathus nodomarginatus* Brans. – верхнефаменский подъярус верхнего девона, *Palmatolepis foliacea* Young, *P. cf. subrecta* Mill. et Young – франкий ярус верхнего девона, *Bispathodus stabilis* (Br. et Mehl.) – верхнефаменский подъярус верхнего девона – турнейский ярус нижнего карбона, *Furnishina* sp., *Oistodus* sp. – верхний кембрий – нижний ордовик. Всю толщу следует считать фамен-турнейской с переотложенным раннепалеозойским комплексом ..... 35

3. Лавовая толща, в нижних горизонтах – с преобладанием осадочных прослоев. Лавы

имеют отчетливое подушечно-трубовое сложение, средний размер вулканических труб достигает 2 м. В линзе известняков, располагающейся среди кремнистых алевролитов, обнаружены: *Polygnathus gronbergi* Klap. et Johns, *Icriodus steinachensis* Al-Rawi, *I. sp.* – эмский ярус нижнего девона ..... 75

4. Пачка красных яшмовидных кремней и кремнистых алевролитов, в средней части которых выделены *Icriodus brevis* Stauff. живетского яруса среднего девона.

Общая мощность разреза нижней тектонической пластины может достигать 600–800 м. Детальное изучение показало, что в разрезе нарушена стратиграфическая последовательность скорее всего благодаря тектоническому счешуиванию. Сами надвиги, отчленяющие среднюю толщу от остальной части разреза, непосредственными наблюдениями на местности установить не удалось из-за недостаточной обнаженности.

**Зона катаклазитов.** Судя по изредка наблюдающимся свежим реликтам базальтов и кремнисто-терригенных пород, можно предполагать, что они служили теми отложениями, по которым катаклазиты образовались. Среди катаклазитов полностью отсутствуют признаки серпентинитового материала. Мощность 100–500 м.

**Верхняя тектоническая пластина.** Она имеет не менее сложное внутреннее устройство (рис. 4.4).  
Мощность, м

1. Кремнистая толща, представляющая собой чередование туфопесчанников и туфоалевролитов с силицитами. Толща обладает признаками турбидитного происхождения. Ее основание теряется в катаклазитовом разломе, либо в зоне меланжа. В нижних горизонтах видимой части разреза ранее установлены радиоларии силурийского облика [Куренков, 1983]. Примерно в 25 м от нижней тектонической границы обнаружены конодонты: *Ozarkodina* ex gr. *sannetanni*?, *Belodella* sp. девонского возраста. Выше них (50 м) выделены: *Icriodus* sp. *Polygnathus* sp. также девонского возраста ..... 100–120

2. Гиалокластит-осадочная толща, имеющая многочленное строение. Она залегает на подстилающих кремнистых отложениях без следов несогласия.

2а. Гиалокластиты с вулканомиктовой песчаной матрицей. Обломки представлены округлыми фрагментами афировых лав, в разной степени насыщенных миндалинами и вариолями. Реже встречаются порфиновые пироксеновые и плагиоклазовые миндалекаменные базальты. По размерности преобладают мелко- и среднегалечные фракции. Пачка включает в себя горизонты мощностью первые метры ритмично-слоистых туфосилицитов с признаками турбидитности ..... 300–350

2б. Гиалокластиты, в которых преобладают мелкоглыбовые и валунные фракции. В них преобладают отдельные части ба-

зальтовых подушек (секторы) и редко встречаются целые подушки. По составу обломочный материал аналогичен материалу пачки 2а. Песчаники, распадающиеся гиалокластиты, образуют пласты до 3 м мощностью. Они представлены перемытыми гиалокластитам и базальтами с примесью силицитового материала ..... не менее 250

2в. Гиалокластиты, которые от нижележащих пород отличаются появлением угловатых обломков афировых базальтов, часто миндалекаменных. В некоторых местах (левый борт долины р. Чиле) отмечается появление округлых обломков пикритовидного состава, приуроченных к самым верхним горизонтам гиалокластитов. Встречают разрез туфосилицитовые гравититы (12 м) ..... 250–300

Как правило, гиалокластит-осадочную толщу относят к туфогенным отложениям яшмовой свиты ниже-среднедевонского возраста. Впервые на существование роль гиалокластитов в составе яшмовой свиты, в том числе ультраосновной, обратила внимание Л.Н. Котова [1975, 1977]. Позднее детальным изучением гиалокластитов занималась В.В. Коптева, которой удалось, в частности, обнаружить остатки вулканического аппарата [1987].

3. Пикрит-базальтовая толща, которая повсеместно без видимых следов несогласия наращивает подстилающую гиалокластит-осадочную толщу (рис. 4.3). Пикрит-базальтовая толща состоит из нескольких пачек.

3а. Нижняя пачка, характеризующаяся преобладанием пироксен-плагиоклазовых и плагиофировых базальтов, сменяющихся по латерали линзами их оливиновых разновидностей. Распределение фаций по площади неравномерно. Имеются участки (левобережье р. Чачме), где преобладают лавы пикритового состава, также слагающие тела линзовидной формы (рис. 4.6). Эффузивные гипербазиты представлены пикритами и меймечитоподобными породами. Нередко они обладают микроспинифекстурными [Михайлов, Баранов, 1981; Куренков и др., 1988], что позволяет их отнести к коматиитам, сходным с таковыми, описанными в офиолитах Греции [Paraskevopoulos, Eoioimou, 1986]. Лавы, в том числе ультраосновные, обладают прекрасно выраженной морфологией подводных излияний. Средние размеры подушек и труб составляют 0.5–0.8 м в диаметре, но могут достигать 1.5–2.0 м. Эти формы, как правило, отличаются плотной упаковкой, а небольшой объем имеющегося пространства заполнен десквамационной гиалокластикой, обычно представленной разложенным сидеромелановым стеклом. В немногочисленных случаях в межподушечных пространствах меймечитоподобных лав наблюдаются обожженные карбонатные образования. Границы между пикритами и оливиновыми базальтами, как правило, “размазаны”. В конкретных обнажениях



0 140 м

- 1 2 3 4 5  
6 7 8 9 10

Рис. 4.6. Схема геологического строения левобережья р. Чиле

1 – четвертичные отложения; 2 – гиалокластиты; 3 – подушечные перидотиты; 4 – гиалокластиты ультраосновного состава; 5 – подушечные базальты; 6 – гипабиссальные перидотиты; 7 – линзы известняков; 8 – единичные дайки; 9 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые; 10 – элементы залегания

выявляется перемежаемость труб и подушек, состав которых варьирует от меймечитов до базальтов. Нередки случаи, когда закальная корка труб представлена меймечитоподобными породами, а центральная часть – оливиновыми базальтами. Наблюдаются также трубы с обратными соотношениями. Мощность пикритовых лав в максимальных разрезах не превышает нескольких десятков метров ..... 200–300

3б. Пачка подушечно-трубовых лав монотонного состава с преобладанием мелкопорфировых базальтов с афанитовой основной массой. Нередко встречаются миндалекаменные разности. В ряде мест наблюдается интенсивное зеленокаменное изменение ..... 150–200

3в. Пачка подушечно-трубовых лав, отделяющаяся от нижележащих горизонтов пульверизационно-десквамационной гиалокластики (1.5–3.0 м). Состав лав во многом идентичен подстилающим. В верхней части пачки наблюдается увеличение количества и мощности (10–15 м) гиалокластитовых прослоев ..... 500

4. Лавобрекчиевая толща, установленная на левом борту долины р. Киргизата (в 3 км выше кишлака Шамшалы). В ее видимом основании наблюдаются линзовидные прослои (1.0–2.0 м), сложенные кристаллическими известняками красновато-коричневого цвета, в которых выделен комплекс конодонтов: *Polygnathus costatus patulus* Klap., *P. serotinus* Telf., *Panderodus semicostatus* Ziegl. et Lind., *Belodella triangularis* – эмский ярус нижнего девона

Южное крыло Киргизатинской синформы отличается от северного более сложным внутренним строением. В бассейне р. Киргизата с трудом удастся установить, что в составе офиолитового аллохтона тектонически перетасованы чешуи и пластины, сложенные разнообразными вулканогенно-осадочными образованиями.

Наиболее широко представлены толщи, в которых существенную роль играют рифоидные известняки девонского возраста. Крупные массивы ассоциируют с продуктами вулканических извержений: лавами, лавобрекчиями, туфами. Все они отличаются повышенной щелочностью и титанистостью. Крупные и мелкие детали строения толщи указывают, что она является частью палеоокеанической структуры, в которой были широко развиты вулканические поднятия типа гайотов и вулканических островов (seamounts). Мощность толщи в изученных фрагментах может достигать 2000–2500 м.

Внутренние тектонические границы не выходят за рамки аллохтона. Это означает, что тектоническое счешуивание произошло на ранних стадиях закрытия Туркестанского палеоокеана. Многокомпонентный комплекс был вовлечен единым геологическим телом в обдущивание и последующую складчатость.

**Дайковые и силловые комплексы.** Верхняя офиолитовая пластина, состоящая из фтанитовых, гиалокластит-осадочных и пикрит-базальтовых образований, вмещает в себя большое количество субвулканических магматических тел. Они объединяются в дайково-силловый комплекс, который нигде не пересекает зону катаклазитов и не проникает в нижние тектонические пластины (рис. 4.3).

Распределение даек по площади неравномерное. Отчетливо выделяются рои, в осевых частях которых дайки слагают 90 % объема, а вмещающие породы сохраняются в виде скринов небольшой мощности. В межроевых участках плотность даек падает до двух-трех тел на 100 м пространства.

Внутреннее устройство роев, особенно их осевых частей, однотипно. Детальнее других изучен Шамшалинский рой, располагающийся на левобережье р. Киргизата (рис. 4.7 и 4.8). Он сложен субвертикальными телами широтного простирания (от 85° до 100°), формирующими комплекс типа “дайка в дайке”. Среди магматических тел выделяется, по крайней мере, три генерации. Ранняя сложена пикритовыми диабазами с порфировой структурой. Вкрапленники сложены оливином (10–15 % породы), плагиоклазом (3–5 %), клинопироксеном (5–10 %). Структура основной массы офитовая, отдельные участки такситовые. Магматические тела первой генерации слагают пассивные дайки, мощность которых может достигать 8–10 м.

Вторая генерация представлена дайками и полудайками, сложенными габбро-диабазами и диабазами, обычно с мелкопорфировыми вкрапленни-



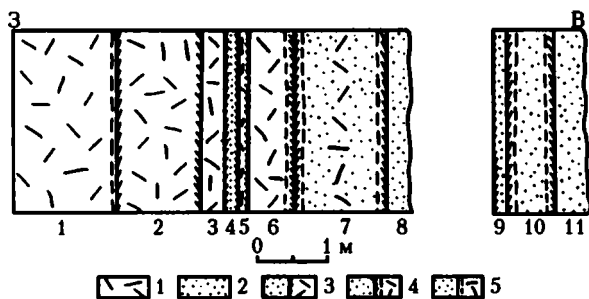


Рис. 4.7. Схема строения фрагмента разреза комплекса типа "дайка в дайке" (Шамшалинский рой)

1 – перидотиты; 2 – диабазы; 3 – эндоконтакты; 4 – эндоконтакты с мелкозернистой оторочкой; 5 – порфириты

ями, которые выполнены оливином, плагиоклазом и клинопироксеном. Основная масса породы имеет офитовую структуру и сложена клинопироксеном, плагиоклазом, рудным минералом и стеклом, полностью замещенным смектитом. Рассматриваемые тела имеют мощность до 5.0–6.0 м. Их центральные части хорошо раскристаллизованы, мощные эндоконтакты (до 30 см) представлены мелкозернистыми разностями диабазов. Вмещающими являются гиалокластиты и лавы, а также пассивные тела пикритовых диабазов. Обычно образования второй генерации слагают серии типа "дайка в дайке", насчитывающие до 10–12 тел в одном пакете (рис. 4.8).

Дайки поздней (третьей) генерации сложены афировыми и порфировыми диабазами. Первые представляют собой мелкозернистую кристаллическую породу с офитовой структурой. Порфировые выделения в соответствующих диабазах составляют не более 1–2 % объема породы и сложены плагиоклазом и пироксеном. Основная масса имеет офитовую структуру.

В составе Шамшалинского роя наблюдаются единичные магматические тела сложного строения. В них тонкозернистые породы эндоконтактов (5–10 см) постепенно переходят в афировые диабазы (до 0.5 м),

которые, в свою очередь, замещаются порфировыми диабазами (до 1.5 м), слагающими центральную часть даек. Их полная мощность может достигать 3.5 м. Микроскопическое изучение показало, что породы краевых зон имеют порфиroidную и офитовые структуры основной массы. Фенокристы составляют 1–2 % породы и представлены призматическими кристаллами плагиоклаза и оливина. Центральная часть сложена порфировыми диабазами, структура и минеральный состав которых идентичны диабазам второй генерации.

Поздние дайки, как правило, располагаются изолированно, отделяясь друг от друга скринами лав и гиалокластиты, а также дайками первой генерации. Очень редко они слагают пакеты типа "дайка в дайке", обычно состоящие всего из нескольких тел.

Распределение генераций внутри роя закономерно: пассивные дайки пикритоидного состава располагаются только в осевой части роя. Более широкий ареал распространения имеют тела второй генерации. Тела поздних внедрений выходят не только на фланги роя, но и в межрочевые пространства.

Состав и строение магматических тел в других роях отличается от таковых Шамшалинского детализации. Исключения составляют дайки и полудайки габбро, развитые среди гиалокластит-осадочной толщи. Центральные части этих тел (4–5 м) сложены крупнозернистыми пироксен-плагиоклазовыми породами с габброидной структурой, иногда обладающей элементами такситовости. Нередко наблюдаются крупные (до 3 см) вкрапленники плагиоклаза, создающие у пород порфиroidный облик. Эндоконтактные зоны (до 30–40 см) сложены габбро-диабазами. В самых краях (4–5 см) иногда возникают плагиопорфиroidные мелкозернистые диабазы. Тела такого состава приурочены к центральным частям роев и слагают пакеты типа "дайка в дайке". Габброидные дайки исчезают, как только рой, их включающий, входит в поле развития лав. Столь отчетливая приуроченность к гиалокластике указывает, что в ней была скрыта специфика условий при внедрении базитовой магмы (повышенная водонасы-

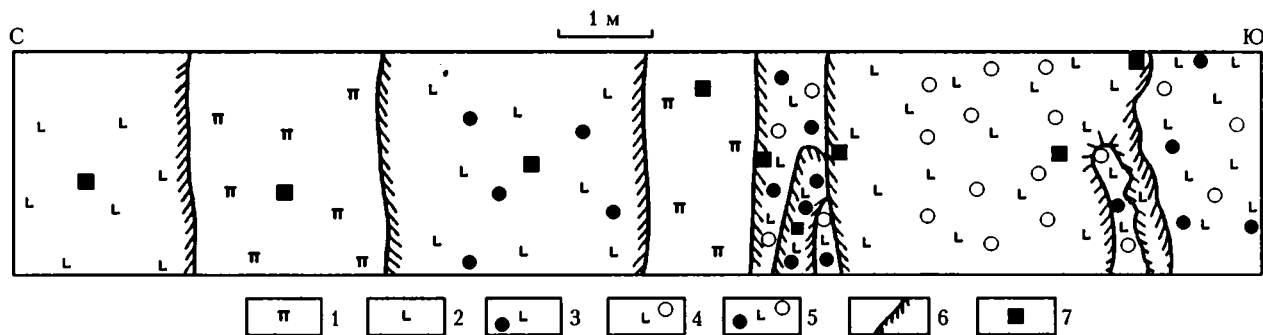


Рис. 4.8. Схема строения фрагмента разреза дайкового комплекса в Киргизатинских офиолитах (Шамшалинский рой)

1 – скрины пикритов; 2 – диабазы; 3 – диабазовые порфириты с вкрапленниками пироксенов; 4 – порфириты с полевошпатовыми вкрапленниками; 5 – порфириты с вкрапленниками пироксенов и полевых шпатов; 6 – границы даек с зонами закалки; 7 – точки отбора образцов

ценность?), благодаря чему создались возможности для медленной раскristализации в сравнительно узких и малообъемных полостях-трещинах.

Очевидно, что наблюдается полная корреляция между гомодромной последовательностью дайковых генераций и изменением состава лавового разреза: от пикритовидного к базальтовому. Кроме того, установлено, что по мере проникновения роев в верхние горизонты офиолитового разреза происходит их отчетливое "похудение", выражающееся в последовательном исчезновении даек ранних генераций.

Силлы в Киргизатинских офиолитах встречаются редко. Наблюдаются они в виде тел небольшой мощности (1.0–1.5 м) среди лавовых толщ. По составу они отвечают диабазам поздних генераций.

С пикритовыми лавами пространственно ассоциируют субвулканические тела, предположительно являющиеся силлами (рис. 4.6). К сожалению, однозначно установить их морфологию не позволяют условия обнаженности. Имеются признаки того, что данные тела являются реликтами переходных аппаратов между каналами магмовыведения и собственно лавами.

**Структурные особенности Киргизатинского аллохтона.** Элементы слоистости в гиалокластит-осадочный толщах, а также ориентировка вулканических труб-потоков показывают, что существует подобие простираний слоистости и границ выделенных толщ с простираниями надвигового ограничения. Например, в междуречье рек Киргизата – Капке надвиг обладает субширотными простираниями с падениями в южных румбах (30–60°). Весьма сходные залегания имеет гиалокластит-осадочная толща, прерывисто прослеживаемая вдоль северной границы аллохтона (рис. 4.3). В западном направлении (на левобережье р. Чачме) тектоническая граница аллохтона разворачивается до направлений 50–60° с падениями в восточных и юго-восточных румбах. Сходным образом ведут себя вулканогенная и гиалокластит-осадочная толщ. Эти наблюдения подтверждают мнения о послеобдукционных складчатых деформациях всего пакета шарьяжей.

При анализе внутреннего строения офиолитового аллохтона устанавливается, что катаклазитовая зона, разделяющая структурно нижнюю, вулканогенно-карбонатно-кремнистую, и более верхнюю, гиалокластит-лавовую толщ, как правило, является дискордантной по отношению к подошве аллохтона и нигде за его пределы не выходит (рис. 4.3). Эти данные, в совокупности со сведениями об отсутствии серпентинитового материала в составе катаклазитов, позволяют предполагать, что совмещение толщ произошло до начала главного этапа шарьяживания. В таком случае, катаклазиты представляют собой сохранившуюся зону древнего надвига, сформировавшегося, скорее всего, на ранних стадиях закрытия Туркестанского палеоокеана.

Важные выводы позволяют сделать наблюдения за изменениями ориентировок магматических тел внутри роев. В Шамшалинской группе

даек преобладают субширотные направления. Наряду с ними появляются тела, имеющие простирания 50–60° и падения в северо-западных румбах под углом 70–80°. Детальное изучение показало, что магматические тела разных простираний сливаются друг с другом через коленообразные перегибы. Следовательно, одновременно существовала сопряженная система трещин: генеральное направление – 90°, осложняющее – 50–60°, что, скорее всего, связано с влиянием сдвиговой компоненты.

В общем рисунке распределения дайковых роев вычитывается некоторая закономерность (рис. 4.3). С севера на юг простирания роев постепенно меняются от 90° до 15°. При этом также изменяется наклон даек от вертикального до углов 65–70° с падениями в южных румбах. Такие простирания и падения даек появляются вблизи северной границы офиолитового аллохтона.

В отличие от даек основных направлений, магматические тела с аномальными залеганиями интенсивно тектонически раздроблены и брекчированы. Нередко дайки превращены в будины, растащенные на расстояния в первые метры. Такая нарушенность скорее всего связана с усилением тектонических деформаций в принадвиговой части покрова, причем не столько в процессе шарьяживания, сколько при более поздних ретрошарьяжных оживлениях дизъюнктивных структур.

Таким образом, изучение лавового и дайкового горизонтов офиолитов Киргизатинской синформы свидетельствует о сложном спрединговом режиме их формирования. Распадение дайкового комплекса на отдельные дайковые рои указывает на рассеянный (диффузный) принцип распределения геодинамических усилий растяжения. Заметная роль при этом принадлежала сдвиговым усилиям. Анализ внутреннего строения Киргизатинской офиолитовой ассоциации показывает, что повторный спрединг накладывался на более древнюю океаническую кору, фрагменты которой сохранились в тектонических блоках серпентинитового меланжа.

**Ходжагаирские офиолиты (Учкургонские).** Они располагаются в междуречье рек Шахмардан и Абшир, занимая низкую часть предгорий Алайского хребта (рис. 4.1). Здесь широко развиты крутопадающие на юг сбросы и ретронадвиги, которые дезинтегрируют на отдельные фрагменты ранее сформированный пакет тектонических пластин. На Ходжагаирский офиолитовый аллохтон с юга надвинуты силурийские песчано-сланцевые образования терригенного меланжа, представляющие собой ретрошарьяженный фрагмент подстилающей тектонической пластины. В северном направлении офиолиты надвинуты на верхнепалеозойскую молассу, породы которой в лежащем крыле надвига нередко находятся в опрокинутом залегании [Бакиров и др., 1984б].

Офиолитовая ассоциация представлена двумя тектоническими пластинами. Наиболее слож-

ным оказался разрез той части аллохтона (общая мощность до 1000 м), которая занимает нижнее структурное положение (рис. 4.4).

Мощность, м

1. Видимое основание слагается пачкой темно-серых и черных кремней и фтанитоидов. Они расслоены единичными силами, внедренными в нижние горизонты кремнистой пачки. Здесь обнаружены *Polygnathus* sp., конический элемент рода *Icriodus*, свидетельствующие о девонском возрасте конденсированных кремнистых образований ..... до 80

2. Стратиграфически выше залегают пульверизационные гиалокластиты, содержащие редкие небольшой мощности (1–5 м) прослойки туфосилицитов с признаками турбидности ..... до 500

3. Гиалокластиты по отчетливому стратиграфическому контакту сменяются лавовой толщей, включающей в себя известняки рифоидного облика. По простиранию толща крайне неоднородна. В отдельных сечениях могут преобладать лавовые образования, практически лишенные осадочной компоненты. В других – появляются мощные рифоидные известняки, турбидитные образования склонов и подножий подводных поднятий, а лавы начинают встречаться в редуцированных количествах. Весь облик описываемой толщи свидетельствует о значительной роли внутриокеанических поднятий при ее формировании. В известняках на разных стратиграфических уровнях найдены конодонты: *Belodella resima* (Philip), *B. triangularis* (Stauf.), *Dvorakia* sp. Все перечисленные таксоны являются характерными обитателями рифовых или околорифовых обстановок. Возраст отложений по данному комплексу может определяться только в широком диапазоне: нижний девон – франский ярус верхнего девона ..... от 300 до 1500

4. Кремнисто-терригенные породы, нижняя часть которых представлена кремнисто-яшмоидными отложениями, характерного бордово-красного цвета, верхняя – туфопесчаниками и туфоалевролитами с плохо выраженной слоистостью, но специфического зеленовато-серого цвета ..... до 150

На правобережье р. Исфайрам (горы Сарыташ) в красных кремнях (16 м от основания) обнаружены конодонты: *Polygnathus* ex gr. *varcus* Stauf., *P. cristatus* Hinde, *Tortodus* sp. – живетский ярус среднего девона. Намного западнее, на правобережье руч. Ходжагаир, в тех же красных кремнях и яшмоидных собрана: в 0.1 м от контакта с лавами – *Polygnathus* cf. *politus* Ovn. – франский ярус (верхнефранский? подъярус) верхнего девона; в 1.7 м – *Polygnathus* sp., *Pandorinellina* sp. – девонского облика; в 2.9 м – *Palmatolepis* sp. – франский ярус верхнего девона; в 8.0 м – *Gnathodus* cf. *cuneiformis*, *Bispathodus stabilis* (Br. et Mehl.) – турнейский ярус нижнего карбона; в 10.0 м – спикулы губок, чешуя рыб и *Gnathodus punctatus* – турнейский ярус нижнего карбона. Выше,

на границе кремней и туфопесчаников, известны находки гониатитов серпуховского яруса нижнего карбона [Поршняков, 1973].

На левобережье руч. Ходжаалма в красных кремнях (1–4 м от контакта с лавами) обнаружены радиолярии, чешуя рыб и конодонты: *Gnathodus typicus*, *G. cuneiformis*, *Pseudopolygnathus triangulus* Voges, *Hindeodus* sp., *Scaliognathus* sp. – верхнетурнейского подъяруса нижнего карбона.

Рассматриваемый горизонт, несмотря на фациальное сходство осадочных образований, начинал формироваться на лавах и рифоидных поднятиях в разное время. Это свидетельствует о существовании расчлененного палеорельефа. В пределах впадин кремнистое осадконакопление началось в живетское время, а на поднятиях девонские лавы с перерывом перекрываются турнейскими отложениями.

Описанные толщи отделяются от вышележащей пластины зоной катаклазированных пород, мощность которых изменяется от первых метров до 1 км. Катаклазиты за пределы области развития офиолитов не выходят, а их залегание конформно внутренней структуре офиолитового аллохтона.

Разрез верхней тектонической пластины представлен следующими образованиями (рис. 4.4, снизу вверх).

Мощность, м

1. Кремнисто-фтанитовая толща, сложенная черными и темно-серыми фтанитами, чередующимися с тонкослоистыми кремнистыми алевролитами. Породы нередко превращены в микрокварциты, так как они прогреты расслаивающими их дифференцированными силами гипербазит-базитового состава. Основание разреза теряется в катаклазитовой зоне ..... до 100

В нижней части толщи фтанитов выделены конодонты *Ozarkodina clavula* Ууено и Варнес – ландоверийский ярус нижнего силура. В верхних частях обнаружены *Pandorinellina optima* (Mosk.) – верхняя часть лохковского яруса нижнего девона.

2. Без видимых следов несогласия кремни сменяются гиалокластит-осадочной толщей основного состава. Мелко- и среднегалечные фракции, преобладающие в нижних горизонтах, постепенно вверх замещаются валунными. Они переслаиваются с горизонтами туфосилицитов небольшой мощности, обычно имеющими турбидитный облик ..... не менее 600

3. Пикрит-базальтовая толща, стратиграфически сменяющаяся в разрезе пульверизационные гиалокластиты. В самых низах присутствует небольшое количество ультраосновных лав, которые обнаруживаются в аллювии ручьев и в небольших выходах среди четвертичных отложений. Превалирующая часть толщи сложена подушечно-трубовыми лавами афировых, миндалекаменных, плагиопорфировых и пироксенпорфировых базальтов. В самых верхних горизонтах появляются линзы светлых кристаллических известняков, которые геоло-

гами Южно-Киргизской геологической экспедиции предположительно датировались ранним карбоном ..... до 1000

Общая мощность рассмотренной тектонической пластины не менее 1.7 км.

**Дайковые и силловые комплексы.** В бассейне руч. Ходжагаир и в прилегающих сухих саях наблюдается несколько роев, ширина которых (в поперечнике) не превышает 80–100 м. В них преобладают прямолинейные или слабоизгибающиеся дайки с простирающими 50–70° и падениями в южных румбах под углами в 60–70°. Они разделены скринами термально измененных гиалокластитов. В редких случаях наблюдаются серии типа “дайка в дайке”, в состав которых входит до 5–6 дайковых тел. Не очень отчетливо выделяются генераций даек, из которых ранние представлены офитовыми плагиопорфировыми, иногда очень крупнопорфировыми, габбро. Мощность тел колеблется от 3.5 до 10 м. Эндоконтактовые зоны сложены мелкозернистыми габбро и габбро-диабазами (до 0.8 м). Закалка выполнена мелкозернистыми диабазами (5–10 см).

Габбровые дайки имеют прямолинейные или слабоизвилистые контакты с гиалокластитам, реже друг с другом. Им свойственны выдержанные залегания, отвечающие генеральному простираанию всего роя. В таких дайках обнаружены (в 3 км к западу от родника Ходжаалма) изометричной формы скрины (размером в метры, реже десятки метров), сложенные серпентизированными перидотитами.

Крупнозернистые диабазы и габбро-диабазы выполняют дайки до 2.5 м мощностью с узкими (2.0–5.0 см) мелкозернистыми эндоконтактовыми зонами. Суммарная мощность этих даек, представляющих собой вторую генерацию, не превышает 10 % от общей мощности роя.

Дайки, сложенные плагиопорфировыми диабазами, встречаются редко и составляют менее 5 % от всех магматических тел. Для них характерны мощности, не превышающие 2.5 м. Удалось зафиксировать секущие соотношения плагиофировых диабазов с более ранними дайками габбро и габбро-диабазов. Это означает, что они отвечают третьей генерации. Преобладающие простираания тел второй и третьей генераций – 50–70°, что совпадает с простираанием роя.

Самые последние внедрения представлены средне- и мелкозернистыми диабазами с афанитовыми закалками. Для таких даек характерны небольшие мощности (от 10 см до 1.5 м). Они составляют 30–35 % от объема интрузивных магматических образований. В отличие от более ранних генераций эти дайки нередко меняют свои залегания. Основная масса даек имеет свое генеральное направление, но по простираанию они могут переходить в пологие тела и, наоборот, имеются случаи взаимного пересечения, а также слияния разноориентированных даек в одну. Мощность одной и той же дайки по восстанию может меняться в 3 раза.

Таким образом, в роях наблюдаются четыре закономерно сменяющие друг друга генерации даек разного состава: перидотиты (?) → габбро → габбро-диабазы → плагиопорфировые габбро → диабазы. В этой же последовательности устанавливается уменьшение мощностей даек.

В западной части верхней тектонической пластины среди прослоев кремнисто-фтанитовой толщи распространены силлы, которые лучше всего обнажены в правом борту сухого сая, первого к западу от руч. Ходжагаир. Здесь развиты магматические тела габбро-перидотитового состава, имеющие прямолинейные верхние и нижние эндоконтакты (рис. 4.9). Силлы разделены перегородками (септами) обожженных фтанитов и кремнистых алевролитов, мощностью от десятков метров до нескольких сантиметров. Септы по простираанию могут выклиниваться, и тогда силлы контактируют друг с другом, формируя комплекс типа “силл в силле”. По соотношениям закалок устанавливается, что силловый комплекс постепенно наращивался сверху вниз.

Петрографическое изучение пород наиболее мощного тела показывает, что его низы сложены тремолит-актинолитовыми породами, включающими 20–25 % сосюритизированного плагиоклаза. Они сменяются порфировидными породами, на 50–60 % состоящими из крупных кристаллов клинопироксена. На коротком отрезке (не более 25–30 см) измененные гипербазиты начинают постепенно насыщаться плагиоклазами и порода преобразуется в габбро. Оно имеет офитовую структуру и состоит из сосюритизированного плагиоклаза, клинопироксена и интерстиционного рудного минерала. Иногда габбро приобретает такситовую текстуру с одновременным появлением первичного амфибола. Мощность силла достигает 50 м, при этом две трети его объема принадлежат перидотитам.

Обращает на себя внимание различный состав пород в эндоконтактовой зоне. В нижней он сложен тремолит-актинолитовыми породами с возможностью измененных плагиоклазов. Верхний контакт представлен тонкозернистыми диабазами (2–5 см). Столь ощутимые различия, видимо, вызваны спецификой проникновения магмы в первично субгоризонтальную полость.

Пакет дифференцированных силлов практически непрерывно прослеживается на запад (до 2 км). В ряде мест удалось обнаружить магматические образования, выходящие из базитовых вершук силлов. Они представляют собой дайкообразные тела (3–4 м), имеющие секущие взаимоотношения с вмещающими осадочными отложениями. Обрамляются дайки отчетливыми эндоконтактами, сложенными мелкозернистыми диабазами с порфировыми вкраплениями оливина и пироксена. Основная часть тел представлена мелкозернистыми габбро, которые в ядре переходят в крупнозернистые оливин-пироксеновые габбро, сливающиеся с “материнским” габбро сила.

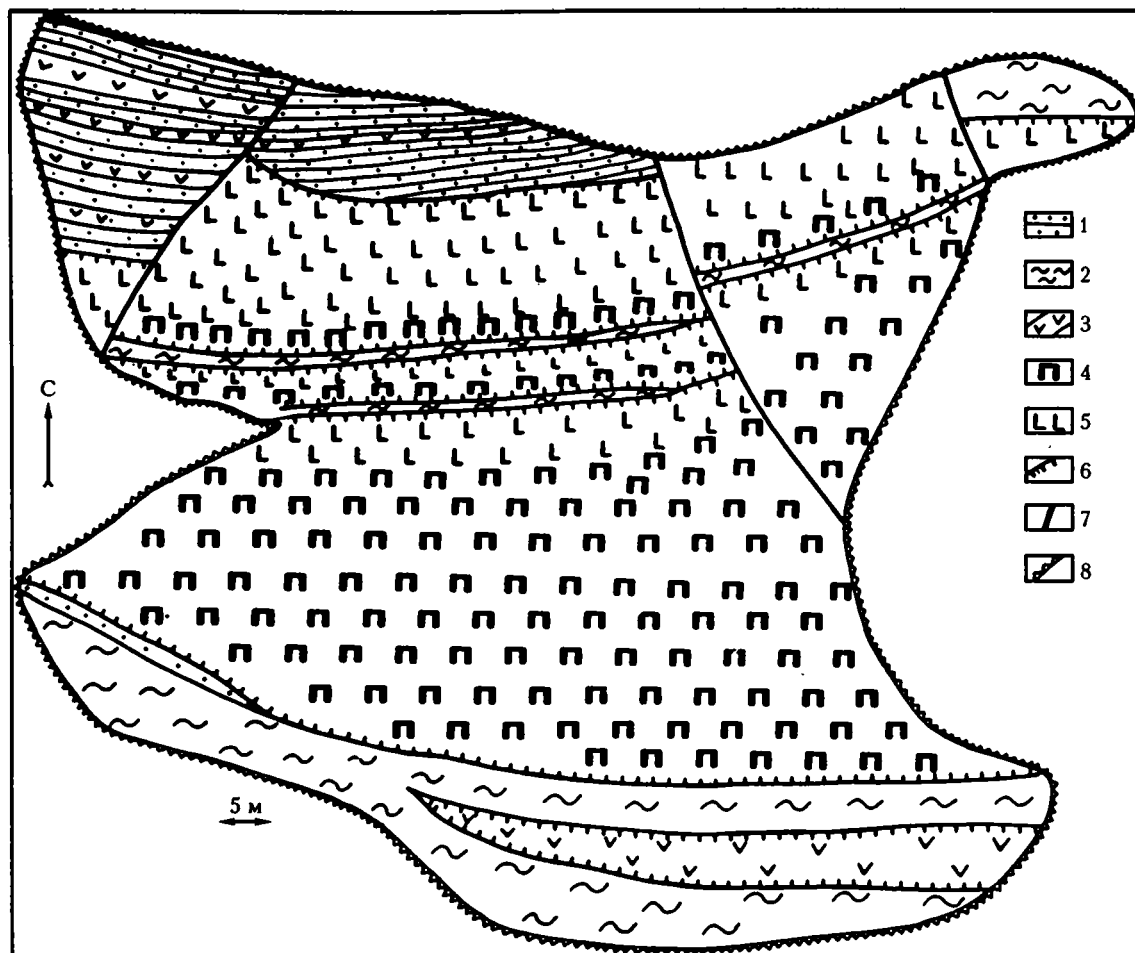


Рис. 4.9. Полевая зарисовка Ходжагаирского комплекса "силл в силле"

1 – гиалокластиты; 2 – туфосилициты; 3 – лавы основного состава; 4 – перидотиты; 5 – габбро; 6 – эндоконтакты; 7 – разломы; 8 – границы обнаженности

Кроме того, в Ходжагаирских офиолитах установлены единичные пластовые тела, сложенные мелко- и среднезернистыми диабазами и отвечающие поздним генерациям магматических внедрений. Их мощность сравнительно невелика и редко превышает 1.0–1.5 м. Силлы диабазов, так же как и габбро-перидотитовые, тяготеют к нижней части разреза. Они залегают "послойно" среди вмещающих осадочных пород или внутри габбро-перидотитовых силлов. Диабазы пластовых тел нередко через коленообразные перегибы переходят в дайки.

Скорее всего, базит-гипербазитовые силлы представляют собой реликты вторичных магматических камер.

**Структурные особенности Ходжагаирского аллохтона.** Породы, входящие в состав офиолитовой пластины Ходжагаира, деформированы неравномерно. Расшифровку структуры затрудняют альпийские ретронадвиги. В целом, залегание офиолитов совпадает с общей vergence окружающих структур на север.

Как и в других офиолитовых фрагментах, в Ходжагаире лучше всего выявляются послешарьяж-

ные складчатые деформации. Отчетливая кристаллизационная дифференциация в габбро-перидотитовых силлах указывает на то, что внедрение расплава происходило в первично-горизонтальные полости при горизонтальном же залегании вмещающих отложений. Современное крутое положение силлов является результатом деформаций, произошедших главным образом в орогенный этап.

В Ходжагаирской офиолитовой ассоциации участвует зона катаклазитов, идентичная по своему внутреннему строению и структурному положению соответствующим образованиям в Киргизатинской синформе: в обоих случаях она разделяет верхнюю и нижнюю тектонические пластины.

По имеющимся данным, катаклазиты за пределы Ходжагаирского офиолитового фрагмента не выходят. Границы между отдельными толщами внутри офиолитов располагаются субширотно и под острым углом срезаются южным ретронадвигом.

\*\*\*

Сравнительный анализ офиолитовых ассоциаций Ходжагаира и Киргизаты показывает их сходство.

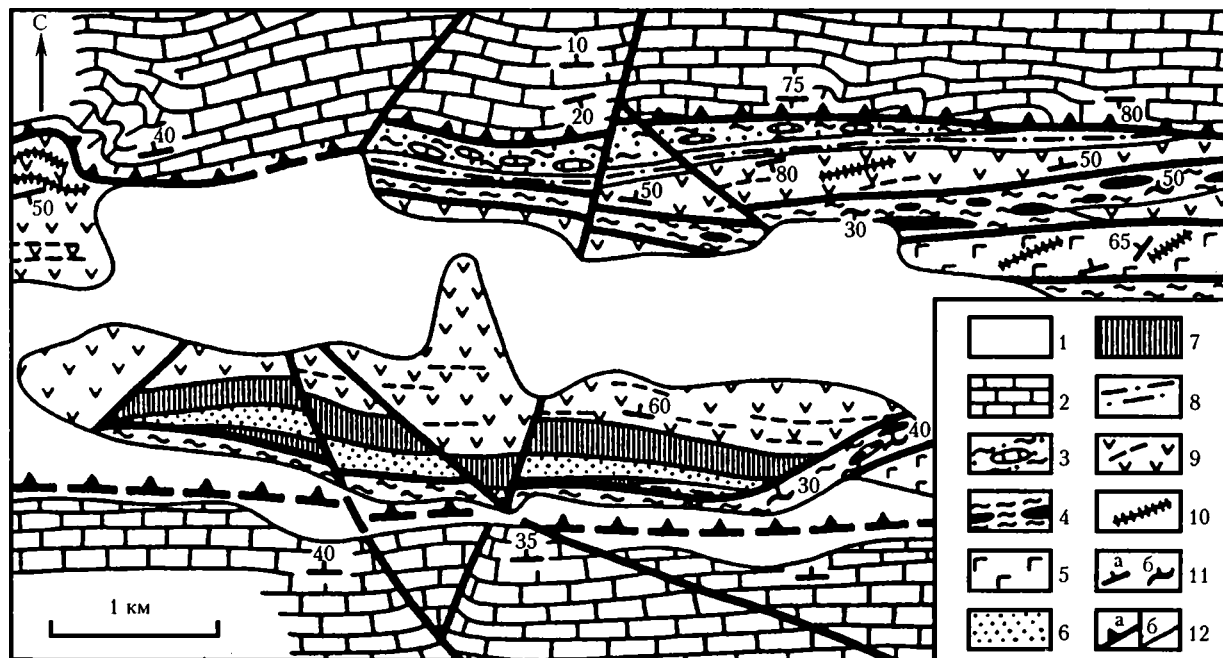
Оно выражается в формационной стереотипности разрезов, закономерностях вещественной эволюции и сопоставимой продолжительности времени формирования. Несомненные черты подобия устанавливаются при сравнении интрузивных комплексов, что указывает на однотипность геодинамических процессов, регулировавших формирование анализируемых фрагментов палеоокеанической коры.

В то же время, именно в строении спрединговых образований выявлены наибольшие отличия. Дайковые рои Ходжагаирских офиолитов по сравнению с Киргизатинскими включают в себя много меньше магматических тел, особенно устроенных по типу "дайка в дайке". Широко проявлены непрямолинейные дайки и магматические тела с изменчивой мощностью. Кроме того, Ходжагаирские офиолиты выделяются появлением в их составе значительного количества дифференцированных силлов, служивших вторичными магматическими камерами. Уменьшение количества образований "дайка в дайке" и появление пластовых внедрений указывают на ослабление спрединговых напряжений, что может быть вызвано удаленностью Ходжагаирских офиолитов от основной оси растяжения, к которой Киргизатинские офиолиты располагались ближе.

**Сарталинские офиолиты.** Офиолитовый шарьяж Сартале венчает пакет тектонических пластин (рис. 4.1), слагающих ядро крупной синформной

складки субширотного простирания [Поршняков, 1973; Буртман, 1976; Куренков, 1983]. Аллохтонный комплекс залегает на паравтохтоне, представленном палеозойскими отложениями северного континентального склона Алайского микроконтинента (рис. 4.10).

Серьезные противоречия возникали у исследователей в трактовке природы гипербазит-базитовой ассоциации Сартале. Многочисленная группа геологов и петрографов традиционно отдавала предпочтение интрузивному генезису комплекса [Висьневский, 1953, 1958; Алексеев, 1968, 1969; Резвой, 1959, 1969, 1972; Пояркова, 1969; Халматов, 1953, 1957; Хамрабаев, 1958, 1972]. После того, как были обнаружены постепенные переходы между перидотитами и габбро, а также установлены конгломераты офиолитового состава в основании вулканогенно-осадочной толщи, возникло предположение о фрагменте коры древнего океана [Макарычев, Висьневский, 1973; Буртман и др., 1974; Буртман, 1976; Абакумова, 1992; Абакумова, Буйдина, 1986.]. Эти взгляды разделял один из авторов данной монографии [Куренков, 1977, 1978 а,б, 1983]. Однако новые данные, полученные нами при комплексных исследованиях 1986–1990 гг. позволили предложить новую точку зрения, которая объединяет и согласует большинство известных наблюдений без видимых противоречий. Она опубликована в работах: [Батанова и др., 1988; Белов и



**Рис. 4.10.** Схема геологического строения Надирского фрагмента Сарталинской синформы

1 – четвертичные отложения; 2 – палеозойские карбонатные образования автохтона; 3 – олистостромы позднего палеозоя – глинистые сланцы с олистолитами кремней и известняков; 4–10 – образования офиолитового аллохтона: 4 – серпентинитовый меланж с блоками гарцбургитов, ортопироксенитов и габбро, 5 – кумулятивное габбро, 6, 7 – породы дифференцированного сила (6 – верлиты, 7 – габбро), 8 – кремни, гравякковые песчаники, гравелиты, конгломераты, 9 – подушечно-трубовые лавы с прослоями кремней и известняков, 10 – дайки и силлы плагиопорфировых габбро-диабазов и диабазов; 11 – элементы залегания слоистости (а) и сланцеватости (б); 12 – разрывные нарушения: надвиги (а) и прочие (б)

др., 1988; Куренков и др., 1988; Куренков, Аристов, 1995] и будет кратко рассмотрена ниже.

В разрезе офиолитовой ассоциации Сартале чередуются осадочные и магматические образования (рис. 4.4, снизу вверх).

Мощность, м

1. Полосчатый комплекс, содержащий линзующиеся горизонты дунитов, гарцбургитов, пироксенитов и кумулятивных габбро-норитов. Каждый из них может иметь мощность от первых до десятков метров ..... 350–500

(видимая)

2. На полосчатом комплексе с явным разрывом залегают офиолитокластовые конгломерато-брекчии. Породы имеют хаотическое сложение, обусловленное неравномерным распределением розовато-серого карбонатного (“офикальцитового”) цемента.

2а. Основание толщи слагают плохо отсортированные обломки серпентинизированных верлитов. При этом сохраняется закономерность: чем больше обломки, тем лучше они окатаны. Валуну обычно имеют шарообразную форму ..... 40–50

2б. Средняя пачка выделяется появлением линзовидных горизонтов, насыщенных мелкими обломками амфиболового габбро. Постепенно вверх доля габбро возрастает, а затем начинает преобладать. Цемент в целом сохраняет свой облик, но в нем начинают появляться участки серого цвета ..... 25–30

2в. Венчает разрез пачка конгломерато-брекчий, обломочный материал которых представлен амфиболовыми, офитовыми габбро и габбро-диабазами. Верхний горизонт почти полностью слагается мелкими обломками диабазов. В редких крупных гальках обнаруживаются реликты комплекса типа “дайка в дайке” ..... 25–30

3. Гематитизированные кремнистые породы, стратиграфически залегающие на конгломерато-брекчиях ..... 1–25

4. Дифференцированное пластовое тело гипербазит-базитового состава. В его нижней части преобладают серпентинизированные верлиты, постепенно вверх переходящие в габбро-диабазовый комплекс. Силл имеет отчетливые эндоконтактные зоны с вмещающими кремнистыми отложениями. Подробнее его строение излагается в следующем разделе ..... 300

5. Кремнистые породы, в нижних частях интенсивно гематитизированные. Верхняя часть пачки сохраняет первичные красные и зеленовато-желтые цвета, а также тонкую слоистость. Здесь обнаружены радиолярии раннего–среднего ордовика [Буртман и др., 1977; Куренков, 1983], а также единичная находка конодонта *Oistodus lanceolatus* Pander – ранний ордовик ..... до 25

В кремнях присутствуют линзовидные прослои конгломератов (8–10 м), ранее считавшихся базальными [Макарычев, Висьнев-

ский, 1973]. Дополнительные исследования показали, что линзы конгломератов располагаются внутри гематитизированной части кремнистой пачки. По своему составу они сходны с нижними конгломерато-брекчиями. Отличие состоит только в появлении среди обломочного материала окатанных галек кварц-плагиоклазового состава.

6. Толща лав пикрит-базальтового состава.

6а. Нижняя пачка сложена маломощными потоками миндалекаменных базальтов, чередующихся с тонкослоистыми кремнями красноватых оттенков. Выделены радиолярии ордовика [Буртман и др., 1977; Куренков, 1983], а также конодонты верхнего ордовика [Куренков, Аристов, 1995] ..... 20–25

6б. Пикритовые порфириты с редкими линзами красных кремней и с радиоляриями ордовика [Куренков, 1983] ..... 80–85

6в. Невыдержанный прослой десквамационной гиалокластики с маломощными линзами известняков. В одной из них содержатся конодонты верхнего ордовика [Куренков, Аристов, 1995] ..... от 0 до 30

6г. Подушечно-трубовые афировые и мелкопорфировые базальты с редкими потоками плагиопорфиритов. Лавы неравномерно чередуются с прослоями туфосилицитовых пород с признаками турбидитного происхождения. В ее самых верхних горизонтах были обнаружены радиолярии девонского облика [Куренков, 1983] ..... до 500

**Дайковые и силловые комплексы.** В Сарталинских офиолитах удалось обнаружить только единичные дайки. По своему составу они отвечают диабазам поздних генераций Ходжагаира и Киргизаты. Стандартных пакетов типа “дайка в дайке” не встречено.

Кроме даек, в вулканогенно-осадочной части разреза офиолитов наблюдаются единичные силлы плагиопорфирового и габбро-диабазового составов (рис. 4.10). Мощность первых может достигать 8–10 м, а диабазовых силлов – 1 м.

Крупное магматическое образование в офиолитах Сартале представлено мощным дифференцированным силлом [Куренков и др., 1988; Батанова и др., 1988]. В полном виде его разрез наблюдается вдоль бортов небольшого ручья в 2 км к востоку от зимовки Надиркан. Здесь в непрерывной последовательности в коренных скальных выходах обнаруживаются (снизу вверх, рис. 4.11) такие породы.

Мощность, м

1. Мелкозернистые меланократовые породы, по составу отвечающие обогащенным темноцветными минералами микрогаббро. В нижнем эндоконтакте со вмещающими кремнями устанавливается маломощная (3–5 см) зона тонкозернистых пород, в которых выявляются реликты измененного стекла ..... 3–5

2. Микрогаббро, постепенно, но быстро обогащаясь плагиоклазом, переходят в крупнозернистые офитовые габбро ..... до 15

3. Офитовые габбро довольно быстро начинают насыщаться оливином, накопление которого происходит на отрезке не более, чем 1.5–2 м ..... 10–15
4. Серпентинизированные верлиты, сложенные оливином и клинопироксеном ..... 100
5. Плагноклазовые верлиты, содержащие крупные кристаллы соссюритизированных плагноклазов (до 25 %) ..... 0.5
6. Гипидиоморфнозернистые габбро, в которые постепенно переходят плагноклазовые верлиты. Зона перехода имеет небольшую мощность, но границы ее “размазаны” по вертикали на 1–2 м ..... 35–40
7. Офитовые габбро, которые также связаны с нижележащими породами постепенными переходами ..... 30

8. Меланократовые офитовые габбро, отличающиеся увеличением количества темноцветных и появлением специфических образований, отдаленные напоминающие магматические брекчии. Среди меланократовых габбро появляются неправильной, чаще многоугольной, формы “обломки”, сложенные лейкократовыми габбро. Иногда во “включениях” наблюдаются более мелкозернистые породы. Границы между матрицей и “обломками” достаточно резкие, но не несут следов закалки. В верхних горизонтах начинают преобладать лейкократовые разности офитового габбро, но брекчиевый облик сохраняется. В этих случаях в “обломках” содержится более меланократовые породы. Разме-

ры “включений” редко превышают в поперечнике 15–20 см. Распределены “магматические брекчии” в теле силла неравномерно. Кроме того, в габбро появляется характерная шаровая отдельность, напоминающая кумулятивную, но при этом породы в шарах и межшаровых пространствах ничем не отличаются ..... 130–140

9. Завершается разрез верхней эндоконтактовой зоной, которая представлена горизонтом меланократовых мелкозернистых офитовых габбро, быстро переходящих в габбро-диабазы. Последние содержат интерстиционные каплевидные выделения изотропного непрозрачного вещества, которое, вероятно, представляет собой остатки фазы первичного расплава. Краевая часть эндоконтакта представлена мелкозернистыми диабазами, имеющими в области непосредственного соприкосновения с вмещающими кремнистыми отложениями тонкозернистую оторочку в 1–2 см ..... 10–12

**Структурные особенности Сарталинского аллохтона.** Базальтовый слой Сарталинского фрагмента Туркестанского палеоокеана, представленный лавовой толщей и ассоциирующими с ней силлами, так же как и в офиолитах Киргизата и Ходжагаира, предваряется осадочным чехлом, сформировавшимся в некомпенсированных условиях. Осадочный чехол накапливался на протяжении ордовика, перекрывая собой вскрытые в результате раздвига породы полосчатого комплекса – более древней океанической коры.

Сравнительная маломощность лавового разреза нижней офиолитовой пластины при значительной продолжительности формирования, частое затухание вулканической деятельности, появление дифференцированного силла гипербазит-базитового состава показывают, что Сарталинский фрагмент базальтового слоя Туркестанского палеоокеана соиздавался на фланге одной из зон магмовыведения, развивавшейся в силуре и девоне при общей рассеянно-спрединговой ситуации.

#### 4.1.2. Петролого-геохимические особенности магматических пород

Породы вышеописанных фрагментов офиолитов Южного Тянь-Шаня были подвергнуты петролого-геохимическим исследованиям [Симонов, 1993]. В табл. 4.1 и 4.2 приведены представительные данные, касающиеся непосредственно палеоспрединговых комплексов Южного Тянь-Шаня.

Петрохимический анализ показал, что по соотношению титана и калия (рис. 4.12) большинство составов пород даек и вторичных камер района р. Киргизата (участок Шамшалы) располагается в областях высокотитанистых океанических базальтов типа NMORB и EMORB, а также частично в поле океанических островов. Породы дайковых серий р. Чачме содержат еще больше титана (2.5 % и более) и приурочены в основном к полю океанических островов (рис. 4.12).

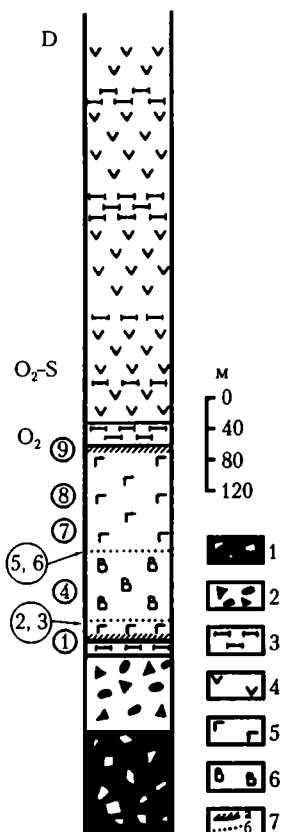


Рис. 4.11. Генерализованный разрез офиолитов Сарталинского аллохтона

1 – серпентинитовый меланж; 2 – офиокальциты; 3 – кремнистые породы; 4 – подушечнотрубовые лавы; 5–7 – магматические образования дифференцированного силла: 5 – габброиды, 6 – верлиты, 7 – мелкозернистые диабазы эндоконтактов (а) и переходные породы между петрографическими разностями (б). Пояснение цифр в кружках см. в тексте

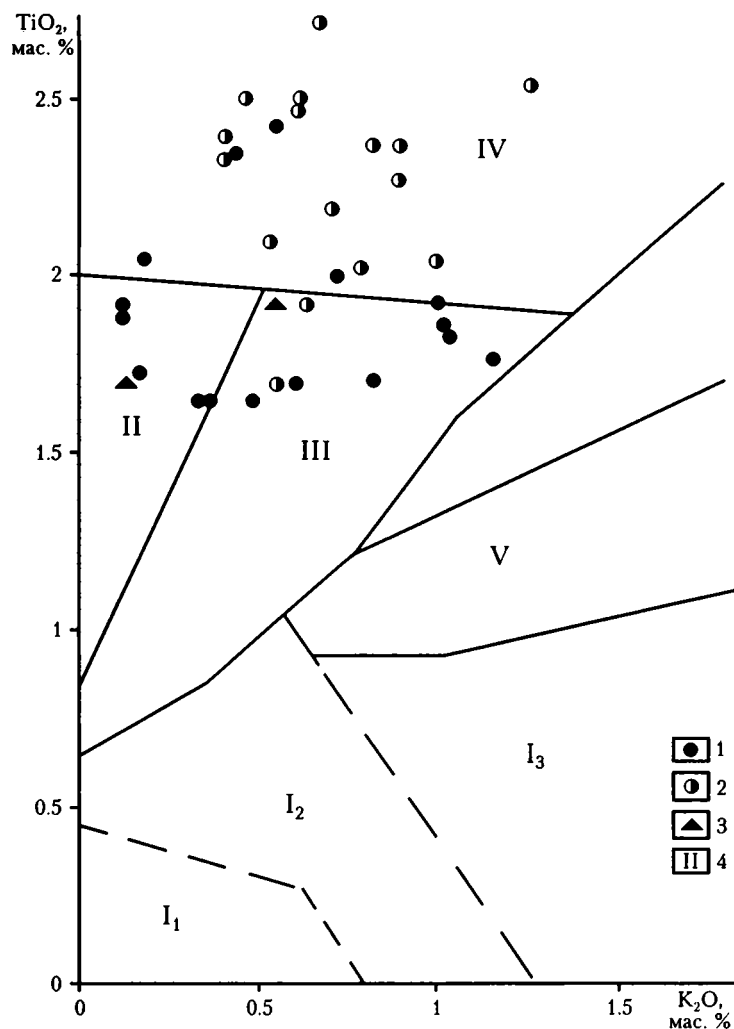


**Таблица 4.1.** Химический состав пород палеоспрединовых офиолитов комплексов Южного Тянь-Шаня, мас. %

№ п/п	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	п.п.п	Сумма
<b>Киргизатинские офиолиты</b>												
1	с-606-84	47.50	1.83	15.27	13.09	0.14	6.30	9.15	2.88	1.02	2.60	99.78
2	с-636-84	46.00	1.72	14.55	13.86	0.15	7.88	9.30	3.23	0.17	3.00	99.86
3	с-63в-84	49.00	2.43	13.57	15.28	0.17	5.42	10.13	2.32	0.54	1.40	100.26
4	с-676-84	47.00	1.87	15.60	13.12	0.17	6.05	10.67	2.67	1.01	2.20	100.36
5	с-716-84	51.00	2.35	12.84	15.08	0.18	5.42	9.58	2.32	0.43	1.00	100.20
6	с-71г-84	48.00	1.65	13.83	13.58	0.16	7.33	11.29	2.22	0.36	1.50	99.92
7	с-71е-84	47.00	1.93	14.86	14.09	0.16	6.25	10.42	2.61	0.99	1.50	99.81
8	с-71ж-84	46.00	1.90	13.10	13.90	0.18	8.41	10.54	2.77	0.12	3.00	99.92
9	с-71з-84	50.00	1.74	13.54	11.75	0.16	6.67	11.63	1.97	0.81	1.80	100.07
10	с-71и-84	43.50	1.15	15.40	13.36	0.16	7.88	11.74	2.52	1.04	3.10	99.85
11	с-71л-84	43.50	1.65	14.83	15.45	0.14	7.13	12.58	2.22	0.49	2.30	100.29
12	с-71м-84	48.00	1.92	13.13	15.46	0.18	6.70	9.05	3.35	0.12	1.60	99.51
13	с-71н-84	48.00	2.04	13.56	14.29	0.16	7.16	9.94	2.28	0.18	2.30	99.91
14	с-75а-84	44.00	1.65	15.55	13.10	0.14	7.78	12.51	2.15	0.35	2.90	100.13
15	с-75б-84	47.00	2.00	14.27	15.50	0.15	5.84	11.52	2.15	0.71	1.00	100.14
16	с-80б-84	45.00	1.80	14.98	13.12	0.16	6.86	8.11	4.29	2.47	3.40	100.19
17	с-80в-84	47.50	1.68	15.28	11.55	0.16	7.58	9.46	3.36	0.60	3.00	100.17
18	с-80г-84	47.00	1.77	15.40	11.95	0.16	6.50	9.72	3.30	1.14	3.30	100.24
19	с-51б-85	49.30	2.05	12.89	15.58	0.23	5.36	8.21	2.83	0.99	2.60	100.04
20	с-51в-85	47.70	1.93	13.91	15.43	0.21	5.52	8.49	3.03	0.63	3.10	99.95
21	с-52в-85	50.40	2.10	13.49	14.00	0.23	5.36	8.62	3.02	0.53	1.70	99.45
22	с-52г-85	49.90	2.19	13.85	14.53	0.21	5.36	8.76	2.92	0.70	1.80	100.22
23	с-53в-85	45.00	2.37	15.93	13.25	0.16	5.85	9.88	3.31	0.81	4.00	100.56
24	с-77а-84	48.00	2.55	13.96	13.90	0.18	6.40	9.46	2.67	1.24	1.70	100.06
25	с-78б-84	48.00	1.70	11.34	15.86	0.19	7.99	8.95	2.49	0.55	3.20	100.27
26	с-78в-84	47.00	2.02	13.90	16.00	0.19	6.86	8.95	3.02	0.78	1.70	100.42
27	с-78д-84	48.00	2.33	13.43	18.59	0.20	5.32	8.64	3.13	0.40	0.20	100.24
28	с-78и-84	49.00	2.72	13.46	16.00	0.20	5.02	8.08	2.55	0.66	1.80	99.49
29	с-78г-84	46.00	2.50	13.65	20.06	0.22	5.42	8.65	2.90	0.61	0.20	100.21
30	с-79б-84	46.00	1.70	18.72	13.50	0.15	5.27	9.46	2.84	1.17	3.30	102.11
31	с-78з-84	46.00	2.50	15.86	15.26	0.17	5.12	9.99	2.90	0.46	1.70	99.96
32	с-64г-85	47.00	2.40	13.06	16.33	0.25	6.02	7.68	3.93	0.40	3.20	100.27
33	с-64д-85	48.20	2.37	12.92	16.49	0.19	5.19	8.56	3.64	0.88	2.30	100.74
34	с-64е-85	49.30	2.28	13.28	15.25	0.21	5.19	8.20	3.49	0.88	2.50	100.58
35	с-61а-84	43.50	1.70	15.40	14.73	0.15	6.86	11.58	3.31	0.14	2.50	99.87
36	с-61в-84	45.50	1.92	15.12	14.05	0.16	6.86	10.98	3.23	0.53	1.60	99.95
37	с-71в-84	42.00	1.65	9.69	11.90	0.16	19.96	7.69	0.79	0.24	6.20	99.70
38	с-71д-84	43.00	1.38	12.85	12.90	0.14	13.85	10.06	1.32	0.43	4.00	99.90
39	с-60а-85	37.00	0.80	4.88	13.04	0.16	34.35	3.83	0.35	0.12	7.00	101.60
40	с-60б-85	36.70	0.90	5.29	12.59	0.16	32.32	3.76	0.35	0.12	7.80	100.00
41	с-60в-85	39.80	0.80	4.95	12.90	0.16	31.70	3.27	0.26	0.13	4.70	100.00

*Примечание.* 1–18 – дайки в районе р. Киргиз-Ата (участок Шамшалы); 19–34 – дайки в районе р. Чачме; 35, 36 – “вторичные камеры” в районе р. Киргиз-Ата (участок Шамшалы); 37–41 – субинтрузивные тела ультрабазитов – дайки и т.п. в районе р. Киргиз-Ата (37, 38) и р. Чиле (39–41). Состав определен атомно-абсорбционным и количественным спектральным методами анализа (ОИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

По соотношениям Ti, Cr, Ni все породы палеоспрединовых комплексов Киргизатинских офиолитов располагаются в океаническом поле (рис. 4.13), при этом наблюдается обогащение никелем



**Рис. 4.12.** Диаграмма  $TiO_2-K_2O$  для составов пород из дайковых комплексов Киргизатинских офиолитов

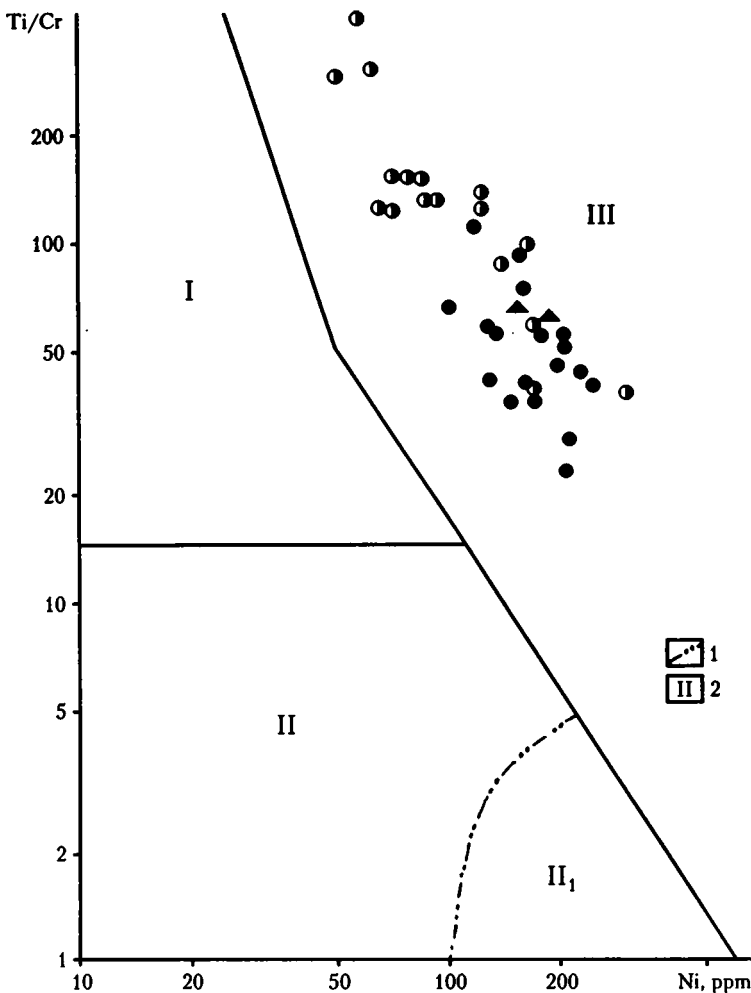
1 – дайки в районе р. Киргиз-Ата (участок Шамшалы); 2 – дайки в районе р. Чачме; 3 – “вторичные камеры” в районе р. Киргиз-Ата (участок Шамшалы); 4 – поля составов пород, построены с использованием данных: [Миронов, 1990]: I – островодужные ассоциации (I<sub>1</sub> – бониниты, II – толеиты, III – известково-щелочные серии), II – срединно-океанические, типа (NMORB), III – обогащенные срединно-океанические (EMORB) и задуговых бассейнов (BABB), IV – океанические внутриплитные острова, V – известково-щелочные островодужные и обогащенные задуговых бассейнов (ABABB)

и точки составов удалены от границы с островодужными сериями. Породы даек р. Чачме занимают более высокотитанистую область. На диаграмме V–Ti все значения даек и вторичных камер участка Шамшалы попадают между линиями отношений V/Ti = 20–50 и, соответственно, располагаются в поле базальтов срединно-океанических хребтов (рис. 4.14). Большинство фигуративных точек анализов пород даек р. Чачме располагается в поле базальтов срединно-океанических хребтов и частично в области базальтов океанических островов.

В результате петрохимических и геохимических исследований удалось установить, что рассмотренные палеосрединговые комплексы Киргизатинских офиолитов формировались в геоди-

намических обстановках, аналогичных ситуациям открытого океана. Большинство пород участка Шамшалы обладают геохимическими характеристиками, близкими к таковым базальтов срединно-океанических хребтов, а высокотитанистые породы дайковых комплексов р. Чачме возможно связаны с развитием океанических островов. Наличие пикритов, в том числе и в дайковых комплексах, не противоречит выводам об океанической природе Киргизатинских офиолитов, так как в составе вулканических пород Гавайских островов и гайотов Императорского хребта (Тихий океан) достаточно хорошо представлены эти породы [Петрологические провинции..., 1996].

Термобарогеохимические исследования пород из разрезов Киргизатинских, Ходжагаирских и



**Рис. 4.13.** Диаграмма Ti/Cr–Ni для составов пород из дайковых комплексов Киргизатинских офиолитов. Построена с использованием данных: [Кеппежинскас и др., 1987; Симонов, 1993; Beccaluva et al., 1983]

1 – поле составов бонинитов западной части Тихого океана; 2 – поля пород: I – умеренно титанистые островодужные серии; II – низкотитанистые островодужные серии (II<sub>1</sub> – бониниты); III – высокотитанистые серии срединно-океанических хребтов, задуговых бассейнов и т.п.

Остальные условные обозначения см. на рис. 4.12

Сарталинических офиолитовых фрагментов Туркестано-Алая позволили выявить ряд закономерностей и особенностей в поведении и распределении летучих компонентов.

Проанализированный в породах офиолитов Южного Тянь-Шаня флюид отличается компонентным разнообразием окисленных (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>), восстановленных (CO, CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>) и инертных (N<sub>2</sub>) газов и обладает определенными особенностями, характерными для различных типов и групп пород.

Выделенные по геологическим, петрографическим и геохимическим признакам группы пород в офиолитах Южного Тянь-Шаня слагают две последовательные серии (базитовую и гипербазитовую), различающиеся по составам, но коррелирующие по условиям формирования от глубинных (интрузивных) через гипабиссальные к излившимся. Каждая серия характеризуется закономерной и фактически непрерывной сменой поведения восстановленных, окисленных и инертных газов в общей картине эволюции составов пород и летучих.

В случае окисленных компонентов (H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub>; рис. 4.15) наблюдается определенный рост H<sub>2</sub>O для серии пород основного состава снизу вверх по разрезу (габбро → силлы → дайки → лавы) и

падение содержания воды для ультраосновной серии (перидотиты → дайки → лавы). Устанавливается отчетливое падение значений H<sub>2</sub>O/CO<sub>2</sub> (CO<sub>2</sub> растет быстрее, чем H<sub>2</sub>O) для основных пород и слабое изменение данной характеристики для ультраосновных комплексов при уменьшении глубины формирования в последовательном ряду от интрузивных к эффузивным образованиям. Необходимо подчеркнуть, что отмеченные особенности распределения окисленных летучих компонентов не являются спецификой офиолитов Южного Тянь-Шаня, а характерны и для других палеоокеанических структур – в частности, для офиолитовой ассоциации Южных Мугоджар (рис. 4.15).

Восстановленные газы характеризуются более сложными закономерностями поведения. В базитовой серии с уменьшением палеоглубинности формирования растет содержание CO и CH<sub>4</sub>, тогда как количества водорода уменьшаются, но с уровня гипабиссальных магматических образований (даек) его значения также возрастают. В породах ультраосновной серии одинаковыми свойствами обладают CO и H<sub>2</sub> – их концентрации растут при уменьшении палеоглубины формирования (интрузивы → лавы). Содержание метана от интрузивных гипербазитов к

**Таблица 4.2.** Содержание редких элементов в породах палеоспрединовых комплексов офиолитов Южного Тянь-Шаня, г/т

№ п/п	№ обр.	Cr	Ni	Co	V	Cu	Zn	Ba	Sr	Li	Rb
<b>Киргизатинские офиолиты</b>											
1	с-606-84	147	165	44	310	179	89	–	400	3.9	30.0
2	с-636-84	203	210	49	310	154	102	–	440	5.6	1.8
3	с-63в-84	160	158	49	360	229	126	206	395	3.0	8.3
4	с-676-84	195	128	51	283	173	98	456	471	8.0	16.0
5	с-716-84	132	120	50	350	210	130	165	378	4.4	7.5
6	с-71г-84	189	210	46	290	168	97	127	277	3.9	5.1
7	с-71е-84	204	134	55	329	166	110	293	368	5.9	18.0
8	с-71ж-84	287	264	56	306	165	107	128	332	7.4	1.6
9	с-71з-84	367	217	46	221	112	99	–	410	5.9	18.6
10	с-71и-84	301	210	49	280	170	79	318	342	6.1	20.8
11	с-71л-84	182	180	49	330	165	91	170	340	4.5	7.3
12	с-71м-84	291	183	54	319	212	126	158	454	6.7	1.0
13	с-71н-84	270	201	56	319	167	122	184	400	7.4	1.0
14	с-75а-84	231	235	54	250	157	107	150	300	5.0	5.1
15	с-75б-84	182	100	46	280	172	114	–	319	3.3	10.6
16	с-806-84	290	168	51	319	142	187	130	283	4.8	7.5
17	с-80в-84	277	148	52	270	120	88	180	352	8.1	10.4
18	с-80г-84	259	128	53	330	141	110	300	392	7.8	18.0
19	с-516-85	80	72	45	385	202	104	367	386	7.2	18.0
20	с-51в-85	96	68	–	380	217	136	202	356	6.0	10.5
21	с-52в-85	96	88	37	365	191	100	262	404	7.2	6.3
22	с-52г-85	100	92	35	355	180	167	234	385	5.5	7.7
23	с-53в-85	96	81	40	380	136	92	230	475	9.3	9.8
24	с-77а-84	258	173	55	280	142	126	250	341	3.0	12.0
25	с-786-84	103	169	61	335	30	134	190	227	1.5	13.3
26	с-78в-84	141	142	60	314	192	86	720	487	6.3	14.0
27	с-78д-84	111	122	58	350	232	117	195	455	4.4	7.5
28	с-78и-84	110	86	48	370	257	142	260	355	3.7	11.6
29	с-78г-84	400	305	55	309	270	121	270	430	3.0	9.1
30	с-796-84	263	163	45	268	138	167	490	590	5.9	18.3
31	с-78з-84	113	124	52	309	200	106	160	373	4.4	4.6
32	с-64г-85	48	64	51	395	195	112	100	328	5.8	6.3
33	с-64д-85	49	52	45	400	182	122	230	426	5.2	15.4
34	с-64е-85	33	58	42	–	188	128	202	430	5.3	15.4
35	с-61а-84	161	120	49	320	140	92	98	400	3.9	1.0
36	с-61в-84	189	180	47	260	160	96	142	444	3.3	10.0
37	с-71в-84	595	1080	90	190	103	79	78	150	10.5	5.5
38	с-71д-84	400	680	85	230	118	82	146	330	9.9	7.3
39	с-60а-85	600	1697	114	103	59	80	41	68	9.0	3.5
40	с-606-85	626	1537	108	150	64	80	42	61	11.0	2.8
41	с-60в-85	604	1669	119	103	54	73	35	85	16.4	2.5

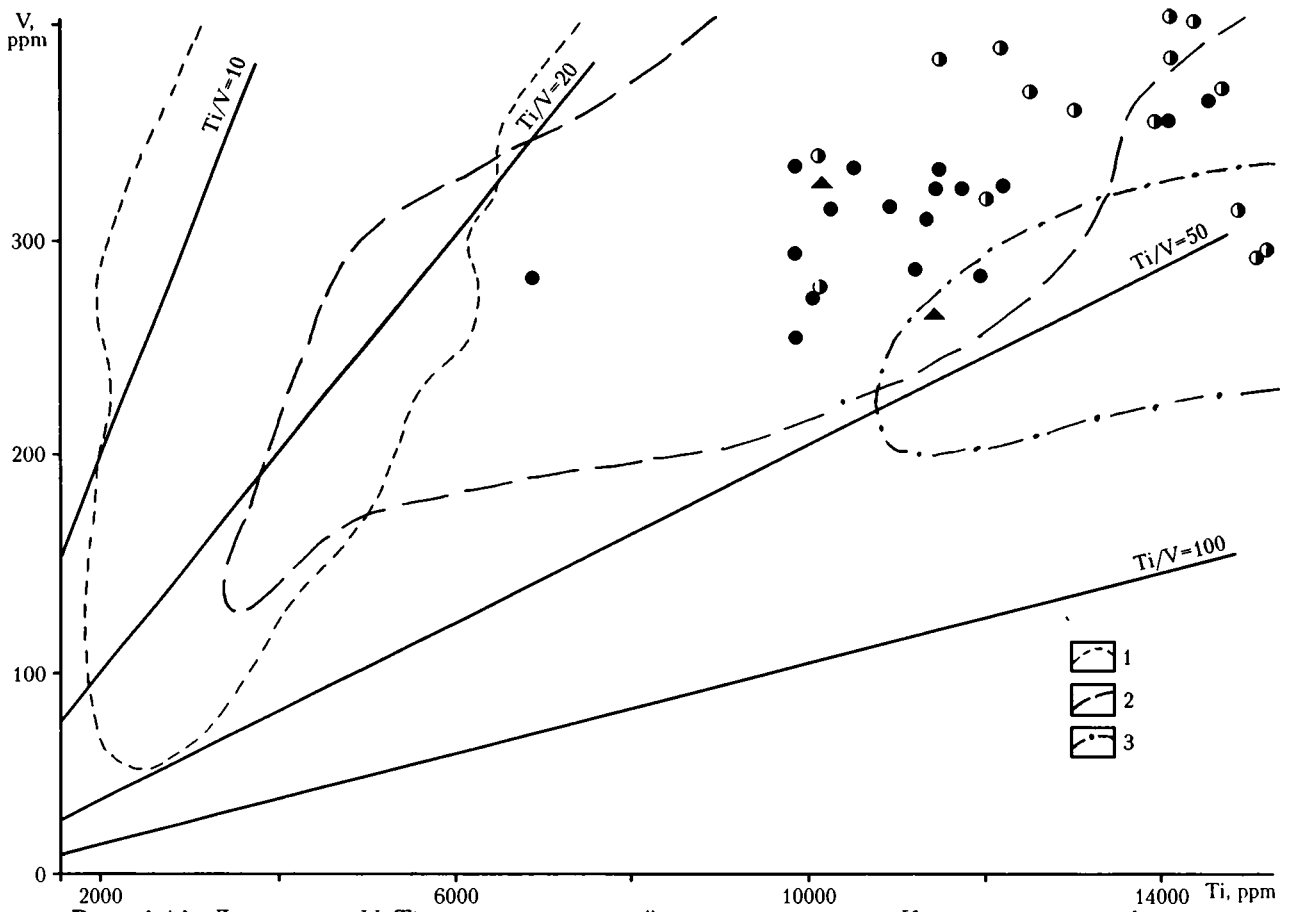
*Примечание.* Пояснения 1–41 см. в табл. 4.1. Содержание определено атомно-абсорбционным методом анализа (ОИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

дайкам уменьшается, а от субвулканических фаций (даек) к лавам – увеличивается.

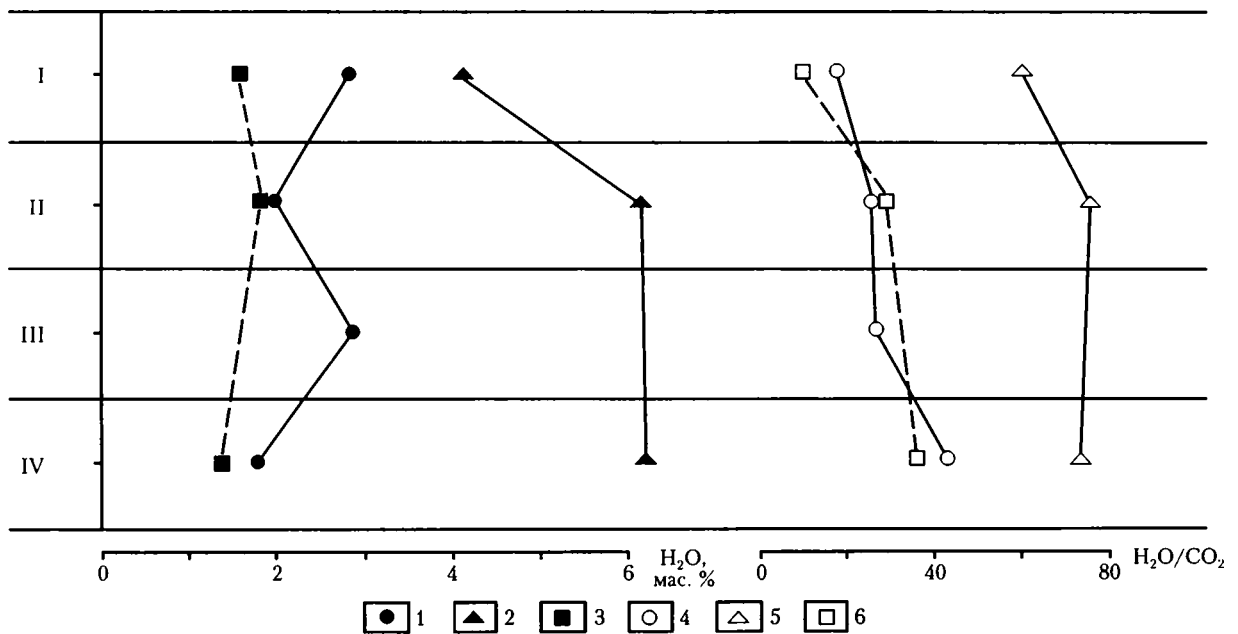
Концентрация азота уменьшается с повышением палеоуровня формирования (интрузивы → эф-

фузивы) в содержащих его породах вне зависимости от их состава: базитового или гипербазитового.

Таким образом, особенности и закономерности в поведении летучих компонентов в офиолитах



**Рис. 4.14.** Диаграмма V-Ti для пород из дайковых комплексов Киргизатинских офиолитов. Построена с использованием данных [Shervais, 1982]  
 1-3 - поля составов пород: 1 - островодужные толеиты, 2 - базальты срединно-океанических хребтов и задуговых бассейнов, 3 - базальты океанических островов и щелочные базальты.  
 Остальные условные обозначения см. на рис. 4.12.



Южного Тянь-Шаня определяются не только составом пород, но и геологическими условиями формирования. Например, диабазы из силлов по свойствам флюида значимо отличаются от диабазов из даек и лав (узкий интервал содержаний  $H_2O$ , высокая степень восстановленности газов и т.п.).

При сравнении полученных результатов термобарогеохимических исследований летучих компонентов в породах из офиолитовых ассоциаций Южных Мугоджар и Туркестано-Алая выявляется немалое сходство в поведении летучих компонентов. В частности, габбро-нориты Южного Тянь-Шаня по особенностям распределения флюида имеют аналогичные характеристики с неизменными габбро Южных Мугоджар. В то же время, диабазы из даек и лав офиолитов Туркестано-Алая содержат значительно более восстановленный флюид, чем породы дайкового и лавового комплексов Южных Мугоджар. При сравнении с данными по толеитовым базальтам Красного моря лавы из офиолитов Южного Тянь-Шаня имеют близкие особенности распределения  $CO$ ,  $CO_2$ ,  $H_2$ ,  $CH_4$ , в то время как лавы офиолитов Мугоджар сильно отличаются по характеру летучих от красноморских [Симонов, Альмухамедов, 1990; Симонов, 1993].

\* \* \*

Таким образом, петролого-геохимические и термобарогеохимические данные свидетельствуют о том, что рассмотренные офиолитовые ассоциации Южного Тянь-Шаня формировались в условиях геодинамических систем типа "горячей точки" Гавайских островов. При этом, наличие дайковых серий указывает на значительную роль спрединговых процессов, приводивших к образованию новых магматических комплексов в сформированной ранее в срединно-океаническом хребте литосфере. Воздействие мантийного плюма "горячей точки", вполне вероятно, привело к повторному спредингу первичной океанической коры, с образованием таких ассоциаций, как офиолиты Южного Тянь-Шаня.

#### 4.1.3. Петромагнитная характеристика

Магнитные свойства изученных магматических пород офиолитовых комплексов Туркестано-Алая сходны для разных участков. По данным термомангнитного анализа, в них фиксируется один магнетит (табл. 4.3). Магнитная восприимчивость полностью определяется концентрацией магнетита, что видно по коэффициенту линейной корреляции ( $r_k > 0.9$ ) между  $k$  и  $J_s$ . Остановимся более подробно на петромагнитном описании магматических пород Киргизаты.

**В нижней вулканогенно-осадочной пачке** Киргизатинских офиолитов горизонты пиллоу-лав практически немагнитны ( $k < 0.1$  мед. СИ), но в ней повсеместно встречаются тонкие прослой туфов, обогащенные магнетитом ( $k > 5$  мед. СИ). Пиллоу-лавы верхней пачки магнитны (табл. 4.3). По  $k$  четко выделяются две генерации даек: 1) немагнитные дайки, преимущественно порфировые породы,  $k < 1$  мед. СИ и 2) магнитные, обычно  $k > 50$  мед. СИ, преимущественно афировые долериты. Немагнитные дайки секут низы вулканогенно-осадочной толщи и нигде не входят в ее верхи и, тем более, – в пачку верхних магнитных пиллоу-лав. Магнитные дайки второй генерации параллельны дайкам первой генерации и секут породы всего разреза.

Среди силлов встречаются как магнитные, так и немагнитные. Тела габбро (чаще – силлы, реже – дайки), как правило, слабомагнитные ( $k < 1$  мед. СИ). Тела пикритов и перидотитов первично практически немагнитны, повышенная их намагниченность связана с серпентинизацией.

Все изученные породы изменены, что выражается, в частности, в образовании эпидота, хлорита, амфибола по пироксенам; серицита и хлорита – по плагиоклазу. Встречаются, однако, свежие пироксены, реже – плагиоклазы, ильмениты и совсем не наблюдаются свежие титаномангнетиты. Характерно разложение титаномангнетитов и ильменитов до образования псевдоморфоз, заполненных агрегатом мелких зерен магнетита, силикатов железа (хлорит, амфибол и др.) и сфена. В случае зеленокаменного метаморфизма идет, по существу, только уничтожение первичных магнитных минералов, что ведет к резкому уменьшению намагниченности пород (яркие примеры: офиолиты Северо-Восточной Ферганы и верхи разреза Сартале, где  $k < 0.1$  мед. СИ и  $J_n < 0.1$  А/м). При микрозондовом изучении пород из зеленокаменной зоны в них не обнаружены зерна титаномангнетита и магнетита, но сохранилось большое количество сфена [Печерский, Тихонов, 1988]. Видимо, процесс ранних изменений шел в отношении окислительных условиях, способствующих образованию магнетита. Поздние же наложенные зеленокаменные изменения происходили в кислых (более восстановительных) условиях, сопровождающихся растворением магнетита и выносом железа. Палеомагнитные направления подтверждают уничтожение и отсутствие новообразования магнитных минералов при наложенном зеленокаменном метаморфизме.

Несмотря на изменения пород и, в первую очередь, первичных титаномангнетитов, в ряде образ-

←

**Рис. 4.15.** Диаграмма распределения средних значений летучих компонентов в породах по разрезу офиолитов Алайского хребта, Южный Тянь-Шань

1–3 – содержание  $H_2O$ : 1 – базитовые серии, 2 – ультраосновные серии в офиолитах Южного Тянь-Шаня, 3 – офиолиты Южных Мугоджар; 4–6 – значение  $H_2O/CO_2$ : 4 – базитовые серии, 5 – ультраосновные серии в офиолитах Южного Тянь-Шаня, 6 – офиолиты Южных Мугоджар.

I – лавы, II – дайки, III – силлы, IV – габбро (перидотиты)

цов даек и силлов благодаря высокотемпературному распаду зерен без нарушения баланса вещества удается достаточно уверенно восстановить состав первичных титаномагнетитов на основании микронзондовых измерений [Печерский и др., 1982]. С помощью теста Nt Шолпо-Лузяниной [Шолпо, 1977] была оценена температура образования вторичного магнетита. В исходном состоянии у таких образцов Nt близко к нулю и по мере их нагрева до 500 °C величина Nt либо превосходит 0.25, а это значит, что температура образования магнетита была выше его точки Кюри, либо выходит на плато, соответствующее максимальной температуре создания магнитного состояния магнетита [Печерский, Тихонов, 1988].

**Кремнистые породы** низов вулканогенно-осадочной пачки Киргизаты однородны по намагниченности,  $k$  около 0.01 мед. СИ и изменяется в узких пределах. В вышележащих туфах нередко встречаются прослой, обогащенные магнетитом ( $T_c$  ~580 °C, табл. 4.3), содержание которого нередко превышает 5 мас. %. Такие прослой мощностью до 10 см прослеживаются по простиранию на десятки метров. Зерна магнетита в них нередко округлой формы, реже скелетные (агрегаты), размер обычно меньше 10 мкм, примесь титана 0.2–2.5 мас. %. Часто встречаются крупные зерна сфена, которые, в свою очередь, разведены силикатами, не содержащими титана. В гиалокластитах присутствуют заметные разведенные зерна ильменита со сфеном, но не обнаружены зерна титаномагнетита и вторичного магнетита.

**Магнитные свойства обломков пиллоу-лав**, в обилии содержащихся в верхней части вулканогенно-осадочной пачки, принципиально не отличаются от свойств вышележащих пиллоу-лав. Породы заметно изменены, первичные титаномагнетиты в них полностью разложены, сохранились лишь реликты продуктов их гетерофазного изменения, прежде всего магнетит; о составе первичного титаномагнетита можно судить только после микронзондового исследования структур распада. Иногда встречаются мелкие зерна феррошпинелей без титана. В более раскристаллизованных частях подушек встречаются крупные зерна первичного ильменита неплохой сохранности. Только в одном образце обнаружены продукты распада титаномагнетита, по которым оценена температура распада – 700–800 °C (обр. АХ-2з). Во многих обломках присутствует частично однофазно окисленный магнетит, его  $T_c$  = 590–610 °C; повсеместно отмечается маггемит ( $J_{rst}/J_{rs}$  = 0.4–0.9), а в образцах АМ-12 и АМ-19 присутствует гематит (табл. 4.3.  $T_c$  = 675 °C).

На участках р. Киргиз-Ата (АМ), р. Чачме (АЧ) и Ходжагаир (АХ; табл. 4.3 и 4.4) отобраны ориентированные образцы обломков лав из вулканических брекчий. После их Т-чистки направления  $J_{nt}$  следующие: АХ (N=49) – хаотическое распределение ( $K < 2$ ); АМ (N=32) – по 8 образцам  $Dec = 131^\circ$ ,  $Inc = -38^\circ$ ,  $K = 7.6$ , у остальных 24 образцов распре-

деление векторов хаотическое ( $K < 2$ ); АЧ (N=18) –  $Dec = 141^\circ$  и  $Inc = -40^\circ$ ,  $K = 28.1$  – направление близко к девонскому [Диденко, Печерский, 1988]). Из этих данных следует, что вулканические брекчии на участке р. Чачме отлагались горячими, температура их превышала 580 °C (точка Кюри магнетита), тогда как на р. Ходжагаир они отлагались уже остывшими. Условия отложения брекчий на участке р. Киргиз-Ата промежуточные: часть обломков лав попали в брекчии горячими, остальные успели остыть.

**Для пиллоу-лав** типичны широкие вариации концентрации и размера зерен титаномагнетита, связанные с резким ростом скорости остывания от центра к краю подушки. В магнитных свойствах это должно выражаться в обратной корреляции между  $J_s$ , отражающей концентрацию, и  $H_{cr}$  или  $J_{rs}/J_s$ , зависящих от размера зерен (табл. 4.3). Однако в изученных образцах пиллоу-лав выполняется только первое условие: резкий спад  $J_s$  от центра к краю подушки, тогда как обратная корреляция  $J_s$  с  $H_{cr}$ ,  $J_{rs}/J_s$  слабая (соответственно,  $r_k = -0.35$  и  $-0.48$ ). Это, вероятно всего, связано с тем, что в породах много маггемита и вторичного магнетита. Действительно, после нагрева образцов до снятия напряжений, связанных с присутствием маггемита, и разделения их на две группы, соответствующие высокотемпературному, близкому первичному палеомагнитному направлению и заведомо вторичному послескладчатому [Печерский, Тихонов, 1988], для первой группы получается сильная связь между  $J_s$  и  $H_{cr}$  ( $r_k = -0.83$ ) и отсутствие корреляции у образцов второй группы ( $r_k = -0.01$ ). Образование магнетита второй группы связано, прежде всего, с метаморфизмом, вызванным позднепалеозойским гранитоидным батолитом, находящимся в нескольких километрах от участка р. Киргиз-Ата. При таком наложенном образовании магнетита корреляции между концентрацией и размером зерен не должно быть.

Магнетиты в пиллоу-лавах верхней пачки в меньшей мере подвержены однофазному и гетерофазному окислению, чем в брекчиях:  $T_c < 585^\circ C$ , среднее  $J_{rst}/J_{st} = 1.0$ , не встречен гематит (табл. 4.3).

**Магнитные дайки и силлы** характеризуются закономерным распределением в них магнитных минералов: высокие концентрации в центральных частях и спад к эндоконтактам. Как и в лавах, первичные титаномагнетиты не сохранились и часто полностью разложены; широко распространен сфен. По данным термомагнитного анализа, в породах присутствует исключительно магнетит ( $T_c = 580$ – $600^\circ C$ , табл. 4.3), часто заметно маггемитизированный ( $J_{rst}/J_{rs} = 0.4$ – $0.9$ ;  $H_{cr}/H_{cr} = 0.25$ – $0.4$ ; табл. 4.3). В ряде образцов достаточно уверенно определен состав первичного титаномагнетита: он весьма однообразен, доля ульвошпинели составляет от 0.58 до 0.66 при среднем 0.644, и аналогичен титаномагнетиту в базальтах MORB-типа [Печерский и др., 1982]. По магнитным свойствам магнитные дайки и силлы аналогичны спрединговым дайкам Шулдака (см. главу 3).

**Таблица 4.3.** Петромагнитная характеристика пород офиолитовых комплексов Туркестано-Алая

Объект	N	$J_n$ , А/м	$Q_n$	$Q_{nt}$	$J_s$ , Ам <sup>2</sup> /кг	$J_{st}/J_s$	$H_{cr}$	$T_c$	$J_{st}/J_s$	$J_{rst}/J_s$
<b>Пиллоу-лавы и обломки лав в гнаукластитах</b>										
АМ	8	2.9	1	–	2.7	0.13	73	585	1.06	0.53
АМ-7	19	0.35	0.8	2.4	0.91	0.13	–	675	–	–
АЧ	8	0.66	0.8	4.8	0.78	0.21	79	580	1.02	0.95
АИ	6	3.9	2.1	1.9	3.85	0.11	40	582	0.92	1.25
АТ	4	1.68	0.9	2.6	1.52	0.22	45	579	1.58	1.35
<b>Обломки пиллоу-лав в верхах вулканогенно-осадочной пачки</b>										
АЧ	5	1.1	0.7	–	0.98	0.11	62	587	1.02	–
АХ	12	0.88	0.6	–	1.23	0.11	54	591	0.92	0.58
АХ-2у	–	–	–	–	–	–	–	680	–	–
<b>Нижняя вулканогенно-осадочная пачка</b>										
АЧ	4	0.28	0.6	–	0.36	0.1	35	585	1	1.05
АХ-АС	3	0.47	0.4	–	1	0.07	48	582	0.9	0.87
АС-1ж	–	1.4	0.2	–	4.04	0.04	65	585	1	0.9
АТ	3	1.3	0.7	3.3	1.15	0.16	91	577	0.87	0.83
<b>Магнитные дайки</b>										
АШ	4	2.86	4.4	–	0.47	0.1	82	588	0.8	0.6
АЧ	7	2	0.7	3.2	1.97	0.19	85	586	1.01	0.7
АИ	5	3.7	1	–	2	0.19	67	–	1.02	0.94
АХ	2	0.57	0.6	–	0.4	0.13	74	582	1.05	–
<b>Магнитные силы</b>										
АС-АХ	4	2.88	1.2	–	2.37	0.18	78	585	0.92	–
<b>Мощные немагнитные в центре и магнитные по краям дайки АШ, АЧ</b>										
Центр	2	0.02	0.2	–	0.08	0.02	62	585	1.15	–
Край	2	1.95	1.4	–	1.19	0.15	84	580	1	–
<b>Немагнитные силы и дайки порфиритов</b>										
АШ-АЧ	6	0.1	0.4	–	0.18	0.11	92	591	1.38	1.4
АС-АТ	2	0.15	0.65	5.2	0.16	0.16	56	580	1.35	1.5
<b>Дайки и силы габбро</b>										
АХ-АТ	6	1.49	1.7	0.2?	0.57	0.16	66	581	1.1	1.02
<b>Пикриты</b>										
АЧ	2	0.3	1.8	–	0.1	0.04	33	580	1.15	1.9
<b>Перидотиты</b>										
АС	3	3.8	0.5	0.7	3.47	0.09	35	573	1.13	1.26

*Примечание.* Объект – участок отбора образцов (расшифровку буквенных обозначений см. в тексте); N – количество точек отбора;  $J_n$  – удельная естественная остаточная намагниченность (мАм<sup>2</sup>/кг);  $Q_n$  и  $Q_{nt}$  – отношение Кенигсбергера ( $Q_n = J_n/50k$ ;  $Q_{nt} = J_{nt}/5k$  – “девонское” отношение – принято  $H_a = 5$  мкТл;  $J_{nt}$  – стабильная часть  $J_n$  после T-чистки до 500 °С);  $J_{st}$  и  $J_{rst}$  – намагниченность и остаточная намагниченность насыщения после нагрева образца до 600–700 °С.

Среди немагнитных даек и силлов выделяются две группы: а) “равномерно” немагнитные тела, такие преобладают, и б) “неравномерные” по намагниченности тела: центральные части некоторых мощных даек немагнитны, а близ контактов выделяются узкие магнитные полосы, к эндоконтактам намагниченность вновь падает. Типы вторичных из-

менений немагнитных и магнитных даек аналогичны, степень изменений близка. Но даже в относительно слабо измененных немагнитных телах не встречены реликты зерен первичного титаномагнетита. Немагнитные тела являющиеся первично-немагнитными, а обогащение первичным титаномагнетитом и ильменитом их краевых частей может быть



Таблица 4.4. Палеомагнитные направления офиолитов Южного Тянь-Шаня (40.1° с.ш., 72.1° в.д.)

Объект	Порода	Возраст	Аз., °	Угол, °	N/n	Dec, °	Inc, °	K	$\alpha_{95}$	Пш, °
			ПД							
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Участок Киргиз-Ата										
АБ, АМ-44-60(А)	Песчаники, алевролиты	C <sub>2</sub>	10–220	30–60	8/20	158	-39	4.5	25	–
						145	-50	12.6	15	30.8
АЛ-1-4(Б)	Алевролиты	D <sub>1</sub> ?	130–180	50–80	4/10	195	-51	5.2	31	–
						295	-52	4.1	35	–
АШ-1-51(Б+А <sub>п</sub> )	Диабазы даек	D	?	?	75/75	140	-68	3.4	11	–
						–	–	–	–	–
АШ-3, -16(Б+А <sub>п</sub> )	То же	D	?	?	51/51	143	-57	11.5	7	–
						–	–	–	–	–
АМ (А)	Пиллоу-базальты	D	150–210	50–60	8/32	142	-10	11	30	–
						129	-35	281	6	19.3
АЧ-27, -28 (Б+А <sub>г</sub> +А <sub>п</sub> )	То же		125	65	14/14	214	-24	3.9	23	–
						239	-12	4	23	–
АЧ-26 (Б+А)	Базальты, диабазы	D	135	75	5/15	168	-2	5	19	–
						194	-48	5.5	18	–
АЧ-25 (Б+А)	Диабазы, алевролиты	D	140	75	10/15	155	1	13	11	–
						185	-65	9.3	14	–
АЧ-1-14 (Б+А)	Диабазы	D	35	23	15/15	158	-46	14.6	11	–
						173	-31	14.6	11	–
АЧ-16-24 (Б)	Диабазы, алевролиты	D	110–140	80	6/6	150	-56	16	17	–
						285	-41	16	17	–
АЧ-15 (А)	Базальты гиадокластитов	D	105–35	50–23	2/18	125	-18	27	14	–
						141	-39	145	8	22
АИ-1, -2 (А+Б?)	Пиллоу-базальты	D	125–150	72	21/21	179	52	16.4	8	–
						166	-19	26.5	6	–
АИ-9 (А)	Диабазы	D	150	73	8/12	139	40	12.1	14.5	–
						136	-33	12.1	14.5	–
Участок Ходжагаир										
АХ-2-4 (С+Б)	Базальты гиадокластитов	D	20	35	3/49	340	-21	5.3	57	–
						330	-20	4.6	62	–

Таблица 4.4. (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
АС-1, -6, -11 (А+С)	Алевролиты, песчаники	D	8	70	3/7	37	-29	50	17.6	-
						136	-60	216	9	-
АС-10 (С+А)	То же	D	310-90	60	1/6	2	-26	16.3	17	-
						340	-16	17.6	16	-
АС-12 (С+А)	“	D	10	60	12/12	19	9	8.2	16	-
						41	-57	6.3	19	-
АС-11, -13 (А+С?)	Перидотиты немагнитные	D?	10	70	2/5	45	-44	12.8	22	-
						143	-49	11.8	23	-
АС-11, -13 (С+Б)	Перидотиты магнитные	D?	10	70	2/9	342	-16	17.1	13	-
						275	-67	19.6	12	-
Участок Саргале										
АТ-1а-л (А)	Пиллоу-базальты	D	5	70	9/9	45	-49	18.4	11	-
						147	-41	22.3	10	23.5
АТ-1м-ф (А)	То же	D	5	70	7/7	47	-51	16.5	13	-
						144	-37	21.5	11	20.6
АТ-1 (А)	“	D	5	70	16/16	46	-50	18.7	9	-
						146	-39	25.3	8	22
АТ-2, -3 (А+С)	Обожженные алевролиты	D	10	65	2/14	14	-48	49.1	6	-
						162	-69	59.4	5	-
АН (А)	Пиллоу-базальты	S	320	40	14/14	59	-57	15	9	-
						97	-37	15	9	20.6
Среднее по объектам		D	Компонента А		6/72	126	-13	3.6	30	-
			137	-37		126	5	20.6		
Круги		D	Компонента А		45/104	-	-	-	-	-
			140	-39		49.1	3	22		
Среднее по объектам		C	Компонента А		8/20	158	-39	4.5	25	-
			145	-50		12.6	15	30.8		
Среднее по объектам		P?	Компонента Б		5/46	160	-57	29.8	12	37.6
			209	-71		3.8	32			
Круги (в современных. координатах)		P?	Компонента Б		42/42	142	-53	56.7	2	32.5
			-	-		-	-	-		

*Примечание.* Объект – участок отбора образцов (расшифровку буквенных обозначений см. в тексте), в скобках – преобладающая компонента  $J_n$ ; А – доскладчатая, близкая первичной (индексы п, г – прямая и обратная полярности, соответственно), Б – синскладчатая наложенная, С – пермская); N – количество объектов; n – количество образцов; Dec, Inc – палеомагнитные склонение и наклонение, соответственно; K – кучность по Р. Фишеру [Fisher, 1953];  $\alpha_{95}$  – радиус овала доверия вокруг среднего; пш – палеоширота; верхние строки – современные координаты, нижние – древние. Круги – метод пересечения кругов перемагничивания в ходе Т-чистки.

результатом кристаллизационной дифференциации магмы. Немагнитность даек и силлов хорошо прослеживается по величинам  $J_n$ ,  $J_s$  (табл. 4.3).

\* \* \*

По результатам петромагнитного исследования магматических пород офиолитов Туркестано-Алая можно сделать следующие выводы.

1. Выделены два этапа магматизма: а) до отложения вулканических брекчий – дайки, силлы немагнитных и слабомагнитных габбро, порфировых базальтов, нередко образующие комплекс “дайка в дайке” и немагнитные пиллоу-лавы; б) после отложения вулканических брекчий – дайки, образующие рассеянные рои, силлы магнитных афировых долеритов и магнитные пиллоу-лавы. По составу и однородности первичных титаномагнетитов (средний  $X=0.64$ ) магнитные и немагнитные породы аналогичны спрединговым базальтоидам. Они являются результатом единого процесса дифференциации базальтовой магмы от близких кумулятам немагнитных габбро и даек до магнитных более поздних расплавов.

2. Для офиолитов Туркестано-Алая, как и для офиолитов других регионов, характерны средне-высокотемпературные изменения, ведущие к заметному разрушению зерен первичного титаномагнетита и ильменита, образованию по ним сфена, замещению другими силикатами, как хлорит, амфибол и др. Конечными продуктами изменений являются вторичные магнетиты двух видов: а) высокотемпературный магнетит, главным образом продукт разрушения первичного титаномагнетита; этот магнетит сохраняет информацию об условиях кристаллизации первичного титаномагнетита и палеомагнитное направление, близкое первичному; б) средне-низкотемпературный магнетит, образование которого не зависит от условий кристаллизации магматического тела, его стабильная остаточная намагниченность имеет позднепалеозойское направление.

#### 4.1.4. Палеомагнитная характеристика

Для палеомагнитного изучения выбирались эндоконтактные зоны закалки в дайках, силлах, подушках лав. Такие зоны фиксировались как визуально, так и по закономерному спаду магнитной восприимчивости к краю тела. В дальнейшем, в лаборатории, проведены непрерывное размагничивание типичных образцов до 600 °С и ступенчатая магнитная Т-чистка всех образцов. Для выделения доскладчатой компоненты  $J_n$  использовались в сочетании с Т-чисткой тест складки и метод пересечения кругов перемагничивания. В результате в  $J_n$  образцов офиолитов Туркестано-Алая выделены, по крайней мере, три компоненты: С, А и Б (табл. 4.4).

Компонента С близка по направлению современному геомагнитному полю, обычно она разрушается Т-чисткой до 200 °С, однако есть примеры, когда ее не удается устранить полностью даже

нагревами до 500 °С (образцы с участков Ходжагаир – АХ, АС и Сартале – АТ; табл. 4.4).

Компонента А – обратной полярности, доскладчатая (положительный тест складки, табл. 4.4). Наиболее надежно компонента А выделяется в пиллоу-базальтах р. Киргиз-Ата (АМ, АЧ-15, АИ-9) и Сартале (АТ-1), среднее направление по ним в древней системе координат:  $Dec=137^\circ$  и  $Inc=-37^\circ$ . Доскладчатая компонента выделена и в среднекаменноугольных отложениях участка р. Киргиз-Ата:  $Dec=145^\circ$  и  $Inc=-50^\circ$ .

Компонента Б – обратной полярности, явно послескладчатая, наиболее отчетливо выделяется на участке р. Киргиз-Ата, ближайшем к пермскому гранитоидному батолиту (рис. 4.2), и в немагнитных дайках первой генерации АШ-1-51 и АЧ-1-14. Среднее направление в современной системе координат составляет  $Dec=142^\circ$  и  $Inc=-53^\circ$  (табл. 4.4), что близко среднекаменноугольной и метакристаллической пермской компонентам [Палеомагнитология, 1982]. У пиллоу-базальтов и даек второй генерации палеомагнитное направление занимает промежуточное положение между компонентами А и Б (табл. 4.4).

Компоненты А и Б обнаруживаются иногда в одном образце, при этом первая разрушается при более высокой температуре, чем вторая. Вклад компоненты Б в  $J_n$  резко уменьшается с удалением участков от гранитоидных тел. Так, на участке Ходжагаир, удаленном от выходов крупных тел гранитоидов на 10–15 км (рис. 4.2), компонента Б еще заметна, а на участке Сартале, где ближайшие гранитоидные тела находятся в 20–25 км, она не обнаружена.

Серия точек – проекций палеомагнитных направлений на стереограмме в древних координатах ложится на дугу большого круга, соединяющую девонские палеомагнитные направления обратной и прямой полярности (рис. 4.16). Видимо, кроме перечисленных компонент, часть пород (немагнитные дайки и пиллоу-базальты участка р. Киргиз-Ата – АЧ-27, -28; табл. 4.4) имела прямую магнитную полярность (обратную компоненте А).

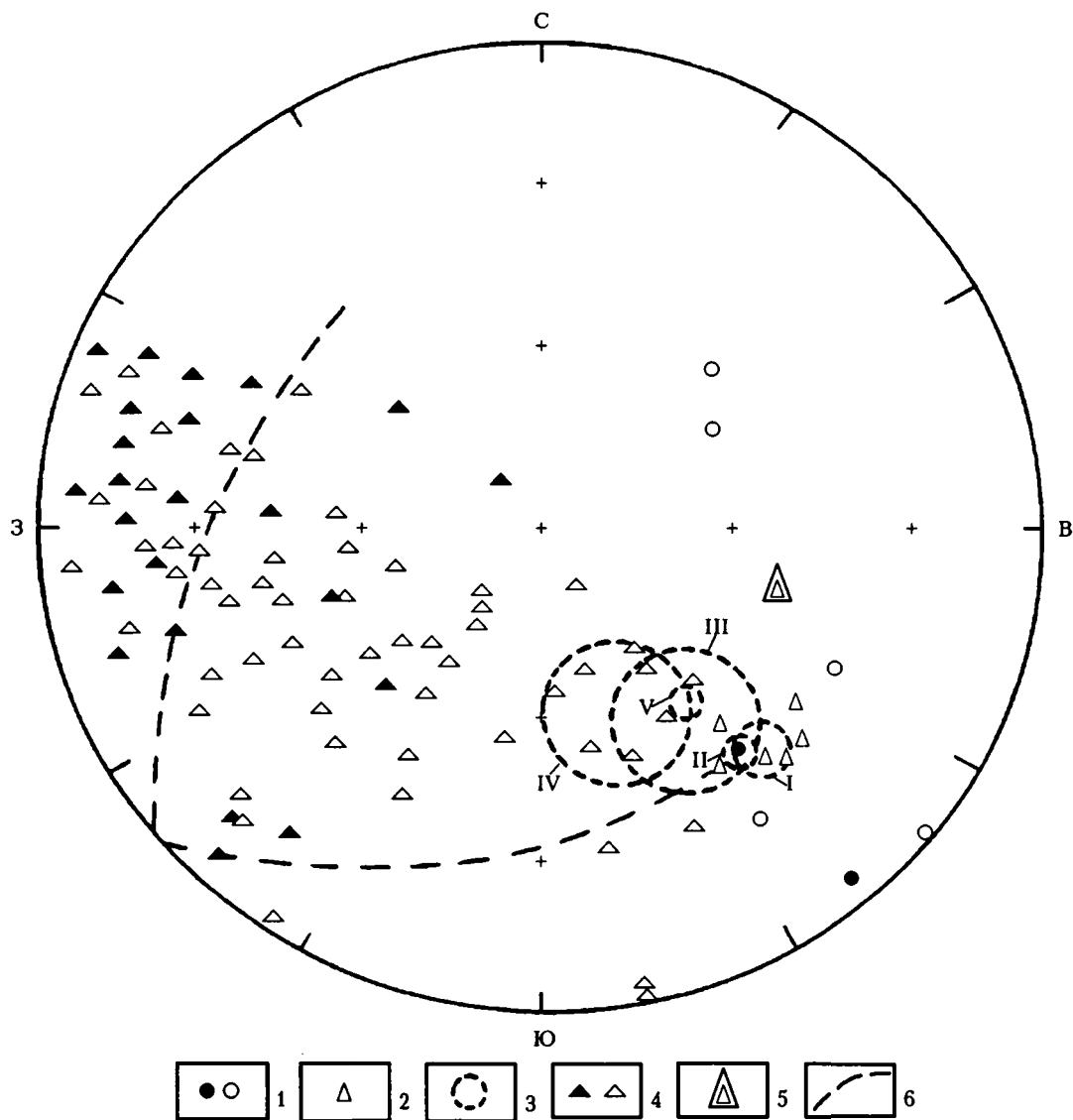
Компонента А магматических пород имеет термоостаточную природу, т.е. она первична в магнитотектоническом смысле. Магнетит образцов, имеющих компоненту А, наследует условия кристаллизации первичных магматических титаномагнетитов. Компонента Б образована ниже точки Кюри магнетита. Магнетит – носитель компоненты Б – не связан с процессом магматической кристаллизации.

Палеомагнитные направления, усредненные по объектам и полученные в результате применения метода пересечения кругов перемагничивания, практически совпадают и могут быть приняты как надежные девонские палеомагнитные направления для серии офиолитовых пластин Туркестано-Алая (табл. 4.4).

Из силурийских объектов удалось получить отнесительно надежные палеомагнитные данные

только по одному разрезу пиллоу-базальтов Сар- тале. Из-за моноклиального залегания пород не- возможно воспользоваться тестом складки. В ре- зультате ступенчатой Т-чистки выделились две компоненты  $J_n$ : С – близкая направлению совре- менного геомагнитного поля и древняя А (табл. 4.4). Доля компоненты С незначительна и разру- шается Т-чисткой до 200 °С, далее направление  $J_{nt}$  практически не меняется, с ростом темпера- туры лишь улучшается кучность от 7 до 15. Скло- нение древней компоненты отличается в совре- менных координатах от позднепалеозойского

склонения на 100°, в древних координатах от де- вонского на 40°. Эти факты и то, что в находя- щихся рядом девонских офиолитах (участок Сар- тале – АТ) отсутствует компонента Б, позволяют утверждать, что и в образцах силурийских пил- лоу-базальтов отсутствует позднепалеозойская (пермская) компонента Б, а выделенная древняя компонента близка первичной. Наклонения древ- них магнитных компонент девонских и силурий- ских пород практически совпадают (табл. 4.4), что говорит об одних и тех же палеоширотах образо- вания этих пород – примерно 20° с.ш.



**Рис. 4.16.** Стереограмма средних палеомагнитных направлений пород офиолитов Туркестано-Алайского хребта

1, 2 – палеомагнитные направления шести надежных объектов в современной (1) и древней (2) систе- мах координат (см. табл. 4.4); 3 – круги доверия ( $\alpha_{95}$ ) среднего направления (I) и пресечения кругов перемагничивания (II) для объектов девона, среднего направления объектов силура (III), карбона (IV), перми (V) АЧ-25–АЧ-28; 4 – направления  $J_{nt}$  образцов объектов АЧ-25–АЧ-28 и АШ; 5 – палеомагнитное направление для участка Надир (силур); 6 – дуга большого круга, соединяющая девонские палеомагнитные направления прямой и обратной полярности.

Залитые значки – проекция на нижнюю полусферу, незалитые – на верхнюю

## 4.2. Офиолиты Северо-Восточной Ферганы

В ряду офиолитовых аллохтонов, участвующих в покровно-складчатой структуре герцинид Южного Тянь-Шаня, особое место занимают офиолиты Северо-Восточной Ферганы, располагающиеся в петлеобразном изгибе герцинских структур в непосредственном соседстве с Таласо-Ферганским сдвигом (рис. 4.2). Они шарьированы в северо-восточном направлении на вулканогенный и кремнисто-сланцевый разрезы среднего палеозоя [Талашманов, 1981; Миколайчук, 1986; Христов и др., 1986]. Для данного исследования эти офиолиты представляют повышенный интерес благодаря специфичности развитых в них дайковых комплексов.

### 4.2.1. Геологическая характеристика

Рассматриваемый офиолитовый аллохтон смят в складки и деформирован надвигами, разделяющими его на серию тектонических пластин и клиньев. В них воссоздается стандартный набор пород: серпентизированные гипербазиты (дунит-гарцбургитовый комплекс), гнейсовидные полосчатые габбро, габбро-нориты, габбро-амфиболиты, аповулканические сланцы и метабазальты майлисуйской серии. В ее верхних горизонтах установлены яшмы и кремни с радиолариями нижне-среднего палеозоя [Христов и др., 1986]. Позднее здесь были обнаружены конодонты силура [Пучков и др., 1987]. Е.В. Христовым и А.В. Миколайчуком в офиолитах Северо-Восточной Ферганы установлен блок, сложенный комплексом типа "дайка в дайке", тектонически сочетающийся с меланжированными гипербазитами и метаморфическими породами [Христов, Миколайчук, 1983; Миколайчук, 1986].

Детальные исследования, проведенные авторами в верховьях руч. Кубагыльсай (рис. 4.17), позволили установить ряд особенностей в строении комплекса [Диденко и др., 1995]. В левом борту правого истока руч. Кубагыльсай (руч. Дайковый) обнажается фрагмент дайкового комплекса меридионального простирания (Аз. падения 75–80°,  $\angle 70^\circ$ ). Описание приводится вниз по ручью (с северо-запада на юго-восток, рис. 4.18).

Мощность, м

1. Магматическое тело, сложенное среднезернистыми диабазами. Обнажается только юго-восточный эндоконтакт ..... 0.6
2. Полудайка, сложенная мелкозернистыми диабазами. Закальной зоной обладает только северо-западный эндоконтакт ..... 0.15
3. Дайка, по составу аналогичная предыдущей (№ 2) ..... 0.25
4. Скрин, сложенный среднезернистыми диабазами ..... 0.4
5. Дайка, сложенная среднезернистыми диабазами ..... от 0.1 до 0.5
6. Полудайка, сложенная средне- и крупнозернистыми диабазами. Юго-восточный

- контакт активный, представлен тонкозернистыми диабазами (0.01 м) с мелкозернистой оторочкой (0.10–0.15 м) ..... 1.2
7. Скрин, сложенный меланократовыми крупнозернистыми диабазами ..... от 0.5 до 0
  8. Полудайка, по составу и строению аналогичная полудайке № 6. У юго-западного эндоконтакта появляется закалка, исчезающая при выклинивании скрина № 7 ..... 1.1
  9. Полудайка, аналогичная полудайке № 6 ..... 1.5
  10. Скрин, аналогичный скрину № 7 ..... 1.5
  11. Дайка, сложенная мелкозернистыми диабазами. По восстанию имеет частые коленообразные изгибы ..... 0.2
  12. Скрин, представляющий собой продолжение предыдущего скрина (№ 10) ..... 0.4
  13. Полудайка, сложенная мелкозернистыми диабазами. Северо-западный эндоконтакт активный ..... от 0.3 до 0.05
  14. Дайка, сложенная среднезернистыми диабазами ..... 1.0
- Зона повышенной тектонической трещиноватости и брекчирования мощностью до 4.0 м.
15. Дайка, сложенная мелкозернистыми диабазами ..... 0.3
  16. Скрин, сложенный мелкозернистыми и меланократовыми диабазами ..... 0.8
  17. Полудайка, сложенная мелкозернистыми диабазами. Северо-западный эндоконтакт активный ..... 0.5
  18. Дайка, сложенная крупнозернистыми диабазами ..... 0.25
  19. Полудайка, по составу аналогичная полудайке № 17, но с активным юго-восточным эндоконтактом ..... 1.0
  20. Скрин сложного строения, представленный меланократовыми габбро-диабазитами, которые пересекаются дайкой, сложенной мелкозернистыми диабазами ..... 0.5

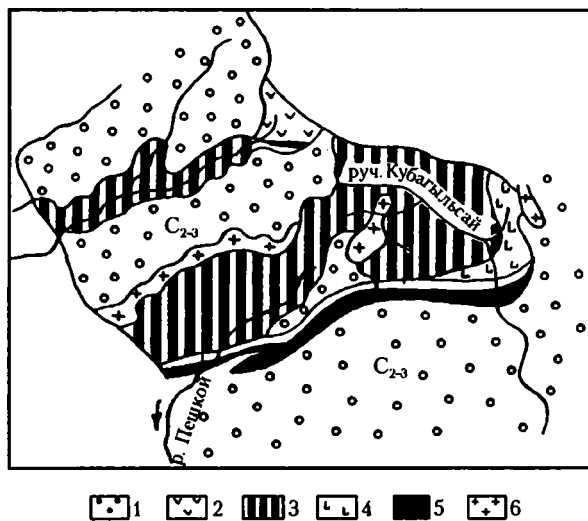
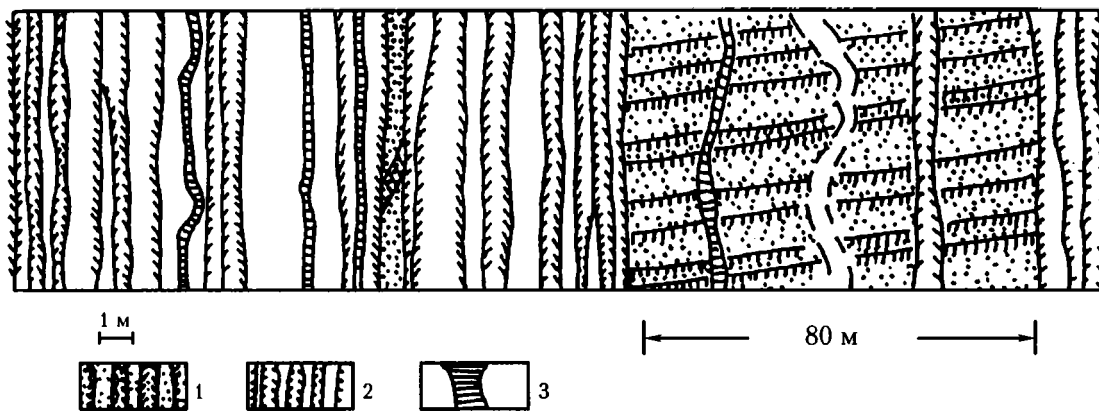


Рис. 4.17. Схема геологического строения верховьев руч. Кубагыльсай  
1 – моласса (C<sub>2-3</sub>); 2 – базальты (D<sup>?</sup>); 3 – комплекс типа "дайка в дайке"; 4 – габбро; 5 – серпентинитовый меланж; 6 – гранитоиды (P)



**Рис. 4.18.** Схема строения фрагмента разреза двух дайковых систем по руч. Дайковый (правый приток руч. Кубагыльсай)

1 – субширотные дайки микрогаббро и габбро-диабазов; 2 – субмеридиональные дайки диабазов; 3 – дайки афировых диабазов

21. Пассивная дайка, сложенная среднезернистыми диабазами. Северо-западный эндоконтакт активен только в области соприкосновения со скрином № 20 ... от 0.1 до 1.0

22. Дайка, сложенная средне- и крупнозернистыми диабазами. Оба эндоконтакта активные, выделяются мелкозернистыми оторочками повышенной мощности (до 20 см) ..... 1.5

23. Скрин, сложенный меланократовыми габбро-диабазами (см. скрин № 20) ..... до 1.0

24. Дайка, аналогичная дайке № 22 ..... 1.0

25. Скрин, сложенный серпентинизированными перидотитами ..... 1.2

26. Дайка, аналогичная дайке № 24 ..... 0.8

Необнаженный участок, протяженностью до 0.5 м. Далее линия профиля продолжается в широтном сечении (с запада на восток).

27. Магматическое тело, сложенное меланократовыми габбро-диабазами (см. скрин № 20). Западный эндоконтакт не обнажен, восточный – пассивный ..... 0.6 (видимая)

28. Полудайка, сложенная мелкозернистыми диабазами. Западный эндоконтакт активный, восточный активен только в области соприкосновения со скрином № 29 ..... 0.4

29. Скрин, сложенный габбро-диабазами (см. скрин № 20). Имеет линзовидную форму и по восстанию выклинивается ..... 0.2

30. Дайка, сложенная мелкозернистыми диабазами ..... 0.5

31. Полудайка, сложенная мелкозернистыми диабазами. Восточный эндоконтакт активный, представлен резкой закалкой (2.0–3.0 см) ..... 0.6

32. Скрин, сложенный серией магматических тел типа “дайка в дайке”, имеющих широтное простирание (Аз. Пд. 0–10°, ∠80–95°). Все тела представлены хорошо раскристаллизованными габбро-диабазами и габбро. В доступной для наблюдения части скрина устанавливается не менее 20

тел, среди которых преобладают полудайки с активными северными эндоконтактами. Закальные зоны имеют небольшую мощность (5.0–8.0 см) и представлены тонкозернистыми диабазами, которые отчетливо выделяются отбеленностью выветрелых поверхностей. В данной серии преобладают полудайки с мощностью от 0.3 до 1.5 м. Скрин расщепляется единичными маломощными (5–15 см) извивающимися дайками меридионального простирания ..... 60.0–80.0

33. Полудайка, сложенная среднезернистыми диабазами. Западный эндоконтакт активный, представлен тонкозернистыми фациями в совокупности с мелкозернистой оторочкой в 15–18 см ..... 0.8

34. Полудайка, аналогичная предыдущей (№ 33) ..... 0.5

35. Полудайка, аналогичная двум предыдущим (№№ 33, 34) ..... 1.2

Вниз по ручью на протяжении 700–800 м наблюдается дайковый комплекс, сложенный меридиональными сериями, аналогичными описанным выше, которые перемежаются со скринами, в том числе и крупными, сохраняющими в себе пакеты широтных полудаек. Ширина выходов субмеридиональных дайковых серий достигает сотни метров, тогда как мощности сложных скринов варьируют от первых метров до многих десятков метров.

Детальное изучение строения дайкового комплекса в пределах верховьев руч. Кубагыльсай показало, что повсеместно существуют дайковые серии двух направлений: субмеридионального и субширотного. Анализ разрезов, составленных в разных сечениях, позволяет говорить о преобладании магматических тел меридиональной направленности. Они слагают пакеты, состоящие из многих десятков тел, среди которых одинаково часто встречаются стандартные дайки, восточные и западные полудайки.

Широтная совокупность выделяется своей однородностью, так как в ней преобладают полудайки

ки с северными ориентировками закалок, сложенные меланократовыми разностями габбро и габбро-диабазов. Мощности тел варьируют незначительно. Простираются выдерживаются довольно строго. Повсеместно отчетливо устанавливается срезание широтных пакетов меридиональными, что свидетельствует об относительной древности пакетов широтных магматических тел.

Как и во всех других дайковых комплексах (Киргизата, Ходжагаир, Сартале), выделяются жилородные секущие дайки наиболее поздних генераций. Они отличаются своей маломощностью и извилистостью. Все магматические тела этого типа сложены однообразными слабо раскристаллизованными диабазами.

\* \* \*

Таким образом, в офиолитах Северо-Восточной Ферганы по характеру взаимоотношений между собой устанавливаются разновозрастные и разнонаправленные дайковые серии. Древняя характеризуется незначительной вариацией мощностей магматических тел, их одинаковой раскристаллизованностью и преобладанием полудаек с односторонне ориентированными закалками. Можно предполагать, что комплекс с широтной ориентировкой оси растяжения (современные координаты) формировался в геодинамической обстановке концентрированного спрединга.

Меридиональные серии обладают признаками рассредоточения зон магмовыведения. Магматические тела слагают удаленные друг от друга рои. Применение методики мысленного совмещения и изъятия целых даек из разрезов позволило определить, что палеопространство путем извлечения полноценных магматических образований полностью закрывается, оставляя при этом только широтные дайковые серии.

В таком случае, широтные пакеты "дайка в дайке" представляют собой реликты более древней океанической коры, становление которой происходило в условиях срединно-океанического хребта, а меридиональные серии отвечают геодинамическому этапу повторного спрединга рассеянного типа, который наиболее отчетливо удалось выявить в офиолитах Туркестано-Алая. Такое сочетание геодинамических режимов палеоспрединга (концентрированного и рассеянного), скорее всего, соответствует геодинамической ситуации трансформного разлома.

#### 4.2.2. Палеомагнитная характеристика

Для палеомагнитного изучения отобраны коллекции из широтных и субмеридиональных даек в двух районах, удаленных друг от друга на 4.5 км (первая точка отбора – руч. Дайковый, вторая – руч. Березовый). Кроме того, там же отобраны образцы габбро-долеритов из предполагаемых апикальных частей магматических камер, амфиболитизированных габбро и пиллоу-базальтов. Все породы подверглись зеленокаменному метаморфизму,

в значительной степени уничтожившему первичные магнитные минералы, что привело к низкой восприимчивости пород ( $k < 0.4$  мед. СИ).

Выделение стабильных компонент  $J_n$  осуществлено ступенчатой Т-чисткой (200, 400, 500 и 540 °С). Применен тест галек, для чего из конгломератов среднекаменноугольно-пермского молассового комплекса, перекрывающего офиолиты, отобраны гальки габбро, базальтов и диабазов. Т-чисткой в гальках обнаружена метахронная компонента  $J_n$ , разностный вектор 200–400 °С в современных координатах имеет направление  $Dec=112^\circ$ ,  $Inc=-35^\circ$  ( $K=26.6$ ,  $\alpha_{95}=-6.4^\circ$ ). Метахронная компонента разрушается Т-чисткой до 500 °С и разброс  $J_{nt}$  приближается к хаотическому ( $K < 3$ , табл. 4.5), т.е. выше 500 °С должна выделяться близкая первичной компонента  $J_n$ . Наиболее эффективно применение метода пересечения кругов перемагничивания в ходе Т-чистки. В результате в образцах офиолитов Нарынского участка (табл. 4.5) выделены три компоненты  $J_{nt}$ : 1) доскладчатая, близкая времени формирования широтных даек ( $Dec=297^\circ$  и  $Inc=36^\circ$ ); 2) доскладчатая, близкая времени формирования наложенных субмеридиональных даек ( $Dec=226^\circ$  и  $Inc=44^\circ$ ); 3) послескладчатая, пермская ( $Dec=124^\circ$ ,  $Inc=-52^\circ$ ,  $K=390$ ,  $\alpha_{95}=3.5^\circ$ ) [Диденко и др., 1995; Didenko et al., 1993].

Подобно Алайским офиолитам (табл. 4.4), послескладчатые палеомагнитные направления Нарынского участка имеют обратную полярность. Доскладчатая компонента субширотных и большинства субмеридиональных даек имеет прямую полярность (табл. 4.5). Соответственно, район со времени формирования субширотных даек и до приобретения послескладчатой пермской намагниченности находился в северных широтах.

Палеомагнитные, близкие первичным, направления субширотных и субмеридиональных тел значительно различаются как по наклонению, так и по склонению (табл. 4.5). Это объясняется тем, что породы Нарынского участка образуют лежащую складку: в перевернутом крыле изотропные габбро располагаются структурно и гипсометрически выше дайкового комплекса, т.е. разрез находится в перевернутом залегании (рис. 4.19, а). При реконструкции первоначального залегания пород (поворот на 180° вокруг горизонтальной оси, имеющей простираение 355°) палеопростираения субмеридиональных даек ручьев Березового и Дайкового становятся одинаковыми (10°).

Таким образом, для офиолитов Северо-Восточной Ферганы (Нарынский участок) намечается следующая последовательность событий.

1. В силуре на широте около 20° с.ш. существовала единая для Южного Тянь-Шаня зона спрединга, простираение ее оси было 330° (рис. 4.19, б); палеомагнитные склонения широтных даек наиболее близки склонениям и наклонениям силурийских офиолитов Сартале (табл. 4.4); можно предположить, что формирование широтных даек было связано с активностью зоны спрединга в силуре.

2. В девоне, до возобновления внедрения даек, Нарынский блок сместился к северу на ~500 км к 25° с.ш. и повернулся по часовой стрелке на 70°, после чего произошло дальнейшее растяжение с сохранившейся осью спрединга (рис. 4.19, б). Вероятно, этот поворот мог реализоваться в зоне трансформного разлома.

3. Образование лежачей складки (рис. 4.19, б), которое произошло, видимо, в процессе обдущивания пластины.

4. В дальнейшем продолжалось смещение к северу всего региона до 33° с.ш. и поворот против часовой стрелки (рис. 4.19, б): Туркестано-Алая на 40°, Северо-Восточной Ферганы – на 80°. Увеличение амплитуды разворота последнего участка, возможно, связано с его близостью к Таласо-Ферганскому разлому.

Подобное увеличение амплитуды вращения вокруг вертикальной оси блоков, расположенных у зон крупных разломов, зафиксировано нами и для офиолитов Южных Мугоджар.

Широтное положение офиолитов Нарынского участка и в начале их формирования, и во время пермского перемагничивания совпадает с широтным положением Алайских офиолитов.

Более того, очень близки и палеопростираения осей спрединга: современное простираение субширотных даек 265° и Dec=297°, соответственно, палеопростираение даек – 328°; современное простираение субмеридиональных даек 190°, Dec=226°, соответственно палеопростираение даек – 324°, а девонское простираение оси спрединга Алайских офиолитов 340°.

### 4.3. Геодинамические аспекты формирования палеоспрединговых комплексов Южного Тянь-Шаня

Рассмотренные офиолиты Южного Тянь-Шаня представляют собой тектонически разобщенные фрагменты структур Туркестанского палеоокеана. Литосфера данного океана формировалась в течение длительного времени, неоднократно попадая в условия спрединга и подвергаясь ранним деформациям. Результаты комплексных геологических, петролого-геохимических, петропалеоманитных и термобарогеохимических исследований позволяют значительно дополнить и развить схему становления офиолитовых ассоциаций.

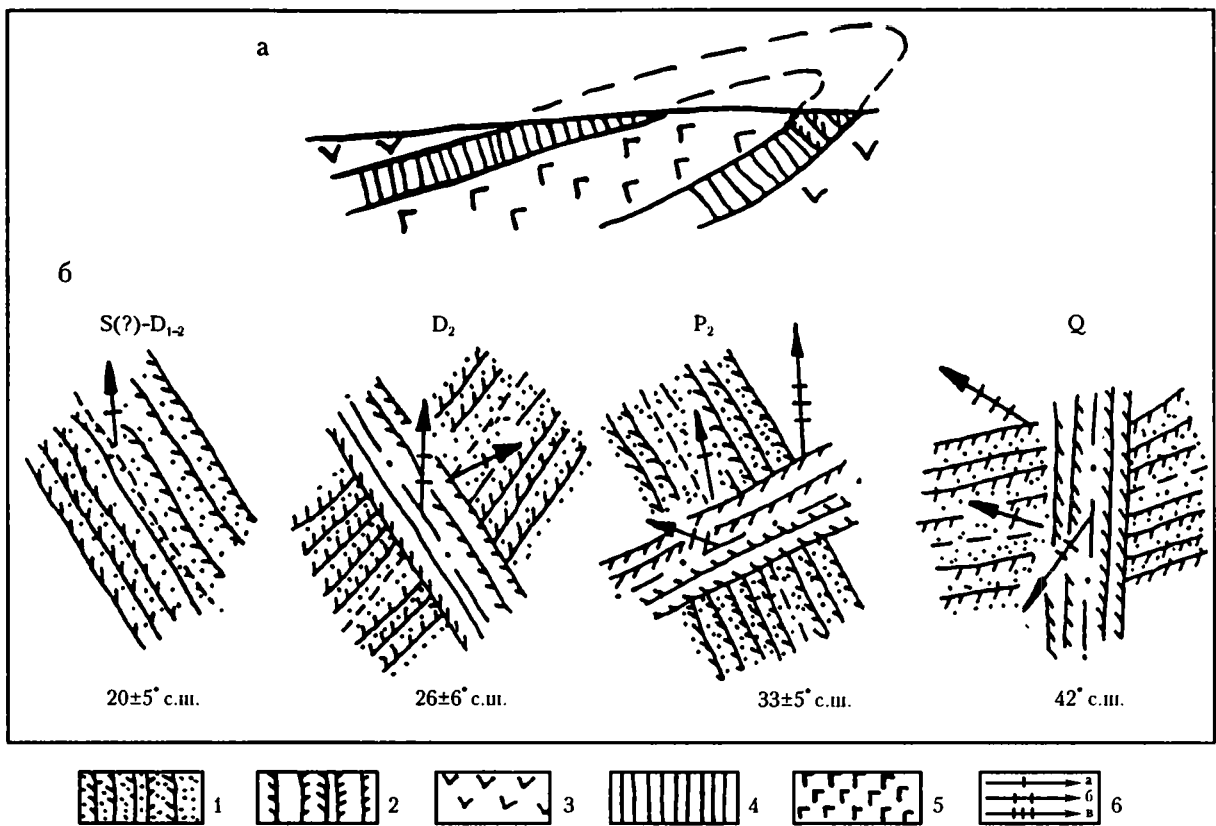
Состав серпентинитового меланжа свидетельствует о том, что к началу ордовика в Туркестанском палеоокеане существовала океаническая литосфера, включающая габброиды 3-го (кумулятивные габбро-нориты и амфиболовое габбро) и дунит-гарцбургитовый комплекс 4-го слоев. Вполне вероятно, что присутствовали диабазы и базальты (2-й слой), а также океанические осадки (1-й слой), но их доордовикский возраст ничем не подтверждается, а устанавливаются они только в полимиктовых меланжах, где тектонически перемешаны блоки как древних, так и послеордовикских частей офиолитовых ассоциаций. Кроме того, в ранних олигоценых выявлены кембрийские базальтоиды щелочного ряда [Бакиров и др., 1984а], но их принадлежность к палеоокеанической структуре не доказана.

Таблица 4.5. Палеомагнитные направления офиолитов Северо-Восточной Ферганы (41.6° с.ш., 72.5° в.д.)

Объект	Дайка, порода	N/n	Аз., °	Угол, °	Dec, °	Inc, °	K	$\alpha_{95}, °$	Пш, °
			ПД						
Ф-1	Субширотные дайки	8/8	–	0	288	36	8.2	17.6	–
					297	36	51	4.5	–
Ф-2	То же	5/5	85	180	352	-26	3.2	36	–
					295	35	150	4	–
Ф-3	Габбро, “корни” субширотных даек	2/7	85	180	56	-38	8.5	18.4	–
					298	38	8.5	18.4	–
Среднее		15	–	–	351	-16	<3.0	?	–
					297	36	1000	3	20
Ф-1	Субмеридиональные дайки	8/8	–	0	230	51	3.8	25.6	–
					226	49	39.8	5.1	–
Ф-2	То же	12/12	85	180	313	40	3.2	22.9	–
					46	-40	60.5	2.9	–
Ф-4	Амфиболитованное габбро	2/13	?	?	117	-41	90.6	4.3	–
					227	41	90.6	4.3	–
Среднее		22	–	–	149	-19	<3.0	?	–
					226	44	398	3	25.8
Ф-5	Гальки базальтов, габбро	1/18	–	–	108	-34	<3	–	–
					–	–	–	–	–

Примечание: Пояснения см. в табл. 4.4.





**Рис. 4.19.** Схема формирования и деформаций двух систем параллельных даек Нарынского участка (Северо-Восточная Фергана) в разрезе (а) и плане (б)

1 – субширотные дайки микрогаббро и габбро-диабазов; 2 – субмеридиональные дайки диабазов; 3 – базальты лав; 4 – диабазы и габбро-диабазы, нерасчлененные; 5 – габброиды слоя 3; 6 – палеомагнитное склонение пород в древней системе координат: а – силурийско-девонское, б – среднедевонское, в – пермское.

Цифры – палеошироты соответствующего времени

К середине ордовика возникли спрединговые условия, которые привели к развитию магматических систем не только базитового, но и ультраосновного состава.

Такой спрединг по отношению к первичной (до-ордовикской) океанической коре является повторным. К моменту завершения эффузивной деятельности ультраосновного состава глубина бассейна уменьшалась и приближалась к уровню карбонатной компенсации. Свидетельством тому являются линзы карбонатов, покрывающие ультраосновные лавы.

В раннем силуре ложе Туркестанского палеоокеана стало сложнее. В области, отвечающей Сарталинскому типу офиолитов, после некоторого перерыва, продолжались излияния лав базальтового состава, являющиеся результатом дальнейшего спрединга океанической коры. Одновременно заложились и стали развиваться области формирования кремнистых отложений в некомпенсированных условиях: в раннем силуре в Ходжагаирском фрагменте чуть позднее – в Киргизатинском. Эта ситуация продолжалась на протяжении всего силура: некомпенсированное осадконакопление в одной части Туркестанской океанической струк-

туры и лавовые излияния в условиях рассеянного спрединга – в другой. В ряде областей Туркестанского палеоокеана образование океанических кремней предвлялось формированием офиолитокластовых олистостром.

В раннем девоне сначала в Киргизатинском, а немного позднее – в Ходжагаирском фрагментах палеоокеанической структуры кремнистое осадконакопление сменяется формированием мощных толщ, в составе которых преобладающая роль принадлежит пульверизационной гиадокластике, что, скорее всего, свидетельствует о перенасыщении магмы газовой фазой. В Сарталинских офиолитах продолжают изливаться базальтовые лавы.

Девонский этап – один из самых насыщенных событиями периодов в истории Туркестанского океана, с явным приоритетом магматических процессов, вызванных активизацией спрединга во всех анализируемых фрагментах. Вулканизм начинается излияниями толеитовых базальтов, прошедших кристаллизационную дифференциацию. Они быстро сменяются ультраосновными лавами, которые в Сарталинской части палеобассейна изливались с середины ордовика до начала силура,

а в Киргизатинско-Ходжагаирской – позднее, в раннем–среднем девоне.

В дальнейшем возрастает интенсивность движения, о чем свидетельствуют отвечающие этому периоду пакеты типа “дайка в дайке”. Одновременно это фиксируется интенсивной вулканической деятельностью, в процессе которой формировались мощные толщи минимально дифференцированных толеитов.

Расседоточенность дайковых роев в пространстве, равно как и другие специфические черты строения, указывают на превалирование спрединга рассеянного типа. Этот процесс был главным геодинамическим параметром, ответственным за формирование Туркестанского палеоокеана.

Можно предположить, что интенсивность спрединга и степень его рассеивания были неравномерны в палеоокеанической области. Наиболее напряженной геодинамической обстановкой была в Киргизатинском фрагменте. Здесь расседоточенные оси магмовыведения действовали продолжительно, на что указывает сравнительно большие мощности роев.

Менее напряженная обстановка складывалась в Ходжагаирской части палеоокеанической структуры. Зоны магмовыведения существовали здесь непродолжительно, их магматическая активность много слабее. Появление даек “вихляющего” и “раздувающегося” типов указывает, что магма нередко “пробивалась” к поверхности под давлением. Здесь широко развиты силловые комплексы, в том числе и дифференцированные. Видимо, это связано с тем, что при возрастающей мощности коры и рассеивании осей спрединга магма поднимается через усложненную систему промежуточных магматических камер, остатками которых являются силлы.

В Сарталинской части палеоокеанической области еще более отчетливо проявляется снижение вулканической активности. Заметно падают мощности лавовых толщ, появляются достаточно продолжительные перерывы, фиксирующиеся туфосилицитовыми отложениями. Преобладание в мощном дифференцированном силле базитовой составляющей свидетельствует о том, что здесь не произошло отделение толеитовой выплавки и промежуточная камера осталась неистощенной. Видимо, сказались недостаточная напряженность поля растягивающих усилий, не позволившая разорвать и раздвинуть надсилловую часть разреза.

Таким образом, изученные офиолитовые фрагменты удастся объединить в некую систему, определяемую особенностями магматизма, как интрузивного, так и эффузивного. Взаиморасположение определяется по геодинамическому принципу (степень напряженности спрединга): главная зона рассеянного спрединга (Киргизата) → близкий фланг (Ходжагаир) → дальний фланг (Сартале) → трансформный разлом (Северо-Восточная Фергана).

Петрологические особенности повторносредингового магматизма фиксируются закономерностями в поведении флюида. Независимо уста-

новленные ряды базитовых и гипербазитовых пород, сменяющие друг друга по линии уменьшения уровня палеоглубинности, показывают, что изменения в газовых фазах зависят не только от состава, но и от морфологии тел. Вполне возможно, что это означает существование единой, уже первично дифференцированной камеры, которая при первых импульсах спрединга вскрылась на неодинаковых глубинах. В результате в верхние горизонты коры проникали различные по основности магмы. Сказанное подтверждается поведением редких элементов. В ультраосновной серии их концентрации четко реагируют на палеоглубину, в основной – в меньшей степени.

Остатки первичного расплава в отдифференцированном виде сохраняются в сложных силлах. Тренды эволюции составов пород, их слагающих, повторяют общие закономерности всей офиолитовой ассоциации. Можно предполагать, что строение и состав таких крупных силлов, как Сарталинский, соответствуют микромоделю магматической камеры, разноточинное вскрытие которой породило столь широкий по составам спектр лав и даек. С этим хорошо согласуется появление в разрезе частично дифференцированных толеитов, предвещающих ультраосновные излияния, а также плагиопорфиритов с интрателлурическими вкрапленниками. Скорее всего, это дошедшие до поверхности порции расплавов из быстро раскрывающихся апикальных частей камеры. Согласуется с моделью и стабильное участие недифференцированных толеитов в период максимальной активности спрединга. Постоянно подпитываемая камера быстро подавала вверх расплав, который почти не дифференцировался.

Непосредственных переходов из даек в лавы установить не удалось. Тем не менее, генерации дайковых роев имеют аналогичную с лавами последовательность изменения состава внедрявшейся магмы: от ультраосновных пород до недифференцированных диабазов даек поздних генераций. Соподчиненность пород даек и их поверхностных аналогов подтверждается тем, что базитовые и гипербазитовые ряды имеют свои, присущие только данной последовательности закономерности в поведении флюидов.

Геодинамическая обстановка повторного спрединга рассеянного типа сдвинула петрологическую ситуацию в более восстановительные условия, чем это наблюдается при спрединге концентрированного типа (офиолиты Мугоджар). К этому выводу независимо приводят данные термобарогеохимического и петромагнитного изучения пород.

Сложность строения океанического ложа выразилась в появлении океанических островов с базальтоидным магматизмом и мелководными рифами.

К концу девона – началу карбона активный магматизм затухает. Возникают локальные сжатия, в результате которых происходят ранние (океанические) надвиги. Затем пластины океанических образований были обдуцированы на край Алайского микроконтинента.

Выделенная в офиолитах Южного Тянь-Шаня позднепалеозойская (пермская?) компонента Б относится к гиперхрону обратной полярности Киама [Палеомагнитология, 1982]. Соответственно, полученное нами палеомагнитное направление компоненты Б с  $Dec=142^\circ$  и  $Inc=-53^\circ$ , очевидно, обратной полярности. Следовательно, в конце палеозоя район находился в северных широтах на  $33-35^\circ$ . Сходство по знаку наклона сибурийского, девонского и каменноугольного палеомагнитных направлений с пермским позволяет считать, что они также обратной полярности. В соответствии с этим предположением, регион находился в северных широтах на  $19-22^\circ$  в силуре-девоне и на  $28-32^\circ$  в среднем карбоне. Это означает, что со времени формирования палеоокеанической коры в силуре -- раннем девоне до ее деформации во время складчатости в перми район в целом сместился к северу примерно на  $10^\circ$ , не претерпевая существенных вращений. Лишь в позднепермское-послепермское время район повернулся против часовой стрелки в среднем на  $40^\circ$ .

Современное простирание наиболее представительного дайкового комплекса на участке Киргиз-Ата --  $300^\circ$ , среднее первичное девонское склонение  $Dec=320^\circ$ , отсюда палеопростирание оси спрединга в девоне было  $340^\circ$ , а палеоширота, как отмечено выше,  $22^\circ$  с.ш.

Туркестанский палеоокеан в сибурийско-среднедевонское время располагался в тропических широтах Северного полушария и, видимо, имел субмеридиональную ориентировку, о чем свидетельствует соответствующее простирание оси палеоспрединга в среднем девоне. Впоследствии субмеридиональная ориентировка Туркестанского палеоокеана была подтверждена в работе В.С. Буртмана с соавторами [Буртман и др., 1998]. На востоке бассейн граничил с Алайско-Таримским микроконтинентом, на западе -- с каледонским континентом Казахстана (древние координаты).

\* \* \*

Разрезы рассмотренных офиолитовых фрагментов герцинид Южного Тянь-Шаня (Киргизата, Ходжагаир, Сартале и Северо-Восточная Фергана) в целом отвечают строению коры океанического типа, но ни один из них полностью не идентифицируется с классическими разрезами, хотя и не противоречит определению офиолитов, принятому на Пенроузской конференции [Penrose Field conference..., 1972]. Выявленные отличия несомненно являются результатом повторного спрединга, в процессе которого сформировалась океаническая кора усложненного типа. В ее разрезе особенно специфичен 2-й слой. Современным аналогом ему следует искать во внутриокеанических структурах типа впадины Науру или плато Манихики, а также типа Гавайских островов и гайотов Императорского хребта (Тихий океан) [Петрологические провинции..., 1996; Геология дна..., 1980].

Специфика Туркестанского палеоокеанического бассейна выразилась в следующем.

1. Появление относительно мелководных, но очень мощных гиалокластитов, согласно и без перерывов сменяющих более глубоководные конденсированные кремнистые отложения, свидетельствует о резкой смене условий некомпенсированного осадконакопления интенсивной эксплозивной деятельностью, приведшей к накоплению гиалокластит-осадочных образований мощностью не менее 1000 м.

2. Появление ультраосновных подушечно-трубовых лав, тяготеющих к низам вулканогенных толщ, указывает на специфическую деятельность вторичных магматических камер. Очевидно также, что офиолитовые фрагменты, в отличие от классических стереотипов, не имеют в своем составе сплошного слоя "дайка в дайке". Здесь магматические тела концентрируются в систему роев, в которых могут иметь место локальные серии типа "дайка в дайке". Характер их распределения в пространстве и синхронность проявления указывают на рассредоточенность осей магмовыведения. Получается, что достаточно зрелая океаническая кора, сформировавшаяся в условиях срединно-океанического хребта, попала в обстановку повторного раздвигания.

3. Выявление внутри офиолитовых аллохтонов древних зон надвигов позволяет предполагать тектоническое счешуивание океанической литосферы на океанической стадии.

4. Офиолитовые ассоциации Южного Тянь-Шаня формировались на протяжении значительного промежутка времени, охватывающего ордовикский, сибурийский, девонский и, возможно, начало каменноугольного периодов. При этом каждый из комплексов имеет свои, отличающиеся друг от друга возрастные интервалы образования (нижние). В Сартале перекрывающие океанический фундамент конденсированные осадки начали отлагаться в среднем ордовике, а в Ходжагаире -- в лландоверийский век силура. Вероятно, в Киргизатинских офиолитах конденсированное осадконакопление началось еще позднее -- с середины или конца силура. Закончились же активные магматические процессы примерно одновременно -- в конце девона. Такое "расположение" возрастных границ -- скользящая нижняя и синхронная верхняя -- может свидетельствовать о принадлежности рассмотренных фрагментов разным частям единого палеоокеана, развивавшегося продолжительно.

Таким образом, относительно слабо нарушенные офиолитовые комплексы, располагающиеся в герцинидах Южного Тянь-Шаня, представляют собой тектонически перемещенные разновозрастные фрагменты палеоокеанических структур Туркестанского палеоокеана, развивавшиеся в различных палеогеодинамических условиях: концентрированного спрединга, повторного спрединга расчлененного типа, трансформного разлома.

## Глава 5

# Палеоспрединовые комплексы Центрального Казахстана\*

### 5.1. Офиолиты Центрального Казахстана

Каледониды и герциниды Казахстана составляют значительную часть Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса. Они имеют мозаичный структурный рисунок, где широко распространены, помимо спредингового, островодужный, внутриконтинентальный и другие типы магматизма [Антонюк и др., 1977; Дегтярев, 1999; Ермолов и др., 1990; Зоненшайн и др., 1990 а,б; Кузнецов и др., 1990; Моссаковский, 1975; Моссаковский, Дергунов, 1983; Моссаковский и др., 1989, 1992, 1993; Объяснительная записка..., 1981; Офиолиты..., 1981; Самыгин, 1974, 1990; Сеитов, 1987; Степанец, 1992; Тектоника Казахстана..., 1982; Якубчук, 1989, 1990; Якубчук и др., 1988, 1989]. Каледонские области Центрального Казахстана, Алтае-Саянской области и Северной Монголии слагают крупные блоки, которые сложно сочетаются с герцинскими складчатыми системами – Иртыш-Зайсанской, Южно-Тянь-Шаньской и Южно-Монгольской.

В современной структуре докембрийские массивы образуют подкову, обращенную выпуклостью на северо-запад (рис. 5.1). Внутри нее располагаются каледонские зоны Казахстана, а также девонский и позднепалеозойский вулканический пояс, в самом центре находятся герциниды Джунгаро-Балхашской области. Кроме того, здесь широко распространены венд-раннепалеозойские офиолиты с палеоспрединовыми комплексами и раннепалеозойские островодужные ассоциации. Образование каледонид Казахстана происходило за счет закрытия междуговых бассейнов и столкновения островных дуг с докембрийскими сиалическими блоками [Тектоника Казахстана..., 1982].

В пределах Центрального Казахстана выделяются два геоблока (рис. 5.1): Западный (Кокчетаво-Чуйский), в строении которого участвуют в основном докембрийские сиалические блоки, и Восточный (Ерементгау-Балхашский), сложенный преимущественно раннепалеозойскими офиолитовыми и островодужными ассоциациями. Восточный гео-

блок разделен субмеридиональным Центрально-Казахстанским разломом на две части: 1 – западную, включающую Тиесскую, Майкаин-Кызылтасскую, Тектурмасскую и Агадырскую офиолитовые зоны с широко варьирующими простираниями; 2 – восточную, включающую Аркалыкскую, Акчатаускую и Северо-Балхашскую офиолитовые зоны.

Палеоспрединовые комплексы венд-раннекембрийского возраста существенно метаморфизованы и деформированы, встречаются лишь в тектонически разобщенном виде. Наибольшей сохранностью обладают ордовикско-силурийские офиолитовые и кремнисто-базальтовые комплексы.

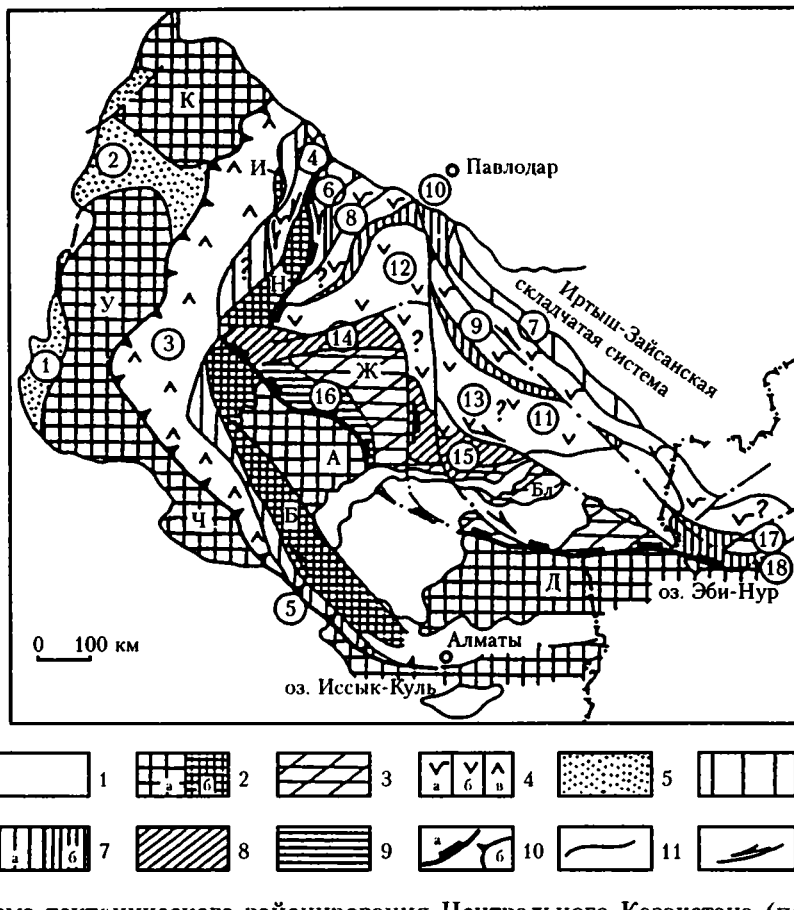
#### 5.1.1. Геологическая характеристика

**Майкаин-Кызылтасская офиолитовая зона** (рис. 5.1). Развитые здесь офиолитовые комплексы имеют различное тектоническое положение (рис. 5.2): образуют доскладчатые покровы, запечатанные в олистостромовых отложениях карадока-ашгила (гора Агырек, гора Косгомбай); слагают шарьяжи, надвинутые на смятые в складки толщи карадока – нижнего силура (массивы Кызыл-Тумсек, Толпак); залегают в основании палеозойского разреза (массив Караулчеку). В пределах зоны проведены исследования офиолитовых массивов Караулчеку, Толпак и горы Агырек.

**Аллохтон Караулчеку** вытянут в широтном направлении на 16 км (рис. 5.3). Здесь обнажается тектонически слабо нарушенный фрагмент офиолитов, залегающих в основании нижнепалеозойского разреза, надвинутого на дислоцированные флишвидные отложения ашгила [Степанец, 1992]. Аллохтон смят в антиформную складку, в ядре которой вскрывается базит-гипербазитовый фундамент, а на крыльях – вулканические и кремнисто-вулканогенные образования.

Разрез офиолитов начинается расслоенными базит-гипербазитовыми образованиями, выше которых залегает диабаз-порфиновый комплекс, прорванный плагиогранитными породами. Тела диабазов и порфиритов ориентированы согласно элементам расслоенности габброидов и залеганию пиллоу-лав. Подобные соотношения интрузивных диабазовых тел и вмещающих пород свидетельствуют о силловой природе первых. Обычно зоны закалки в таких диабазовых телах фиксируются только со стороны, обра-

\* Глава написана при участии Д.М. Печерского, Т.Л. Турманидзе.



**Рис. 5.1.** Схема тектонического районирования Центрального Казахстана (по: [Антонюк и др., 1977], с изменениями и дополнениями)

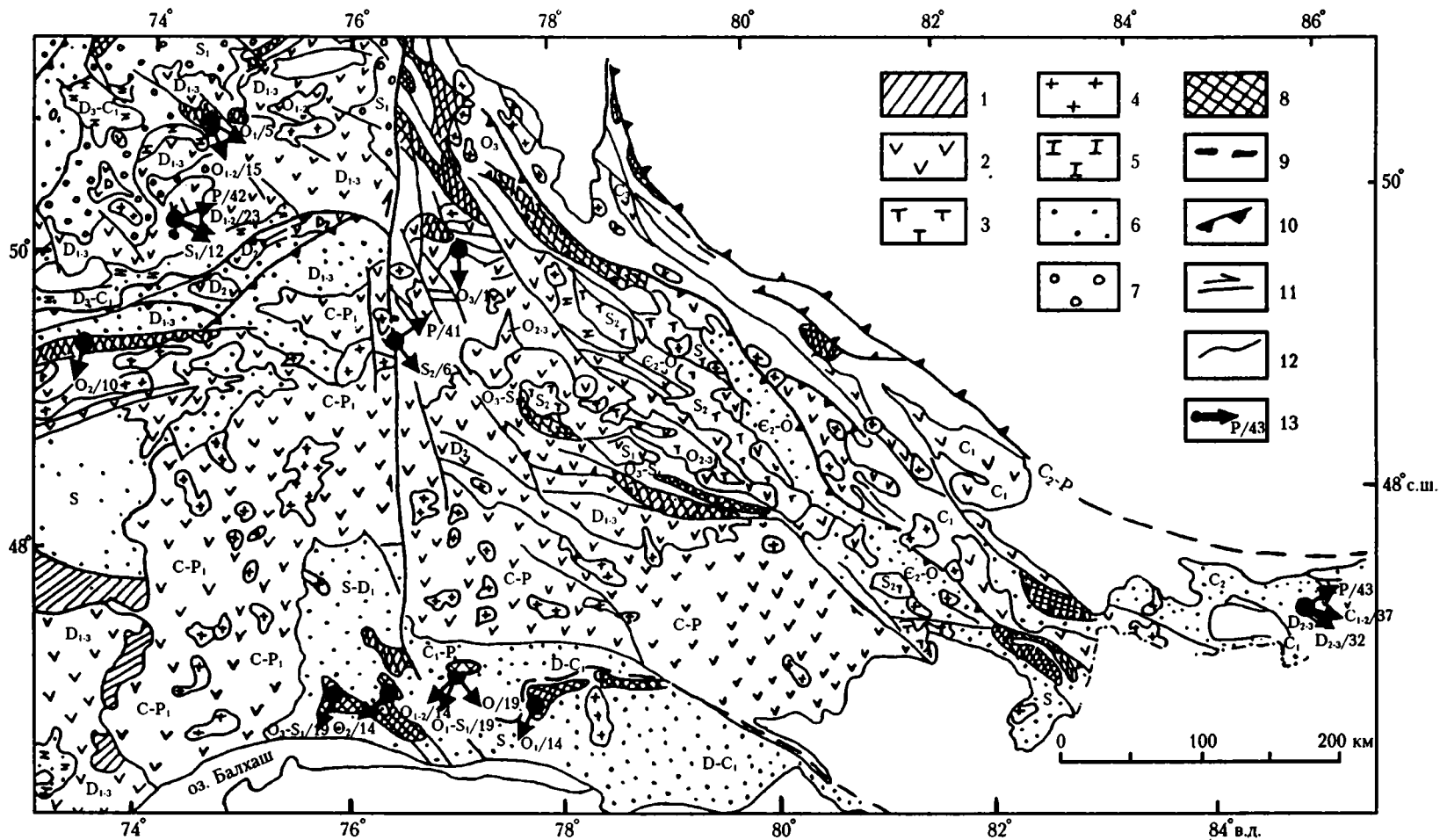
1 – мезозойско-кайнозойские отложения; 2 – докембрийские сиалические массивы (а), то же, перекрытые аллохтонами кремнистых, кремнисто-базальтовых и олистостромовых комплексов (б); 3 – гипотетические погруженные массивы неясного возраста; 4 – известково-щелочные (островодужные) вулканические серии: а – кембрийско-ордовикские, б – ордовикские, в – средне-позднеордовикские; 5 – позднедокембрийско-раннепалеозойские рифтовые прогибы; 6–9 – офиолитовые и кремнисто-базальтовые комплексы: 6 – венда – раннего кембрия(?), 7 – венда – раннего кембрия – раннего ордовика(?) (а), раннего кембрия – раннего ордовика (б), 8 – конца аренига(?) – лландейло, 9 – среднего-позднего ордовика и раннего силура; 10 – граница Восточного (а) и Западного (б) геоблоков; 11 – границы структурных единиц; 12 – разрывные нарушения

Цифры в кружках – зоны и пояса: 1 – Байконурская; 2 – Калмыккульская и Джаркаинагацкая; 3 – Степняк-Бетпакадлинский, 4 – Селетинский, 5 – Джалаир-Найманская; 6 – Тиесская; 7 – Майкаин-Кызылтауская; 8 – Бошекуль-Кендыктанский, 9 – Центрально-Чингизский, 10 – Алкамергенская, 11 – Акчатауская, 12 – Байдаулет-Александровский, 13 – Акбастаусский, 14 – Тектурмаская; 15 – Северо-Балхашская; 16 – Агадырьская; 17 – Майла; 18 – Тангбала

Буквы – докембрийские массивы: К – Кокчетавский, У – Улутауский, И – Ишкеольмеский, Ч – Чуйский. Н – Ниязский, Б – Бурунтауский, А – Актау-Моинтинский, Д – Джунгарский; гипотетические погруженные массивы: Ж – Жаман-Сарысуйский, Бл – Балхашский

щенной к кровле разреза. Это дает основание считать их “полусиллами”, пакеты которых формируют комплекс “силл в силле”, аналогичный описанному нами в офиолитах Южного Тянь-Шаня (подробнее см. главу 4). Мощность отдельных “полусиллов” не превышает 3 м и чаще равна 0.1–0.4 м. Общая мощность всего пакета составляет 700–900 м. Наиболее поздние внедрения, представленные порфиритами, сосредоточены в нижней части разреза. Наиболее мощные их тела проникают в апогарибуржитовые серпентиниты меланократового фундамента.

Выше по разрезу находится толща толеитовых пиллоу-базальтов караулчекинской свиты мощностью 500–1000 м. Ее возраст определяется по согласно залегающим на базальтах кремнисто-вулканогенным отложениям акозекской свиты (мощность – 500–700 м), возраст которой по конodontам охватывает интервал от среднего аренига до карадока [Степанец, 1992; Новикова и др., 1993]. В составе акозекской свиты преобладают алевролиты, туфосилициты, пепловые туфы с горизонтами алевропесчаников, полимиктовых песча-



**Рис. 5.2.** Схема геологического строения Центрального и Восточного Казахстана (по: [Геодинамическая карта..., 1988], с изменениями и дополнениями)

1 – докембрийские массивы; 2 – палеозойские вулканические комплексы преимущественно активных континентальных окраин; 3, 4 – гранитоиды: 3 – PZ<sub>1-2</sub>, 4 – PZ<sub>3</sub>; 5 – карбонатные отложения; 6 – терригенные отложения; 7 – молассы; 8 – офиолитовые комплексы; 9 – сuture; 10 – границы тектонических покровов; 11 – сдвиги; 12 – геологические границы; 13 – точки палеомагнитного опробования с указанием возраста характеристической остаточной намагниченности (числитель) и палеошироты в градусах (знаменатель), стрелка – палеомагнитное склонение (направление палеомеридиана)

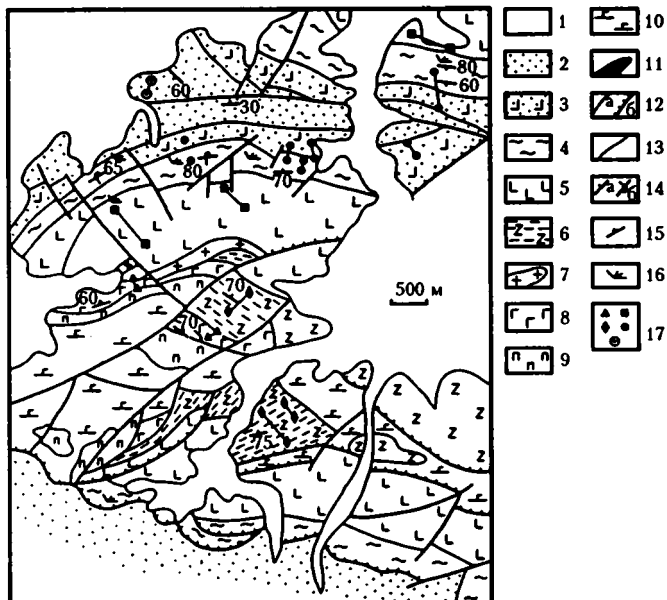


Рис. 5.3. Схема геологического строения аллохтона Караулчеку Майкаин-Кызылтасской зоны (составил В.Г. Степанец)

1 – четвертичные отложения; 2 – песчаники и алевролиты (кошиакозекская свита); 3 – песчаники, кремнистые алевролиты, туфы и лавы среднего и основного составов (верхняя часть акозекской свиты); 4 – яшмы, кремнисто-глинистые и песчано-алевролитовые породы; 5 – пиллоу-базальты; 6 – диабазы и кератофиры силлового комплекса; 7 – плагиограниты; 8 – расслоенные габброиды; 9 – кумулятивные оливиниты, верлиты, лерцолиты; 10 – серпентинизированные гарцбургиты и дуниты; 11 – серпентиниты; 12 – разломы (а), надвиги (б); 13 – геологические границы; 14, 15 – элементы залегания: 14 – слоистости (а – нормальное, б – опрокинутое), 15 – расслоенности; 16 – места находок конодонтов; 17 – места отбора ориентированных образцов

ников, гравелитов, известняков. В верхах свиты появляются базальты, андезито-базальты, андезиты и их туфы. Петрохимически вулканиты акозекской свиты отличаются от базальтов караулчекинской свиты повышенным содержанием калия и фосфора. При этом, диабазы из нижней части комплекса “силл в силле” сходны по химическому составу с акозекскими вулканитами, а из верхней – с караулчекинскими базальтами [Степанец, 1992; Турманидзе и др., 1991].

На образованиях акозекской свиты согласно залегают флишоиды верхнеордовикской кошиакозекской свиты, состоящей из переслаивающихся полимиктовых, вулканических песчаников, алевролитов с редкими прослоями и линзами гравелитов, известняков. Мощность – 200–300 м. Рассмотренные образования согласно перекрываются нижнесилурийскими флишоидными отложениями сатпаевской свиты.

**Толпакский офиолитовый покров** находится в 10 км к западу от массива Караулчеку (рис. 5.2). В толпакских офиолитах наиболее полно сохранил-

Рис. 5.4. Схема геологического строения Базарбайского массива Тектурмасской зоны (по: [Якубчук и др., 1988])

Условные обозначения см. на рис. 5.3



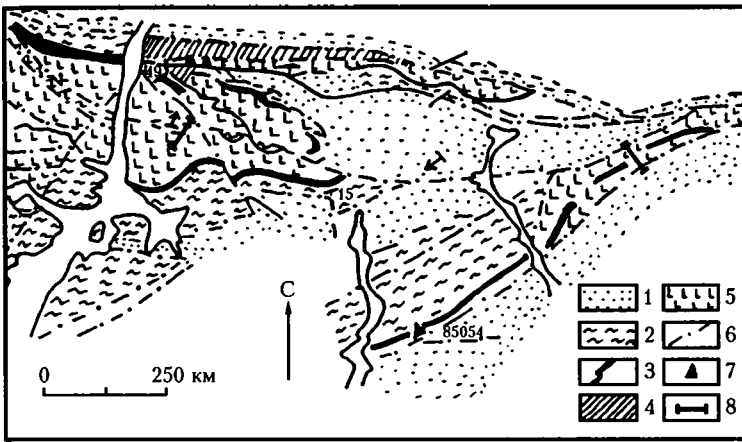


Рис. 5.5. Схема геологического строения района горы Ткенекты Агадырской зоны (по: [Турманидзе, 1991])

1 – песчаники и алевролиты силурийского возраста; 2–5 – талдыэспинская свита ( $O_3-S_1$ ); 2 – красные аргиллиты, яшмы, 3 – яшмы, 4 – базальты, яшмы, 5 – базальты с подчиненными прослоями туфов и яшм; 6 – разрывные нарушения; 7 – места находок конодонтов; 8 – участки отбора ориентированных образцов

ся разрез расслоенного комплекса, который прорывается телами диабазов и габбро-диабазов, слагающими комплекс “силл в силле”, аналогичный Караулчекинскому. На диабазы и габбро-диабазы надвинута базальт-туффовая толща нижнего ордовика, в основании которой вскрываются диабазовые брекчии. Ниже них встречаются выходы серпентинитового меланжа. Вулканиты толщи представлены субщелочными базальтами и трахибазальтами с прослоями кремнистых туффов с конодонтами позднего аренига [Кузнецов и др., 1990; Новикова и др., 1993]. Для базальтов Толпаковского покрова, так же как и для базальтов Караулчеку, характерно повышенное содержание калия и фосфора [Степанец, 1992; Турманидзе и др., 1991].

В районе горы Агырек обнажается серия аллохтонных пластин, сложенных базальтами и кремнисто-вулканогенными образованиями ранне-среднеордовикского возраста. Они надвинуты на верхнеордовикские автохтонные отложения и перекрыты, в свою очередь, верхнеордовикскими осадками неавтохтона.

**Тектурмасская офиолитовая зона.** Она протягивается вдоль северо-западной периферии Джун-

гаро-Балхашской складчатой системы на 300 км (рис. 5.2). На севере по надвигам, сбросам и сдвигам Тектурмасский пояс граничит с Нуриным синклиналием, а с юга на него надвинут Успенский синклиналий. Тектурмасский офиолитовый пояс по простиранию разделяется на четыре сегмента: Аркалыкский, Краснополянский, Нурчкенский и Сарыкульболдинский. В этих сегментах выделяются три крупных пакета тектонических покровов: Базарбайский, Сарытауский и Тектурмасский, надвинутые один на другой с юга на север и совместно смятые в складки [Якубчук, 1989].

**Базарбайский аллохтон** располагается в 100 км южнее Караганды (рис. 5.1 и 5.2). Это сложно деформированное покровно-складчатое сооружение протягивается в северо-восточном направлении более чем на 200 км. В его пределах выделяются две разновозрастные офиолитовые ассоциации: базарбайская и сарытау-тектурмасская. Последняя сохранилась лишь в виде серпентинитового меланжа в олистостроме. Базарбайская офиолитовая ассоциация представлена более полно (рис. 5.4). Она слагает в одноименном аллохтоне подвернутое крыло и замок антиформы северо-западного простирания. По-

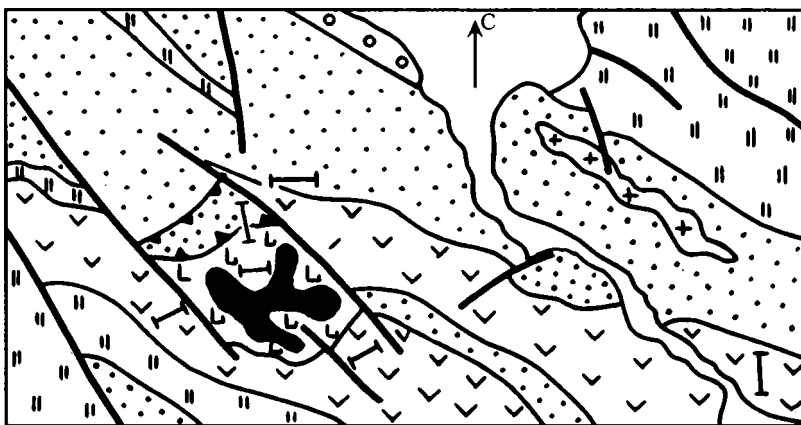
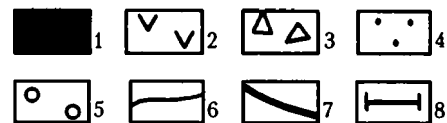
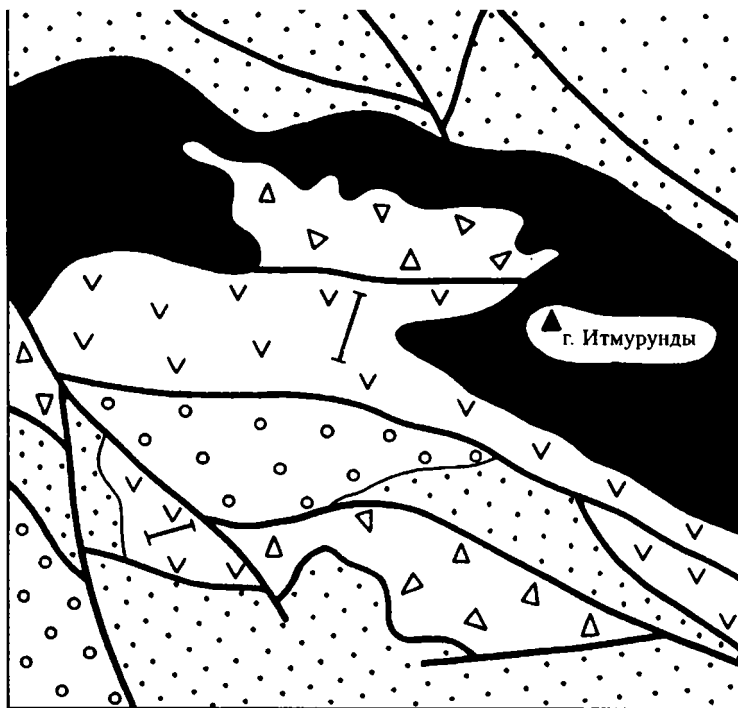


Рис. 5.6. Схема геологического строения участка Архарсу Северо-Балхашской зоны (по: [Турманидзе, 1991] с упрощениями)

1 – четвертичные отложения; 2 – габбро, габбро-амфиболиты; 3 – базальты ( $O_2$ ); 4 – песчаники, в том числе граувакковые, алевролиты; 5 – верлиты с жилами пироксенитов; 6 – конгломераты и песчаники; 7 – интрузивные породы: риолиты, порфириты, фельзиты; 8 – яшмы, кремнистые алевролиты; 9, 10 – разломные нарушения: 9 – крутые, 10 – надвиги; 11 – участки отбора ориентированных образцов





**Рис. 5.7.** Схема геологического строения участка Итмурунды Северо-Балхашской зоны (по: [Ермолов и др., 1990] с упрощениями и изменениями авторов)

1 – серпентинитовый меланж; 2 – базальты с прослоями яшм, кремнистых алевролитов и туффитов ( $O_2$ ); 3 – олистостромы; 4 – гравелиты, песчаники, алевролиты (S-D); 5 – конгломераты, песчаники, алевролиты ( $D_3-C_1$ ); 6, 7 – границы: 6 – геологические, 7 – тектонические; 8 – участки отбора ориентированных образцов

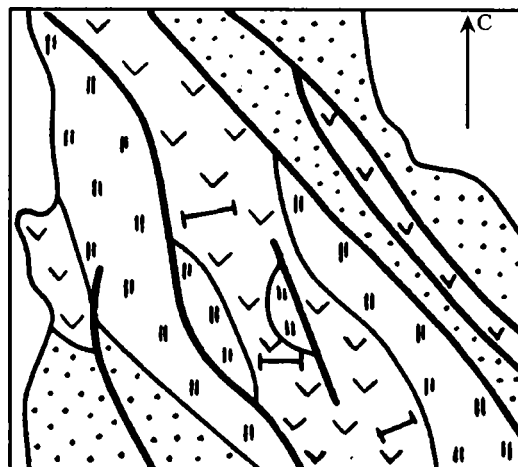
роды залегают круто, часто встречаются опрокинутые залегания. Разрез офиолитов начинается с кумулятивных габбро (200–500 м), выше сменяющихся диабаз-порфиритовым комплексом “силл в силле”. На силлах лежат толеитовые базальты кузекской свиты с маломощными прослоями кремнистых алевротуффитов, содержащих конодонты раннего лландейло [Герасимова и др., 1992]. Для базальтов характерны низкие содержания титана, калия и фосфора [Степанец, 1992; Турманидзе и др., 1991]. Кузекские базальты перекрываются кремнисто-туфогенными отложениями базарбайской свиты.

Между кумулятивными габбро и базальтами наблюдается комплекс “силл в силле” мощностью не менее 500 м. У большинства силлов имеется зона закалки только с одной стороны (“полусиллы”) и они обращены к подошве комплекса, в отличие от караулчекинских, что указывает на наращивание комплекса “силл в силле” снизу вверх. Стандартная мощность полусиллов составляет до 0.5 м, а мощность отдельных тел достигает 3–5 м. Полусиллы слагают пакеты мощностью в десятки метров. Магматические тела, как и в массиве Караулчеку, субпараллельны расчлененности в кумулятивных габбро и элементам стратификации в пиллоу-базальтах. В верхних частях пакетов силлы выполнены порфиритами, проникающими в базальты кузекской свиты, а в нижней части – внедряющимися в габбро и серпентиниты.

**Агадырская офиолитовая зона.** Она находится в западной части Ерементау-Балхашского геоблока и представляет собой серию тектонических покровов (рис. 5.1). В Агадырской зоне ультраба-

зитовая часть офиолитов присутствует только в составе серпентинит-лиственитовых зон [Авдеев, Ковалев, 1989; Сеитов, 1987].

Наиболее широко в Агадырской зоне представлены тектонические пластины, сложенные породами талдыэспинской свиты ( $O_3-S_1$ ), лучше всего сохранившиеся в массиве Ткенекты (рис. 5.5). Здесь наблюдаются две тектонические пластины: северная и южная, общей мощностью не более 400 м. В первой преобладают базальты и вариолиты с подушеч-



**Рис. 5.8.** Схема геологического строения участка Оболя Северо-Балхашской зоны (по: [Турманидзе, 1991])

Условные обозначения см. на рис. 5.6

ной отдельностью, образующие покровы мощностью до 35 м, которые разделены прослоями кремнистых туффитов, яшм и кремнистых алевролитов мощностью от 0.3 до 2 м. В яшмах встречены конодонты карадока–ашгила [Новикова и др., 1993]. Толща пронизана единичными дайками микродиабазов мощностью 1–2 м. В южной пластине наблюдаются более высокие части разреза, представленные афировыми базальтами, микродиабазами, тонкослоистыми туффитами и кремнистыми алевролитами. В последних обнаружены граптолиты раннего силура [Якубчук, 1990; Степанец, 1992; Дегтярев, 1999].

**Северо-Балхашская офиолитовая зона.** В Северо-Балхашской офиолитовой зоне (рис. 5.1) выделяются аналогичные Тектурмасской вещественные комплексы, среди которых лучше изучены стратифицированные базальтовые и кремнистые толщи [Новикова и др., 1983; Дегтярев, 1999]. Породы офиолитовой ассоциации присутствуют в сложно перемятых тектонических чешуях, где они слагают отдельные блоки или образуют серпентинитовый меланж. Кроме того, небольшие массивы гипербазитов и габбро вскрываются в виде линейных и куполообразных тел, являющихся, вероятно, отторженцами офиолитовых аллохтонов. Тем не менее, по фрагментам из разных массивов можно восстановить практически полный разрез офиолитовой ассоциации. Наиболее представительными для изучения являются аллохтоны Архарсу и Итмурунды, а также Оболинский параавтохтон.

**Аллохтон Архарсу** представлен базит-гипербазитовым массивом площадью около 11 км<sup>2</sup>, который обнажается в 9 км юго-восточнее горы Итмурунды (рис. 5.6). Развитые в его составе габбро и верлиты составляют половину площади массива [Геология СССР..., 1972]. В сводном разрезе офиолитов Архарсу выделяются (снизу вверх): серпентинизированные дунит-гарцбургиты, расслоенные дуниты, верлиты, пироксениты и габбро. Среди последних наблюдаются ксенолиты пород расслоенных ультрамафитов. Вероятно, с расслоенным комплексом связаны также жильные тела кварцевых диоритов и плагиогранитов.

**Итмурундинская тектоническая пластина** (рис. 5.7) сложена пиллоу-лавами с линзами яшм, содержащими конодонты среднего ордовика [Ермолов и др., 1990; Новикова и др., 1983]. Вулканиды перекрываются кремнисто-туфогенными и туфогенно-осадочными толщами позднего карадока – раннего ашгила. Среди вулканидов широко распространены миндалекаменные базальты с подушечной отдельностью. Они образуют отдельные потоки мощностью до 40–60 м. Базальтовые туфы встречаются редко, в основном в верхней части пластины, и представлены обычно литокластическими грубообломочными разностями. Общая мощность пластины около 1000 м.

**Оболинская тектоническая пластина** образует сложно построенную антиклиналь с подорванными крыльями, частично надвинутую на силурийский складчатый комплекс (рис. 5.8). Основной объем параавтохтона составляют казыкская и тюретайская

свиты. Последняя относится к среднему ордовику и сложена базальтами с маломощными прослоями яшм и гематитовых кварцитов. Породы свиты перекрываются песчано-сланцевой толщей раннего силура с фауной граптолитов [Новикова и др., 1983].

### 5.1.2. Петролого-геохимические особенности магматических пород

С целью получения петролого-геохимических характеристик по изученным нами объектам были выполнены химические анализы образцов габбро, диабазов и базальтов из разрезов офиолитов Караулчеку, Толпак, Базарбай, Агадырь и Оболы (табл. 5.1).

Как видно из табл. 5.1 и рис. 5.9, базальты вышперечисленных офиолитовых массивов близки базальтам окраинных морей [Геология окраинных бассейнов, 1987; Магматические горные породы, 1985, 1987, 1988]. Вместе с тем, имеется ряд различий между химическими составами базальтов из офиолитов Центрального Казахстана. Так, базальты Майкаин-Кызылтасской зоны (Толпак, Караулчеку) имеют повышенные содержания  $K_2O$  и  $P_2O_5$  при дефиците  $TiO_2$ . Повышенной фосфористостью отличаются и базальты Оболинской структуры (Северное Прибалхашье). Для толпакских габбро-диабазов и диабазов наблюдается увеличение вверх по разрезу содержания титана, фосфора и щелочей. Железистость габбро-диабазов и диабазов также возрастает вверх по разрезу, что коррелирует с увеличением кремнезема (рис. 5.9).

Сопоставляя химизм магматических пород изученных офиолитов Центрального Казахстана с опубликованными данными по базальтам из различных геодинамических обстановок [Магматические горные породы, 1985], можно заключить, что базальты офиолитовых аллохтонов Караулчеку и Толпак близки к надсубдукционным. Вулканиды Базарбайского и Агадырьского офиолитовых аллохтонов, а также базальтов Северного Прибалхашья характеризуются повышенной щелочностью, умеренным содержанием титана (табл. 5.1) и сходны по химизму с базальтами окраинных бассейнов типа Японского моря [Колман, 1979; Федорчук, 1988; Магматические горные породы, 1985].

Проведенный микрозондовый анализ составов рудных минералов из вулканических пород офиолитовых массивов Центрального Казахстана показал, что зерна первичного титаномагнетита существенно изменены. Это, прежде всего, гетерофазное изменение (распад, образование сфена и других вторичных силикатных минералов по границам ламелл ильменита в распавшихся зернах титаномагнетита, образование псевдоморфов). Такие изменения титаномагнетитов типичны для палеозойских офиолитов [Печерский, Диденко, 1995; Диденко, 1997 а,б]. Состав первичных титаномагнетитов (содержание  $TiO_2 < 14 \%$ ,  $TiO_2/FeO^* < 0.1$ ) говорит о том, что изученные породы офиолитов относятся к надсубдукционному типу (подробнее см. [Турманидзе, 1991]).

Таблица 5.1. Химический состав магматических пород палеоспрединовых комплексов офиолитов Центрального Казахстана, мас. %

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
ПО1в	46.9	2.8	15.2	5.3	7.75	0.14	5.97	7.09	3.64	0.4	0.43	4.42	–	99.04
ПО1в1	46.2	2.65	5.29	5.17	8	0.14	6.21	7.18	3.52	0.36	0.4	4.5	–	99.70
ПО2в	48.7	2.84	5.4	5.42	7.28	0.2	6.24	4.89	3.44	0.7	0.4	3.52	–	99.03
ПОБ1	48.55	2.62	15.21	5.3	7.38	0.2	6.44	5.1	3.62	0.69	0.39	3.52	–	99.00
ПО7б	51.5	1.68	14.4	5.62	3.59	0.28	6.18	6.62	3.88	0.6	0.16	4.34	–	98.75
ПО9б	48.7	2.32	13.1	5.91	9.18	0.23	5.32	8.28	2.88	0.5	0.21	1.7	–	98.33
ПО10б	49.2	1.86	14.1	4.94	7.26	0.19	6.29	7.97	3.74	0.5	0.17	2.11	–	98.33
ПО11а	48.16	1.4	15.53	7.98	5.96	0.25	5.5	7.91	3.28	0.54	0.21	2.26	–	98.98
ПО13	46.5	2.0	16.5	11.32	4.22	0.2	3.86	7.09	3.46	0.4	0.2	1.95	–	99.52
ПО14б	46.2	1.86	15.4	10.28	5.06	0.21	4.79	8.18	3.82	0.95	0.2	2.57	–	99.52
АУ3	46.8	1.6	15.0	9.85	3.2	0.17	5.39	8.75	3.5	0.4	0.19	3.9	–	98.75
АУ4	46.6	1.58	14.7	8.61	5.22	0.21	5.97	8.75	3.16	0.1	0.17	4.3	–	99.37
АУВ1	46.83	1.48	14.32	8.66	5.35	0.21	6.29	8.54	3.16	0.1	0.15	4.48	–	99.57
АУ6а	46.9	1.14	15.5	3.65	6.35	0.21	7.75	6.97	3.94	0.4	0.09	5.59	–	98.39
АУ11	45.3	1.16	18.5	9.32	3.32	0.44	4.79	8.54	2.77	1.55	0.12	3.49	–	99.30
АУ14	46.2	1.67	15.3	10.66	3.37	0.18	5.28	8.18	3.64	0.5	0.2	3.5	–	98.68
АУ13а	49.2	1.24	17.9	9.68	2.77	0.2	4.49	5.1	3.87	2.05	0.15	2.99	–	99.59
АУ15а	48.8	1.08	14.8	5.26	4.63	0.17	5.88	10.0	3.5	0.15	0.1	4.26	–	98.63
ББ8	51.06	0.86	15.5	5.06	7.81	0.2	4.89	4.8	5.29	0.26	0.22	3.75	0.62	100.32
ББ12	50.76	0.82	15.85	5.19	7.81	0.2	4.18	6.17	5.08	0.11	0.22	3.55	0.49	100.43

Таблица 5.1. (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
ББ13	50.76	0.86	14.83	5.58	7.57	0.22	4.08	5.45	5.08	0.23	0.22	4.96	0.54	100.38
ДБ1	50.2	–	16.75	3.19	5.77	0.14	5.87	8.35	4.01	0.55	0.15	3.64	0.37	100.04
ДБ4	50.58	1.21	16.88	6.73	4.08	0.09	3.26	7.08	5.08	0.2	0.18	1.51	0.31	100.18
ТБ3	51.7	0.78	15.65	3.7	7.92	0.22	5.61	5.81	3.3	1.84	0.37	2.74	0.21	99.85
ТБ10	53.5	0.78	16.2	3.63	6.76	0.18	4.83	3.81	2.87	3.01	0.42	3.69	0.21	99.85
ЧБ6	53.88	1.2	15.2	3.57	6.64	0.13	4.83	3.45	4.55	0.08	0.18	6.01	0.3	100.02
ЧБ13	52.08	1.02	16.7	12.6	2.56	0.28	2.87	2.54	5.5	0.33	0.51	2.58	0.28	99.85
ЧБ156	44.38	1.64	18.22	5.06	10.84	0.29	7.05	2.72	3.87	0.08	0.28	5.36	0.32	100.03
ЧК-12	49.37	0.92	14.62	3.11	5.47	0.17	5.87	10.61	2.81	1.44	0.33	5.16	0.28	100.18
БД9а	58.0	0.48	16.47	3.59	4.54	0.12	3.13	3.81	6.98	0.11	0.22	1.72	0.24	100.16
БД16	52.42	0.7	16.01	3.26	6.52	0.18	5.48	7.44	4.73	0.11	0.13	2.98	0.34	100.30
ТД3	61.18	0.92	15.44	5.46	3.84	0.11	1.5	2.52	5.5	0.82	0.31	2.26	0.27	100.13
ТД6	64.02	0.78	13.64	6.35	3.73	0.14	1.44	3.07	5.65	0.11	0.23	0.97	0.51	100.64
ЧД13	54.19	1.16	16.42	3.34	5.24	0.07	4.69	4.61	5.72	0.36	0.17	2.48	0.22	99.87
ВА1	47.26	1.48	14.1	3.37	10.14	0.24	8.0	8.83	2.69	0.71	0.15	2.7	0.32	99.99
ВА7	44.04	1.16	13.6	1.7	9.32	0.22	7.45	18.16	0.88	0.23	0.13	3.05	0.22	100.16
БГ6	58.6	1.69	17.84	2.2	4.08	0.12	2.09	4.9	6.86	0.14	0.26	1.57	0.23	99.98
ТГ6	57.16	0.78	16.06	2.9	4.85	0.16	3.04	4.66	3.81	0.82	0.22	1.79	0.22	99.76
ЧГ3	54.82	1.24	15.5	4.53	5.48	0.08	4.31	7.44	3.17	0.39	0.16	2.66	0.22	100.00
ЧГ6	53.72	1.24	17.36	4.29	5.13	0.07	3.79	8.53	2.98	0.38	0.21	1.93	0.3	99.88

Примечание. Базальты: ПО – Оболю, АУ – Агадыря, ЧБ, ЧК – Караулчеку, ББ, ДБ – Тектурмаса, ТБ – Толпака; диабазы: ЧД – Караулчеку, ТД – Толпака, БД – Тектурмаса; габбро: ЧГ – Караулчеку, ТГ – Толпака, БА, БГ – Тектурмаса.

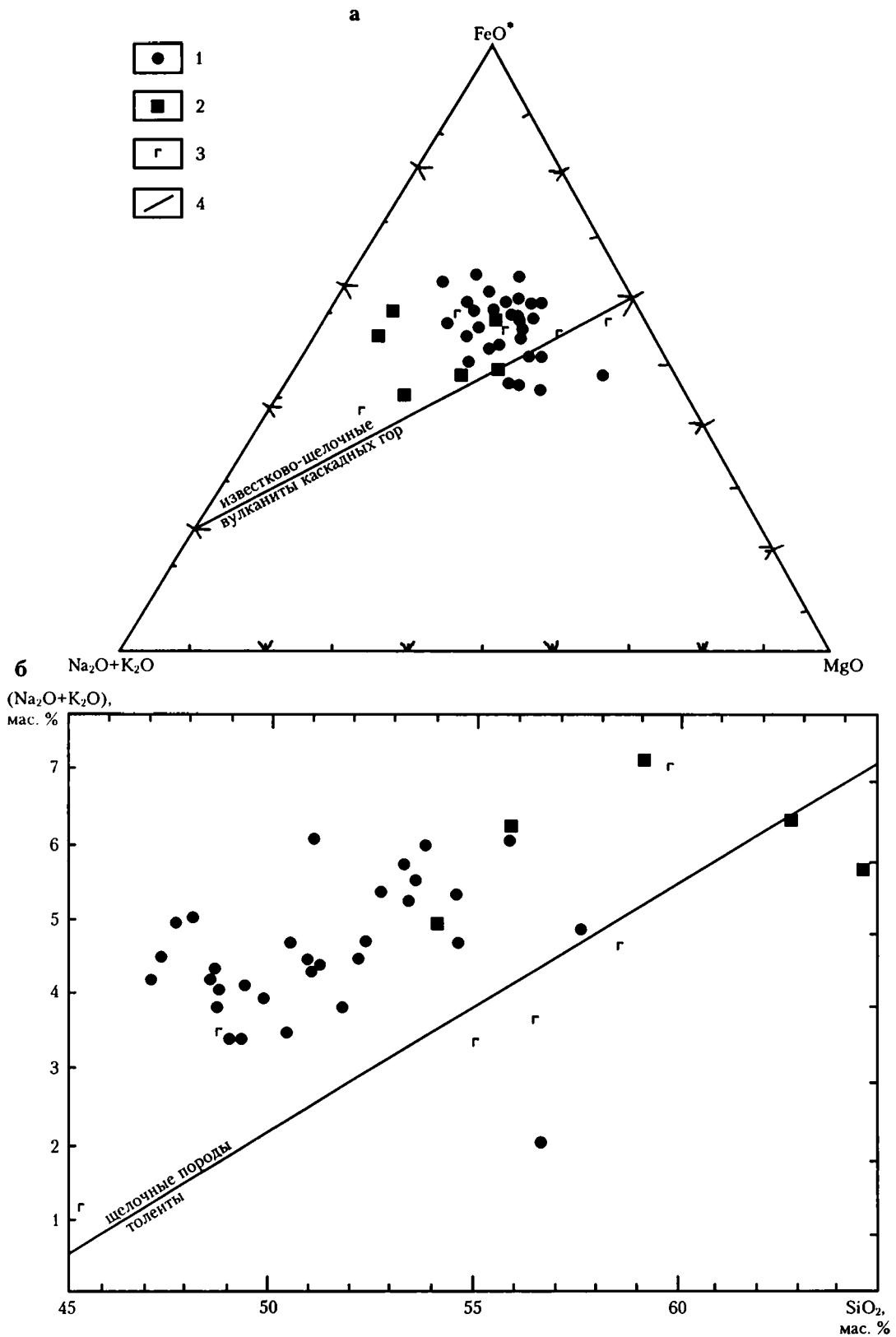


Рис. 5.9. Диаграммы AFM (а) и SiO<sub>2</sub>-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) (б) для составов магматических пород офиолитов Центрального Казахстана

1 – базальты; 2 – диабазы; 3 – габбро; 4 – дискриминанты типов магматизма

### 5.1.3. Палеомагнитная и петромагнитная характеристики

До конца 80-х годов были известны единичные работы по палеомагнетизму геологических комплексов Казахстана. Прежде всего, необходимо отметить работы И.А. Свяжиной, посвященные палеомагнетизму нижнепалеозойских толщ Северо-Западного Казахстана [Свяжина, 1988; Свяжина и др., 1989] и работу А.С. Кумпана с соавторами, посвященную верхнепалеозойским комплексам Центрального Казахстана [Кумпан и др., 1968]. Палеомагнитные исследования офиолитовых комплексов Казахстана до наших работ не проводились, хотя распространение этих комплексов на этой территории весьма широкое (см. выше).

В пределах вышеописанных объектов отображены ориентированные образцы для последующего их изучения петромагнитными и палеомагнитными методами (табл. 5.2 и 5.3).

**Петромагнитные свойства офиолитов.** По данным терромагнитного анализа, основным носителем магнетизма изученных образцов является магнетит с точками Кюри 580–585 °С и частично однофазно-окисленный магнетит с точками Кюри 590–600 °С (табл. 5.2). Кроме того, повсеместно присутствует маггемит, на наличие которого указывают кривые терромагнитного анализа со спадом намагниченности в районе 350–450 °С. Его присутствие свидетельствует, что породы претерпели низкотемпературное окисление.

Ассоциация магнетит+маггемит в изученных породах характеризуется рядом специфических свойств: 1) напряженным состоянием магнитных зерен, выражающимся значительной магнитной

жесткостью ( $H_{cr} = 300\text{--}1000$  Э), которая “снимается” нагревом выше 200 °С, приводящем к спаду  $H_{cr}$  почти вдвое и росту  $J_s$ ; 2) заметным падением  $J_{rs}$  и в меньшей степени  $J_s$  при нагреве до 400–500 °С, что связано с переходом маггемита в гематит; 3) заметной магнитной вязкостью, из-за которой породы существенно перемагничены современным геомагнитным полем.

Вязкая компонента  $J_n$  обычно уничтожается нагревом до 200–400 °С, когда снимается напряженное состояние зерен магнетит-маггемит. Величина  $H_{cr}$  после нагрева образцов до 400 °С довольно однородна (300–400 Э), отражая преобладание в них вторичного мелкозернистого магнетита, генерации которого по магнитным свойствам не различаются. Вероятно, они разделяются по блокирующим температурам: более крупные зерна с блокирующими температурами, близкими к точке Кюри магнетита, скорее всего, относятся к продуктам распада первичного титаномагнетита, тогда как самые мелкие зерна магнетита с низкими блокирующими температурами относятся главным образом к наиболее поздним образованиям (подробнее см.: [Турманидзе, 1991]). Это дает основание предполагать, что высокотемпературная компонента намагниченности исследованных пород несет палеомагнитную информацию о времени их остывания на постмагматической стадии в процессе гетерофазного распада первично-магматических титаномагнетитов. В магнитотектоническом плане, такую намагниченность можно принимать за первичную или, по крайней мере, близкую к ней по времени.

**Палеомагнитная характеристика.** Для удаления случайного подмагничивания образцов ударами молний проводилась предварительная чистка пе-

Таблица 5.2. Петромагнитные характеристики магматических пород офиолитов Центрального Казахстана

Объект	n	$J_n$ , А/м	$Q_n$	$J_n/J_n$	$J_s$ , Ам <sup>2</sup> /кг	$H_{cr}$ , мТл	$T_c$ , °С	$J_s/J_s$	$J_{rs}/J_{rs}$	$H_{cr}/H_{cr}$
ЧК	28	0.46	1.6	0.29	0.9	830	580	0.81	0.44	0.33
ЧБ	16	0.34	1.0	0.10	1.2	1010	595	0.49	–	–
ТБ	12	3.48	3.3	0.24	2.7	490	585	0.88	–	–
ББ	30	1.48	1.1	0.31	2.4	460	600	0.85	–	–
ДБ	9	0.36	1.1	0.20	1.1	730	575	0.80	0.35	0.40
ЧД 1	4	0.47	0.3	0.20	3.8	300	580	1.0	–	–
ЧД 2	22	0.10	0.7	0.18	1.0	510	560	0.99	–	–
ТД	10	0.40	3.0	0.29	0.45	650	600	0.52	0.35	0.60
БД	10	0.29	0.5	0.39	2.0	510	580	0.89	–	–
ЧГ	14	0.55	1.8	0.58	3.0	440	590	1.0	–	–
ТД	10	1.81	5.5	0.39	0.5	510	600	0.98	0.68	0.60
БГ	6	2.92	5.3	0.45	0.9	440	580	0.81	–	–
БА	9	0.03	1.4	0.89	0.06	650	560	1.20	–	–

*Примечание.* Объект – участок отбора образцов (расшифровку буквенных обозначений см. в табл. 5.1); n – количество проанализированных образцов;  $J_n$  – средняя удельная остаточная намагниченность;  $Q_n$  – коэффициент Кенигсбергера ( $Q_n = J_n/0.5k$ , где k – магнитная восприимчивость);  $J_s$  – удельная намагниченность насыщения;  $H_{cr}$  – остаточная коэрцитивная сила;  $T_c$  – точка Кюри;  $J_{rs}$  – удельная остаточная намагниченность насыщения; индекс “t” – величина соответствующего параметра после нагрева до 400 °С; ЧД 1 – среднее по обр. ЧД 1 – ЧД 14; ЧД 2 – среднее по обр. ЧД 15 – ЧД 18.

Таблица 5.3. Палеомагнитные направления ордовикских офиолитов Центрального Казахстана

Объект	Возраст	Аз, °	Угол, °	Т-чистка, 500 °С					Круги				пш, °	
		ПД		n	Dec, °	Inc, °	K	$\alpha_{95}$ , °	n	Dec <sub>g</sub> , °	Inc <sub>g</sub> , °	$\alpha_{95}$ , °		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	12	14	
Караулчеку (50.8° с.ш., 74.8° в.д.)														
ЧА	O <sub>3</sub>	220-245	50-65	12	158	-12	7	16	-	-	-	-	-	
					150	28	-	-	11	162	25	9	13	
ЧК	O <sub>1-2</sub>	197-330	82-100	25	227	15	1.2	25	-	-	-	-	-	
					275	-12	-	-	12	171	33	14	18	
ЧБ	O <sub>1-2</sub>	325-355	60-100	16	181	-7	4	25	-	-	-	-	-	
					184	-5	3	-	13	179	30	19	16	
ЧД	O <sub>2?</sub>	350-20	70-75	10	188	-32	2.5	29	-	-	-	-	-	
					177	43	2.6	-	10	163	23	14	12	
ЧГ	O <sub>1-2</sub>	120-320	14-55	10	158	-8	3	29	-	-	-	-	-	
					151	43	2.8	-	9	159	26	14	14	
Среднее (ЧА+ЧК+ЧБ+ЧД+ЧГ)										160	29	2.8	15.2	
Длинные частицы (ЧА+ЧЛ)										162	-	-	-	
Толпак (50.8° с.ш., 74.8° в.д.)														
ТБ	O <sub>1</sub>	185-213	30-47	12	136	21	4	24	9	160	3	-	-	
					144	6	-	-	-	160	35	19	20	
ТД	O <sub>2?</sub>	210	30-80	8	87	7	9	25	-	-	-	-	-	
					94	22	-	-	8	146	28	20	15	
ТГ	O <sub>2?</sub>	210	20	8	106	19	3	28	-	-	-	-	-	
					114	23	-	-	7	122	20	20	10.3	
Среднее (ТБ+ТД)										152	31	12	16.7	
Агырек (50.8° с.ш., 74.6° в.д.)														
АК	O <sub>2</sub>	≈65	≈80	33	138	43	25	16	-	-	-	-	-	
(тест обжига + круги)										29	110	-3	15	-1.5
АЕ	O <sub>3</sub>	≈70	≈57	30	137	59	-	-	30	98	11	8	5.5	
Доскладчатый J <sub>пб</sub> метод разделения компонент										122	22	-	12	
АН	O <sub>3</sub>	268	120	17	203	-53	-	14	-	122	10	14	5	
Среднее (АЕ+АН)				2	172	4	1	-	-	110	10	20	5	
Среднее АК+АЕ+АН				5	148	35	3	37	-	109	2	12	1	
Базарбай (49.3° с.ш., 73.3° в.д.):														
ББ	O <sub>2</sub>	325-20	25-75	17	171	-6	4	17	-	-	-	-	-	
					180	17	-	-	23	190	20	10	10.3	
ББ, контакт				4	189	19	-	-	-	-	-	-	-	
БД 1-14	O <sub>2</sub>	280	90	15	155	44	2	25	-	-	-	-	-	
					240	25	-	-	9	210	24	19	12.6	
БД 15-18, БГ	O <sub>2</sub>	340	40	12	46	47	1.5	43	-	-	-	-	-	
					20	25	-	-	12	185	13	9	6.6	
Среднее (ББ+БД+БГ)										194	19	13	9.8	
ДБ	O <sub>1-2</sub>	210-30	30-80	9	162	-5	2	25	-	-	-	-	-	
					139	-25	-	-	7	273	18	11	9.2	
БА	O <sub>1-2</sub>	164-232	20-80	9	313	78	2	26	-	-	-	-	-	
					205	79	-	-	9	192	33	11	18	
Итмурунды (47.7° с.ш., 77.0° в.д.)														
ПИ	O <sub>1-2</sub>	15-195	65-95	35	269	-40	2	17	-	-	-	-	-	
					275	-20	2	16	20	220	20	19	-	
ПУ	O <sub>1-2</sub>	220-40	10-90	47	184	-15	1	30	-	-	-	-	-	
					268	23	1	33	26	210	25	10	13.4	
ПДЖ	O <sub>1-2</sub>	205-340	93-105	18	104	37	2	25	-	-	-	-	-	
					102	-23	2	25	12	198	25	17	13.4	
Среднее (ПИ+ПУ+ПДЖ)										205	26	9	13.5	

Таблица 5.3. (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	12	14
Архарсу (47.0° с.ш., 77.0° в.д.)													
ПА	O	60–290	54–65	35	216	55	2	23	–	–	–	–	–
					177	0	3	23	20	144	35	15	19.2
Оболы (76.5° с.ш., 77.0° в.д.)													
ПО	O <sub>1-2</sub>	65–205	120–80	20	357	7	1	–	–	–	–	–	–
					260	-64	2	23	13	228	28	12	14
Агадырь (47.0° с.ш., 76.0° в.д.)													
АУ	O <sub>3</sub> -S <sub>1</sub>	20–41	95	18	200	-18	3	22	–	–	–	–	–
					202	11	6	17	16	201	35	16	18
АТ	O <sub>3</sub> -S <sub>1</sub>	130–308	89–150	38	357	7	7	9	–	–	–	–	–
					260	-64	2	23	19	206	35	9	19
Среднее (АУ+АТ)										203	35	4	19
Центрально-Чингизская зона (Майлжен, 50.0° с.ш., 77.0° в.д.)													
ИМ	O <sub>3</sub>	–	–	9	–	–	–	–	–	–	–	–	–
					184	1	13	13	–	–	–	–	0.5
ИО	O <sub>3</sub>	–	–	8	–	–	–	–	–	–	–	–	–
					174	3	23	10	–	–	–	–	1.5
Среднее (ИМ+ИО)					179	2	–	5	–	–	–	–	1
Гальки	O <sub>3</sub>	260	80	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Гальки осадочных пород				22	243	-40	40	5	–	–	–	–	–
Гальки кислых вулканитов				11	250	14	8	18	–	–	–	–	–
					235	-63	8	18	–	–	–	–	–

*Примечание.* Объект – участок отбора образцов (расшифровку буквенных обозначений см. в табл. 5.1 и в тексте); n – количество проанализированных образцов; Dec, Inc – склонение и наклонение J<sub>нт</sub>, верхние строки – в современных координатах, нижние – в древних; Dec<sub>a</sub>, Inc<sub>a</sub> – склонение и наклонение в древних координатах компоненты J<sub>п</sub>, выделенной методом пересечения кругов перемагничивания в ходе Т-чистки; пш – палеоширота.

ременным магнитным полем до 20 мТл большинства образцов, после чего представительные образцы подверглись непрерывной Т-чистке на термомагнетометре, а все образцы – ступенчатой Т-чистке от 300 до 620 °С. Для учета минералогических изменений в ходе Т-чистки после каждого нагрева измерялась магнитная восприимчивость. Обычно разрушалась компонента J<sub>п</sub>, близкая по направлению современному геомагнитному полю, после чего распределение единичных векторов в каждой группе образцов было близким хаотическому, что выразилось в очень низких значениях К (табл. 5.3) даже после Т-чистки до 540 °С.

Установлено, что в исследованных породах присутствует набор мелких вторичных зерен магнетита, время образования которых не установлено. Вполне вероятно, что оно относится к разным этапам развития региона, начиная с аутометаморфических изменений на стадии остывания пород и включая время тектонических деформаций и обдуцирования пластин, послескладчатых процессов, сопровождавшихся высокой магматической активностью в среднем и позднем палеозое. Вероятно, поэтому наблюдается близкое к хаотическому распределение J<sub>нт</sub>.

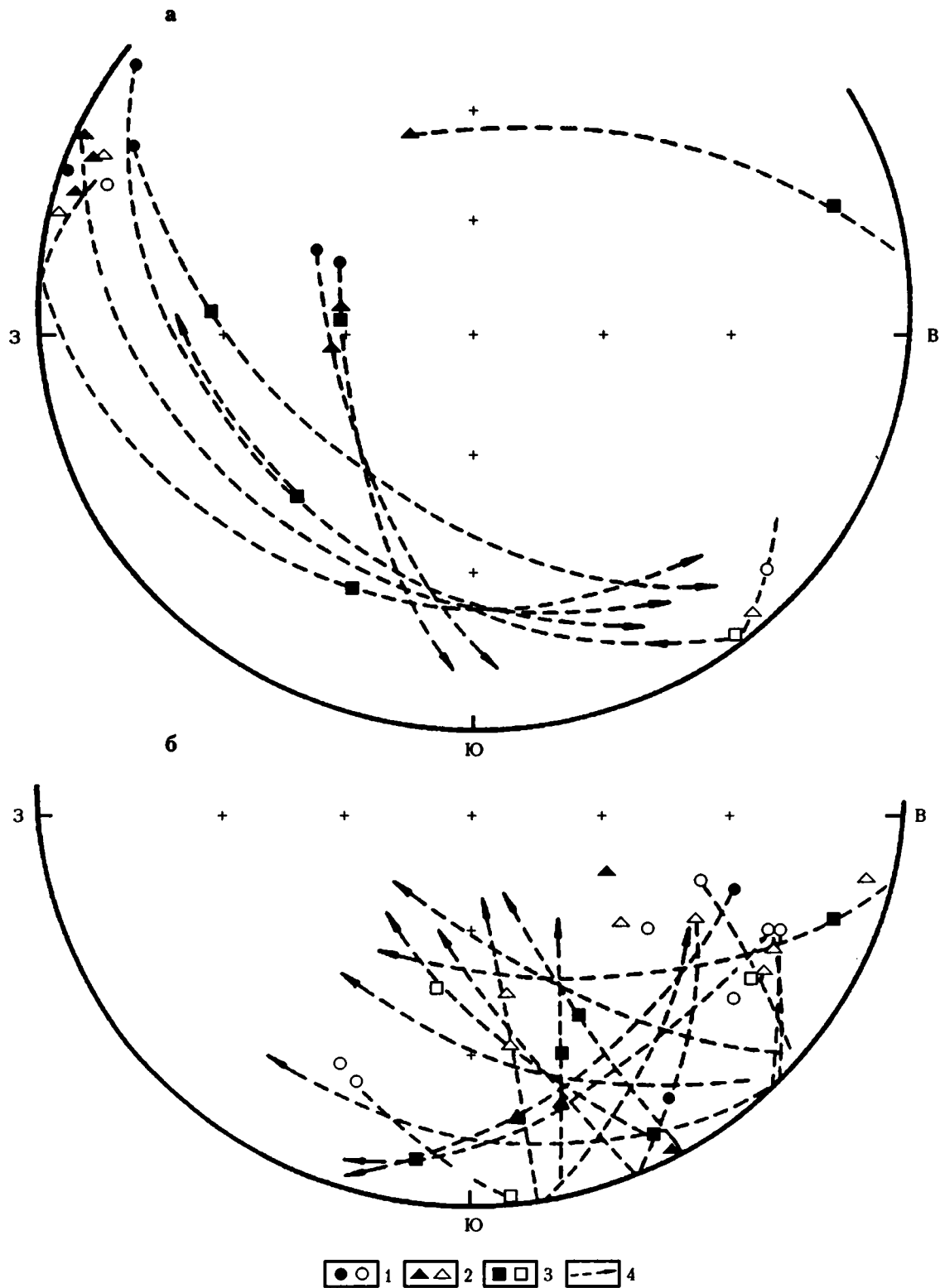
Высокотемпературную доскладчатую компоненту J<sub>п</sub>, близкую первичной, удалось выделить, применив ряд методов статистической обработки. Наиболее эффективным оказался метод пересечения кругов перемагничивания в ходе Т-чистки (рис. 5.10 и

табл. 5.3) и, в меньшей мере, – метод разделения компонент с привлечением диаграмм Зийдервельда. Несмотря на некоторые различия результатов двух упомянутых методов обработки, средние направления по серии объектов внутри аллохтона Караулчеку-Толпак статистически не различаются (табл. 5.3 и рис. 5.2), что свидетельствует о приемлемой палеомагнитной надежности средних направлений ряда объектов: наилучший результат для участка Караулчеку, наихудший для – Архарсу и Базарбая.

Близость палеомагнитного направления осадков Караулчеку (ЧА и ЧК, см. табл. 5.3) к первичному проверена тестом длинных частиц (рис. 5.11). Замерялась ориентация двух групп удлиненных зерен: 1 – зерна рудных минералов длиной 10–20 мкм; 2 – зерна силикатных минералов, ориентация которых не связана с геомагнитным полем. Моды ориентировки длинных осей рудных мелких минералов, построенные по отдельным шлифам, варьируют от 140° до 170 °С [Турманидзе, 1991], а на суммарной гистограмме ориентировки зерен силикатных минералов (группы “2”) сглажены и отчетливо выделяется лишь одна мода ориентировки группы зерен рудных минералов (рис. 5.11), совпадающая со средним палеомагнитным склонением для аллохтона Караулчеку (D=160°, табл. 5.3).

На объектах Базарбая и Агырек первичное палеомагнитное направление подтверждено тестом обжига (ББ, АК; см. табл. 5.3). Методом разделе-

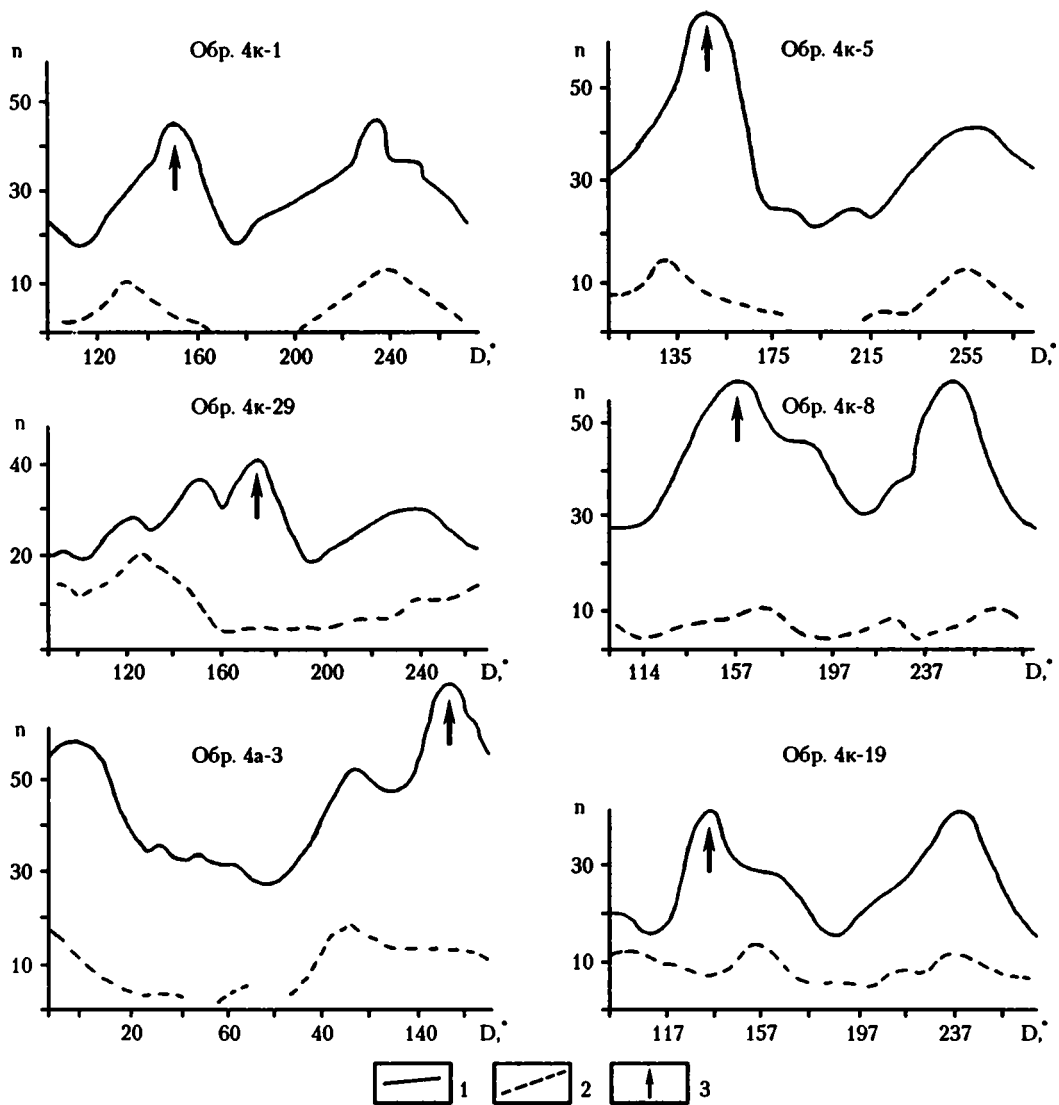




**Рис. 5.10.** Стереогаммы распределения палеомагнитных направлений естественной остаточной намагниченности в ходе термомагнитной чистки для образцов участков Базарбая (а) и Караулчеку (б)

1-3 – после чистки: 1 – 300 °С, 2 – 400 °С, 3 – 500 °С; 4 – линии, соединяющие направления одного образца.

Залитые значки – проекция на нижнюю полусферу, незалитые – на верхнюю



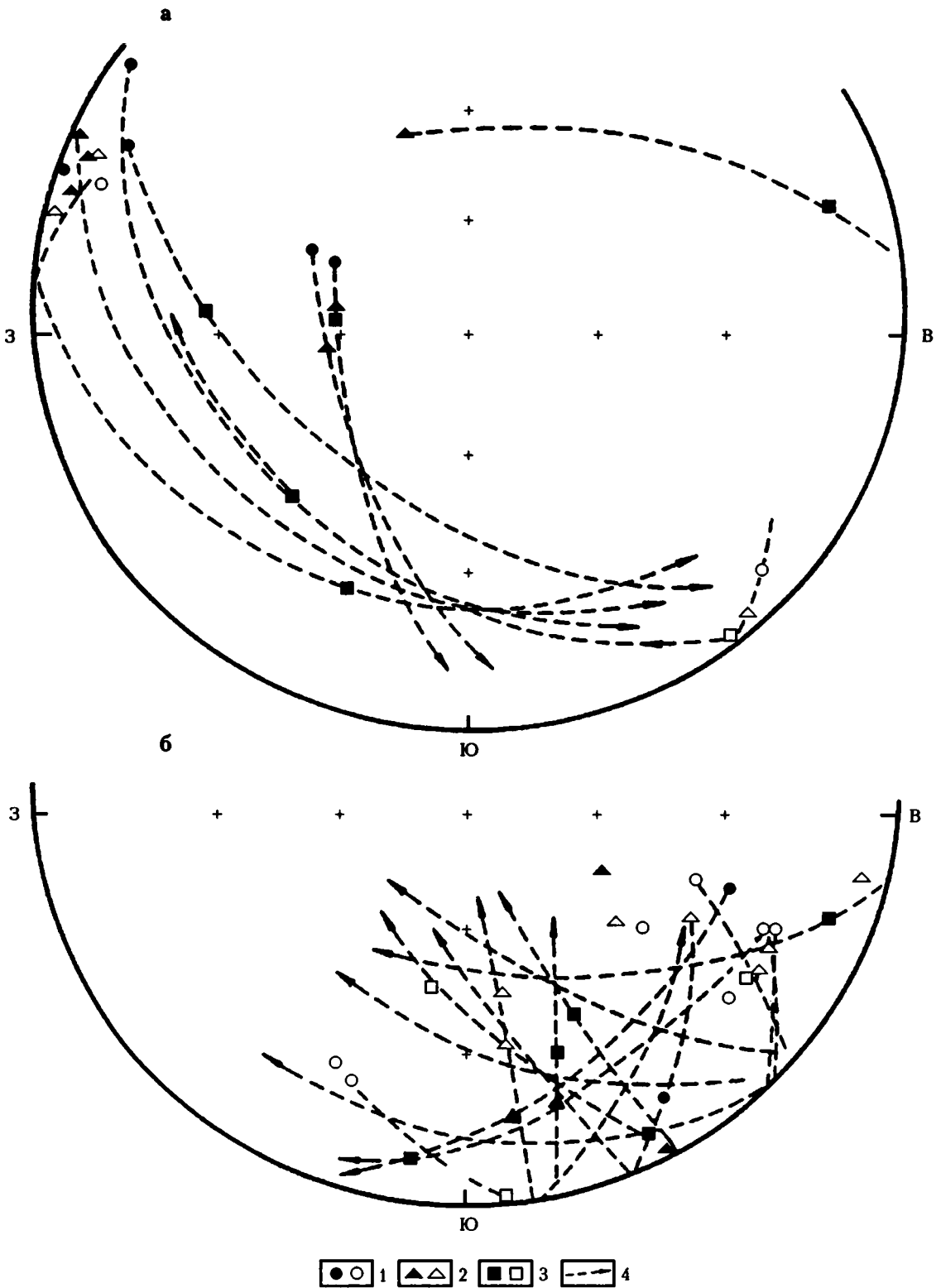
**Рис. 5.11.** Диаграмма распределения ориентировок длинных осей удлиненных зерен рудных и силикатных минералов в ориентированных шлифах некоторых образцов ордовикских осадочных пород участка Караулчеку Майкаин-Кызылтауской зоны

1 – рудные минералы; 2 – силикатные минералы; 3 – палеомагнитное склонение характеристической намагниченности, определенное в результате термомагнитной чистки

ния компонент, обычно между  $200^{\circ}$  и  $450^{\circ}$  C, в некоторых образцах базальтов выделяется послескладчатая компонента  $J_n$  [Турманидзе, 1991; Турманидзе и др., 1991; Гришин и др., 1991]. Например, для всех пород Оболинского автохтона (ПО, см. табл. 5.3)  $D_c=243^{\circ}$  и  $I_c=-64^{\circ}$  и осадочных пород участков Итмурунды и Центрального Чингиза  $D_c=269^{\circ}$  и  $I_c=-40^{\circ}$  (ПИ, ИО, см. табл. 5.3). Это подтверждено тестом галек аналогичных по составу средне-верхнеордовикских терригенно-осадочных пород Чингиза. После Т-чистки до  $540-560^{\circ}$  C в гальках сохраняется заметная вторичная компонента с кучностью в современной системе координат более 40, направление этой компоненты близко пермскому ( $D=243^{\circ}$ ,  $I=-40^{\circ}$ , см. табл. 5.3).

В некоторых случаях осадочные породы полностью перемагничены. Алевротуффиты объекта Итмурунды полностью перемагничены во время складчатости, что установлено двумя методами: 1) по пересечению малых кругов, соединяющих направления  $J_{nt}$  в древних и современных координатах после Т-чистки до  $350^{\circ}$  и  $450^{\circ}$  C; 2) по максимуму кучности векторов при ступенчатом введении поправки на угол наклона пластов. В двух случаях получено сходное направление:  $D=203^{\circ}$ ,  $I=-38^{\circ}$  ( $K=12$ ). Близкое палеомагнитное направление получено для метаморфизованных такситовых габбро на контакте с пермскими гранитами объекта Оболя (ПО, см. табл. 5.3) в современных координатах:  $D_c=244^{\circ}$ ,  $I_c=-49^{\circ}$  ( $K=5$ ).

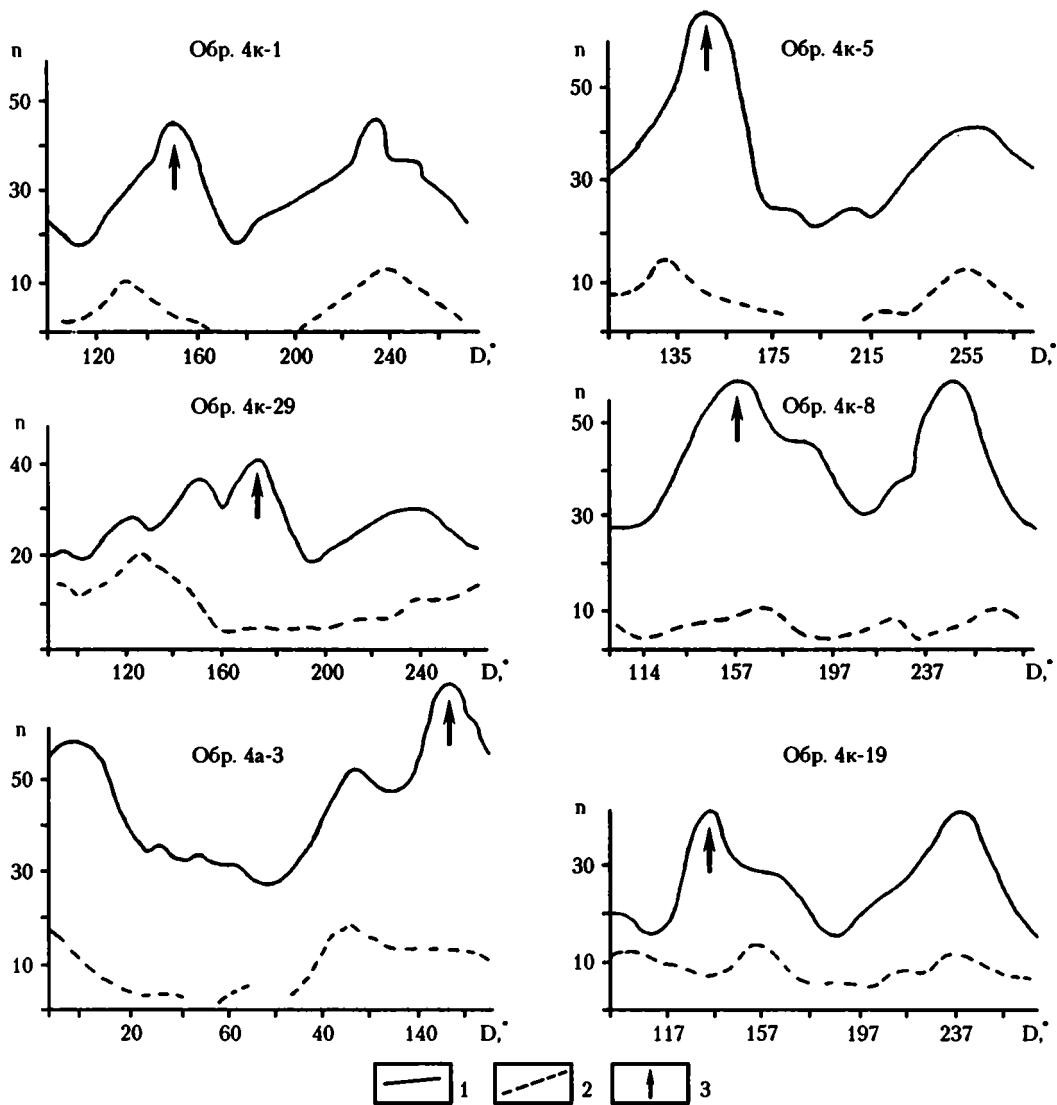
Для шести объектов региона (90 образцов) среднее направление древней послескладчатой компо-



**Рис. 5.10.** Стереогаммы распределения палеомагнитных направлений естественной остаточной намагниченности в ходе термомагнитной чистки для образцов участков Базарбая (а) и Караулчеку (б)

1-3 – после чистки: 1 – 300 °С, 2 – 400 °С, 3 – 500 °С; 4 – линии, соединяющие направления одного образца.

Залитые значки – проекция на нижнюю полусферу, незалитые – на верхнюю



**Рис. 5.11.** Диаграмма распределения ориентировок длинных осей удлиненных зерен рудных и силикатных минералов в ориентированных шлифах некоторых образцов ордовикских осадочных пород участка Караулчеку Майкаин-Кызылтауской зоны

1 – рудные минералы; 2 – силикатные минералы; 3 – палеомагнитное склонение характеристической намагниченности, определенное в результате термомагнитной чистки

ния компонент, обычно между  $200^{\circ}$  и  $450^{\circ}$  C, в некоторых образцах базальтов выделяется послескладчатая компонента  $J_n$  [Турманидзе, 1991; Турманидзе и др., 1991; Гришин и др., 1991]. Например, для всех пород Оболинского автохтона (ПО, см. табл. 5.3)  $D_c = 243^{\circ}$  и  $I_c = -64^{\circ}$  и осадочных пород участков Итмурунды и Центрального Чингиза  $D_c = 269^{\circ}$  и  $I_c = -40^{\circ}$  (ПИ, ИО, см. табл. 5.3). Это подтверждено тестом галек аналогичных по составу средне-верхнеордовикских терригенно-осадочных пород Чингиза. После Т-чистки до  $540-560^{\circ}$  C в гальках сохраняется заметная вторичная компонента с кучностью в современной системе координат более 40, направление этой компоненты близко пермскому ( $D = 243^{\circ}$ ,  $I = -40^{\circ}$ , см. табл. 5.3).

В некоторых случаях осадочные породы полностью перемагничены. Алевротуффиты объекта Итмурунды полностью перемагничены во время складчатости, что установлено двумя методами: 1) по пересечению малых кругов, соединяющих направления  $J_{nt}$  в древних и современных координатах после Т-чистки до  $350^{\circ}$  и  $450^{\circ}$  C; 2) по максимуму кучности векторов при ступенчатом введении поправки на угол наклона пластов. В двух случаях получено сходное направление:  $D = 203^{\circ}$ ,  $I = -38^{\circ}$  (К=12). Близкое палеомагнитное направление получено для метаморфизованных такситовых габбро на контакте с пермскими гранитами объекта Оболя (ПО, см. табл. 5.3) в современных координатах:  $D_c = 244^{\circ}$ ,  $I_c = -49^{\circ}$  (К=5).

Для шести объектов региона (90 образцов) среднее направление древней послескладчатой компо-

ненты  $J_n$ :  $D=233^\circ$  и  $I=-60^\circ$  ( $K=24$ ). Приведенные синскладчатое и послескладчатое палеомагнитные направления близки позднепалеозойскому среднему направлению обратной полярности, рассчитанному для координат Центрального Казахстана ( $49^\circ$  с.ш.,  $71^\circ$  в.д.) и вычисленному по палеополюсам Восточно-Европейской и Сибирской платформ:  $D=215-245^\circ$  и  $I=-50-60^\circ$ .

Подчеркнем, что все палеомагнитные направления высокотемпературной компоненты, полученные для подавляющего большинства ордовикских-нижнесилурийских объектов, значимо отличаются от позднепалеозойских. При этом полярность ордовикско-раннесилурийских палеомагнитных направлений, находящихся в третьем и четвертом квадрантах, следует считать по аналогии с позднепалеозойским геомагнитным полем обратной полярности. В таком случае изученные объекты в ордовике – раннем силуре располагались в соответствии с положительными наклонениями в северных широтах, примерно от экватора до  $20^\circ \pm 7^\circ$  с.ш.

Среднее палеомагнитное склонение ордовикских офиолитов  $D_a=160^\circ$ , что требует тектонического вращения региона на этот угол по часовой стрелке. Это не противоречит существующим глобальным палинспастическим реконструкциям. Помимо общего вращения, отдельные объекты испытывали следующие локальные движения: аллохтоны Толпак и Агырек повернуты относительно Караулчеку, соответственно, на  $10^\circ$  и  $50^\circ$  против часовой стрелки, а Майлжен и Базарбай – на  $20^\circ$  и  $30^\circ$  по часовой стрелке. Аномально ко всем остальным повернут блок Дуана-Карасы: на  $80^\circ$  по часовой стрелке относительно аллохтона Базарбай. На  $20^\circ$  по часовой стрелке повернут блок Обола, а массив Архарсу – против часовой стрелки на  $60^\circ$  относительно Итмурундинской пластины.

Палеомагнитные направления аллохтонов и соседних автохтонов ордовикского возраста (Агырек – АК и АЕ, Итмурунды и Обола, Майлжен – ИМ и ИО, см. табл. 5.3) значимо не различаются, следовательно, во время надвигания офиолитовых пластин заметных относительных вращений между ними и подстилающими и покрывающими автохтонами не происходило; и локальные и региональные вращения тектонических блоков, зафиксированные в палеосклонениях, произошли после их обдукции, скорее всего в позднем палеозое.

Палеомагнитные направления диабазовых тел аллохтонов Караулчеку (ЧД), Толпак (ТД) и Базарбай (БД) значимо не отличаются от палеомагнитных направлений пачек пиллоу-базальтов, осадков, расслоенных габбро с известным залеганием тех же аллохтонов, если принять залегание диабазо-

вых тел палеогоризонтальным (табл. 5.3). Следовательно, палеомагнитные данные подтверждают силовую природу этих тел.

Обобщая петромагнитные и палеомагнитные данные по офиолитам Центрального Казахстана, отметим главное: в ордовике – начале силура в пределах Палеоазиатского океана на широтах  $0-20^\circ$  с.ш. активно развивались субдукционные процессы, инициировавшие магматизм островодужного типа. Простиране системы дуг было близко к меридиональному.

## 5.2. Геодинамические аспекты формирования палеоспрединовых комплексов Центрального Казахстана

Проведенное исследование палеоспрединовых комплексов Центрального Казахстана показало, что, в отличие от Полярно-Уральских, Южно-Уральских, Южно-Тянь-Шаньских, Алтае-Саянских и Монгольских палеоспрединовых комплексов, в них преобладают образования типа “сил в силле”. Как было показано на примере офиолитов Южного Тянь-Шаня, появление такого рода структур свидетельствует об усложнении процессов спрединга, выражающемся, прежде всего, в рассеивании осей растяжений.

Вероятно, наблюдаемая мозаичная структура позднерифейских и палеозойских комплексов Центрального Казахстана, отмечаемая в ряде работ [Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994; Дегтярев, 1999], связана с почти синхронным существованием нескольких бассейнов с субокеанической корой.

О специфичной природе спрединговых комплексов Центрального Казахстана говорят и петрохимические данные. Химический состав изученных пород тяготеет к надсубдукционным и краевоморским комплексам. Как показано в работах Т.Л. Турманидзе [1991] и В.Г. Степанца [1992], исследованные офиолиты не обладают характерными петрохимическими и геохимическими свойствами образований MORB-типа. Скорее всего, их можно сопоставлять с породами энзиматических дуг или краевоморских бассейнов.

Вероятно, в ордовике – раннем силуре в пределах Палеоазиатского океана существовала субмеридиональная островодужная система, занимавшая по широте не менее 2000 км. Современные широтные расстояния между участками не превышают  $4^\circ$ , т.е. после их образования при закрытии этой части Палеоазиатского океана произошло существенное сжатие океанической литосферы.

## Глава 6

# Палеоспрединовые комплексы Алтае-Саянской области\*

Алтае-Саянская складчатая область располагается в восточной части Урало-Монгольского складчатого пояса (рис. 6.1). Многочисленные реликты структур Палеоазиатского океана содержат палеоспрединовые дайковые комплексы. Отличительной особенностью офиолитов Алтае-Саянской области, по сравнению с подобными комплексами Урало-Монгольского складчатого пояса, рассмотренными в предыдущих главах, является их древний венд-кембрийский возраст [Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты..., 1985].

Среди офиолитов Алтае-Саянской области особое внимание привлекают ассоциации, имеющие наиболее полные разрезы (от гипербазитов до дайковых и эффузивных комплексов): Горный Алтай, Кузнецкий Алатау, Западный Саян, Тува, Восточный Саян, особенности которых рассмотрены в многочисленных публикациях [Пинус и др., 1958; Пинус, Колесник, 1966; Добрецов, Пономарева, 1976; Добрецов и др., 1977, 1985, 1986; Добрецов, 1990; Кузнецов, 1980; Добрецов, Зоненшайн, 1985; Гончаренко, 1989]. Во время полевых работ 1973–1999 гг. нами исследовались палеоспрединовые комплексы в офиолитах Горного Алтая, Кузнецкого Алатау, Западного Саяна и Тувы.

### 6.1. Офиолиты Горного Алтая

Офиолитам Горного Алтая посвящены многочисленные работы [Кузнецов, 1948; Пинус и др., 1958; Пинус, Колесник, 1966; Боголепов, Яншин, 1973; Кузнецов, Симонов, 1976; Кузнецов, 1980; Велинский, Банников, 1982; Кузнецов и др., 1991; Добрецов и др., 1992]. В пределах Горного Алтая выделяются три основные группы гипербазитовых массивов: Курайская, Теректинская и Северо-Алтайская [Пинус и др., 1958; Пинус, Колесник, 1966]. Курайский офиолитовый пояс содержит самые крупные ультраосновные массивы. Наиболее детально нами были рассмотрены палеоспрединовые комплексы из офиолитов в районе Чаганузун-

ского массива, входящего в состав Курайского пояса (рис. 6.2).

#### 6.1.1. Геологическая характеристика

В районе Чаганузунского массива выделяются два типа офиолитов: собственно Чаганузунские офиолиты и Курайские офиолиты, располагающиеся на южном склоне Курайского хребта напротив Чаганузунского гипербазитового массива [Добрецов и др., 1992; Симонов, 1993].

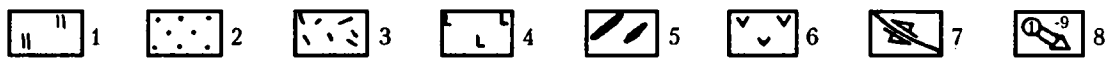
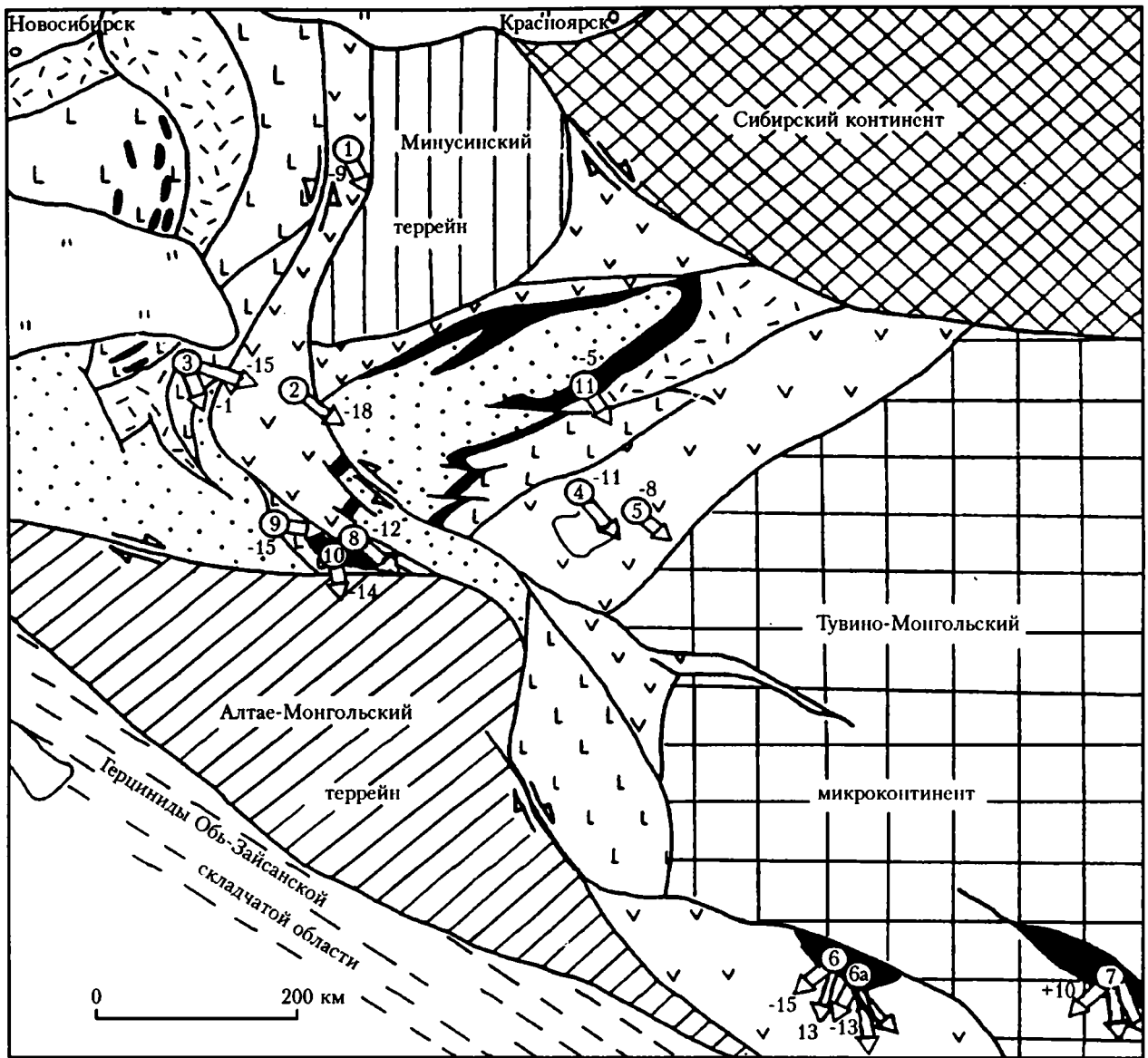
Юго-восточная часть Горного Алтая, включающая рассматриваемые офиолитовые ассоциации, отличается сложным чешуйчатым строением. Здесь пространственно сближены структурно-формационные зоны венд-кембрийского возраста: Баратальская, Чаганузунская, Южно-Курайская и Центрально-Курайская (рис. 6.2). Вергентность чешуй юго-западная, в их строении нередко участвуют средне-верхнедевонские осадочные и вулканогенные породы [Кузнецов, 1980; Буслов, 1987 а,б].

В пределах перечисленных зон выделяется следующая стратиграфическая последовательность толщ или свит (снизу вверх): баратальская, арыджанская, балхашская, тыдтуярыкская, курайская [Зыбин, 1967]. Вопрос о возрасте этих подразделений до сих пор решается неоднозначно, поскольку основывается на сборах лишь водорослевой проблематики (онколиты) и редких археоспонгий, указывающих на верхи докембрия – низы кембрия. Надежную палеонтологическую датировку имеют только известняки, содержащие археоциаты ботомского яруса нижнего кембрия и относимые большинством геологов к курайской свите. Однако включение археоциатовых известняков в эту свиту далеко не бесспорно, поэтому возраст ее строго доказанным считать нельзя.

Баратальская зона сложена одноименной мощной серией мраморизованных массивных, реже слоистых битуминозных известняков с маломощными прослоями силицилитов. Основание их неизвестно, за пределами района предполагается существование древнего метаморфического фундамента, на котором накапливался этот мелководный разрез.

В строении Чаганузунской зоны принимают участие два различных комплекса (рис. 6.2). Струк-

\* Глава написана при участии А.Ю. Казанского, С.В. Ковязина, И.Ю. Лоскутова, Д.М. Печерского, С.И. Ступакова.

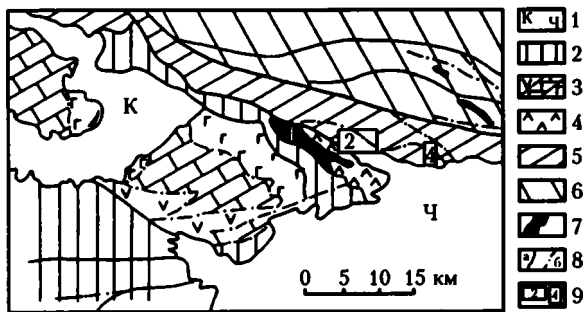


**Рис. 6.1.** Схема тектонического строения Алтае-Саянской складчатой области. Составлена с использованием данных: [Дергунов, 1989; Зоненшайн и др., 1990 а,б; Печерский и др., 1994]

1 – чехол мезозойско-кайнозойских отложений; 2 – области развития венд-нижнепалеозойских осадков континентального склона и шельфа; 3 – наложенные осадочные бассейны средне-позднепалеозойского возраста; 4 – области развития вулканитов островодужного типа преимущественно венд-раннекембрийского возраста; 5 – массивы офиолитов со спрединговыми комплексами преимущественно венд-раннекембрийского возраста; 6 – бимодальные ниже-среднепалеозойские вулканические комплексы; 7 – сдвиги; 8 – объекты палеомагнитного опробования с указанием палеосклонения (стрелка), палеошироты (числовое значение у стрелки) и номера объекта (цифра в кружке): Среднетерсинский (1), Бийский (2), Курайский (3), Шатский (4), Карашатский (5), Хан-Тайширинский (6), Наранский (6а), Баян-Хонгорский (7), Катунский (8), Баратальский (9), Чаган-Узунский (10), Куртушибинский (11)

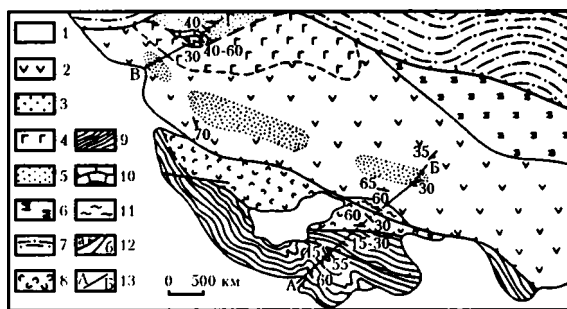
турно более нижний из них относится к офиолитовой ассоциации и лучше всего обнажен в пределах Чаганузунского гипербазитового массива. Наиболее распространенными породами являются в разной степени серпентинизированные гарцбургиты, массивные и рассланцованные серпен-

тиниты, содержащие в подчиненном количестве линзовидные тела, блоки и глыбы измененных габбро и габбро-диабазов, которые принадлежат преимущественно к дайковым сериям. К северо-восточному краю массива приурочены амфиболиты и гранатовые амфиболиты.



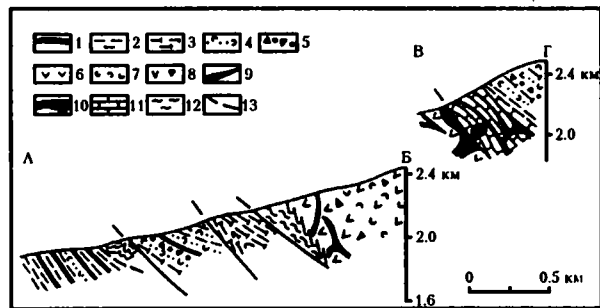
**Рис. 6.2.** Схема тектонического районирования юго-восточной части Горного Алтая. Составлена С.А. Куренковым, С.Г. Самыгиным и В.А. Симоновым с использованием данных: [Добрецов и др., 1992]

1 – кайнозойские межгорные впадины (К – Курайская, Ч – Чуйская); 2 – среднепалеозойские наложенные прогибы; 3–6 – венд-кембрийские тектонические зоны: 3 – Баратальская, 4 – Чаганузунская, 5 – Южно-Курайская, 6 – Центрально-Курайская (Телецкая); 7 – выходы гипербазитов, в том числе Чаганузунского массива (1); 8 – разломы: а – достоверные, б – предполагаемые; 9 – контуры опорных участков, изображенных на рис. 6.3 и 6.7



**Рис. 6.3.** Схема геологического строения южного склона Курайского хребта в районе ручьев Мештуярык и Балхаш (см. участок № 2 на рис. 6.2). Составлена С.А. Куренковым, С.Г. Самыгиным и В.А. Симоновым с использованием данных: [Добрецов и др., 1992]

1 – четвертичные отложения; 2–5 – образования балхашской свиты: 2 – лавы, туфы, вулканические брекчии, субвулканы андезито-базальтового и андезитового составов, 3 – бониниты, 4 – эффузивы андезит-бонинитовой серии, насыщенные субвулканическими телами габбро-диабазов и микрогаббро, 5 – тефроида среднего, кислого, смешенного состава, туфосилицилиты; 6 – серпентинизированные гипербазиты, габбро, фрагменты расслоенного габбро-перидотитового комплекса; 7 – тыдтуярыкская свита (туфогенно-осадочные отложения с покровами порфиритов); 8, 9 – отложения курайской свиты: 8 – туффины, 9 – туфопелиты, калькарениты и кальцилютиты, прослойки туфов и тефроидов; 10 – мраморизованные известняки; 11 – зеленые сланцы; 12 – надвиги (а), секущие крутые разломы (б); 13 – линии профилей, показанных на рис. 6.4



**Рис. 6.4.** Схематизированные геологические профили через Южно-Курайскую зону

1 – калькарениты и кальцилютиты; 2 – известковистые туффины пелитовой и алевритовой размерностей; 3 – кремнистые туффины и туфосилицилиты; 4 – псаммитовые тефроида; 5 – вулканические конгломераты; 6–9 – вулканы андезит-бонинитовой серии: 6 – лавы, 7 – туфы, 8 – вулканические брекчии и агломераты, 9 – субвулканические тела; 10 – мелкозернистые габбро; 11 – мраморы, мраморизованные известняки; 12 – зеленые сланцы; 13 – надвиги. Положение профилей см. на рис. 6.3

Верхний комплекс сформировался, скорее всего, в относительно глубоком бассейне на меланократовом фундаменте, хотя контакты с последним сейчас повсеместно тектонические. В обрамлении Чаганузунского массива он представлен милонитизированными, сильно рассланцованными и претерпевшими зеленосланцевый метаморфизм породами. Среди них встречаются афировые базальты, гиалобазальты с признаками вариолитовой структуры, диабазы, иногда пиллоу-лавы. Характерны редкие тонкие линзы и маломощные (менее 1 м) прослои массивных фтанитов, горизонты туффинов, переслаивающиеся с калькаренитами, содержащими зерна плагиоклаза и кварца.

Оба комплекса в районе Чаганузунского массива образуют серию разномасштабных тектонических чешуй клиновидной и пластинчатой формы, круто падающих на северо-восток. На юго-западе они взброшены на менее расчлененную платину среднего-верхнего девона, содержащую довольно мощную (несколько сот метров) олистостромовую толщу, которая сформировалась за счет разрушения преимущественно верхнего из двух рассмотренных комплексов. Среди включений в олистостроме обнаружены известняки с археоциатами санаштыкгольского горизонта (ботомский ярус [Зыбин, 1967]).

Южно-Курайская зона протягивается вдоль правого берега р. Чуя. По ручьям Балхаш и Мештуярык установлено (рис. 6.3), что многие из вскрытых здесь толщ почти синхронны, но образовались в различных геодинамических условиях. В настоящее время все они совмещены в одном пакете надвиговых пластин, разрезы которых отличаются друг от друга и отвечают разным частям вулканического островодужного поднятия, преддугового прогиба и других сопряженных зон осадконакоп-



ления (рис. 6.4). Все пластины и чешуи в разрезе по руч. Балхаш разделены разломами, сместители которых падают на северо-восток и север под углами 50–60°. Зоны разломов имеют мощность от первых метров до 10–20 м и состоят из тектонических брекчий.

Более высокие пластины Южно-Курайской структурно-формационной зоны обнажаются к северо-западу от ручьев Балхаш и Мештуярык. Здесь верхняя часть нижней из них сложена вариолитовыми базальтами и пироксеновыми порфиритами, прорванными мелкими пластинчатыми телами диабазов, габбро-диабазов и микрогаббро, а также небольшими изометричными интрузиями мелко-среднезернистых габбро. Среди эффузивов попадаются единичные линзы известняков, содержащих мелкие обломки вулканического материала.

Центрально-Курайская зона так же, как и Южно-Курайская, состоит из серии тектонических пластин и чешуй, вергентных в южном направлении. В их строении участвуют расчленованные и неравномерно метаморфизованные (зеленосланцевая фация) вулканогенно-осадочные образования венда – среднего кембрия, песчано-сланцевая толща кембрия, серпентиниты и серпентинитовый меланж. Последние часто превращены в листвениты и тальк-карбонатные породы, которые в виде узких линейных тел обычно трасируют плоскости надвигов. В осевой части Курайского хребта в систему пластин входят фрагменты более крупного покрова, представленного древним метаморфическим комплексом сиалического профиля – гнейсами, гранито-гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации [Буслов, 1987б].

**Чаганузунские офиолиты** (Чаганузунская зона). В их состав входят гипербазиты, дайковые габброиды и метаморфизованные осадочно-вулканогенные серии. Ультраосновные породы представлены в основном гарцбургитами. Породы дайкового комплекса (мелкозернистые габбро, габбро-диабазы) формируют серию субпараллельных дайковых тел в гипербазитах. Среди пород метаморфизованного осадочно-вулканогенного комплекса выделяются амфиболиты, гранатовые амфиболиты с участками эклогитов [Добрецов и др., 1992], актинолитовые сланцы, карбонатные и кремнистые породы.

В целом, Чаганузунские офиолиты состоят из двух крупных пластин, наиболее полный разрез которых обнажен на левом берегу р. Чуи около пос. Чаган-Узун. Верхняя пластина сложена ультрабазитами, представленными в верхней части слабо серпентинизированными гарцбургитами, а в нижней – серпентинитами. В основании пластины располагается серпентинитовый меланж, содержащий зонально метаморфизованные породы с участием эклогитов и гранатовых амфиболитов. Наблюдаются постепенные переходы от эклогитов и грана-

товых амфиболитов к метабаазитам зеленосланцевой фации метаморфизма. Нижняя пластина сложена серпентинитами, которые содержат будинированные и деформированные дайки габбро, габбро-диабазов и диабазов. Внешние зоны этих тел часто выполнены родингитами. На контакте пластины четко выражена метаморфическая подошва, сложенная безгранатовыми амфиболитами [Добрецов и др., 1992].

**Курайские офиолиты** (Южно-Курайская зона). В их составе преобладают эффузивно-осадочные и дайковые серии. Присутствует также расслоенный гипербазит-пироксенит-габбровый комплекс. Особый интерес представляют обнаруженные нами породы бонинитовой серии, слагающие преимущественно дайки, а также потоки лав [Симонов, Кузнецов, 1991]. Расслоенный комплекс представлен серпентинитами, верлитами, клинопироксенитами и полосчатыми “нижними” габбро. В целом, в комплексе преобладают клинопироксениты (иногда с кумулятивными структурами) и “нижние” габбро с ксенолитами пироксенитов. Породы расслоенного комплекса прорваны дайками плагиогранитов [Добрецов и др., 1992].

Детальные исследования Курайских офиолитов позволили установить наличие двух типов палеоспрединовых дайковых комплексов – типа “дайка в дайке” и “хаотичный” дайко-силловый.

В комплексе типа “дайка в дайке” можно выделить две разновидности. В первой преобладает ассоциация диабазов с габбро (рис. 6.5). Здесь диабазовые порфириты (первая генерация) прорываются мощным телом (около 7 м) дайкового “верхнего” габбро (вторая генерация) с прямолинейными закалочными контактами, которое, в свою очередь, рассекается параллельно границам серией мелких закалочных “базальтовых” даек (третья генерация). В крупном дайковом теле отчетливо наблюдаются постепенные переходы от закалочных базальтоидов через диабазы, габбро-диабазы к породам с габброидной структурой.

В другом случае, в составе дайкового комплекса выделяются пироксеновые порфириты бонинитовой серии. В правом борту руч. Янтерек удалось обнаружить участок, где наблюдается следующая последовательность (рис. 6.6).

Мощность, м

1. Дайка, сложенная диабазами, в средней части переходящими в пироксеновые порфириты (бониниты). Значительная часть вкрапленников пироксена имеет округлую форму и производит впечатление оплавленных. Кроме того, присутствуют фенокристы с отчетливой огранкой. К краям дайки в породах закономерно уменьшается зернистость. Строение тела симметричное. Эндоконтактные зоны сложены мелкозернистыми базальтами шириной до 0.03 м ..... 6
2. Дайка, сложенная темно-серыми диабазами с порфирированными выделениями плагиоклазов. Южный эндоконтат представ-

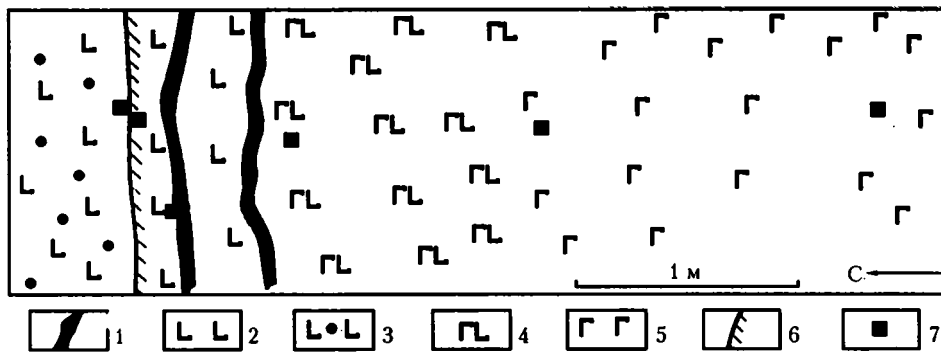


Рис. 6.5. Схема строения фрагмента разреза дайкового комплекса Курайских офиолитов (Горный Алтай)

1 – жилородобные базальтовые дайки; 2 – диабазы; 3 – диабазовые порфириды; 4 – габбро-диабазы; 5 – габброиды; 6 – зоны закалок; 7 – точки отбора образцов

- лен закальными базальтами мощностью до 0.02 м. Северный отличается отсутствием тонкозернистых фаций и выражен мелкопорфировыми мелкозернистыми диабазами, постепенно переходящими в основное тело дайки ..... 1
3. Дайка, идентичная описанной под № 2 ..... не более 0.8
4. Полудайка, по составу идентичная второй и третьей, но не имеющая северного эндоконтакта ..... 0.7
5. Дайка плагиопорфировых диабазов, аналогичных предыдущим ..... 1.3
6. Дайка среднезернистых диабазов, в центральной части переходящих (без резких границ) в бониниты. Обе эндоконтактные зоны лишены криптокристаллических закалок и сложены мелкозернистыми диабазами мощностью до 0.2 м ..... до 1.5
7. Дайка среднезернистых диабазов с вкрапленниками плагиоклазов, аналогичная телам обозначенным под №№ 2, 3, 4, 5 ..... 1.1
8. Магматическое тело, состоящее из среднезернистых диабазов, в южном направлении переходящих в бониниты, которые задернованы ..... более 1

В целом, дайковый комплекс имеет ширину выходов в пределах 100 м и выдержанную протяженность по простиранию до нескольких километров. Параллельность даек при этом сохраняется, их залегания варьируют слабо.

Анализ строения детально изученного участка, а также других, менее представительных выходов, показывает, что дайковый комплекс обладает традиционными чертами образований типа “дайка в дайке”: параллельность одного магматического тела другому при отсутствии вмещающих пород. Морфоструктурные параметры также характерны для комплексов, формирующихся в условиях дискретного растяжения: средние мощности в интервале 1–1.2 м, наличие даек и полудаек, мощности закальных зон в пределах 2–5 см. Обращает на себя внимание многократное появление укрупненных фаций в закальных зонах, что обычно свидетельствует об относительной глубинности формирования даек. Существование телескопированных диабаз-бонинитовых тел несомненно указывает на сложность системы вторичных магматических камер или на особый тип дифференциации в них.

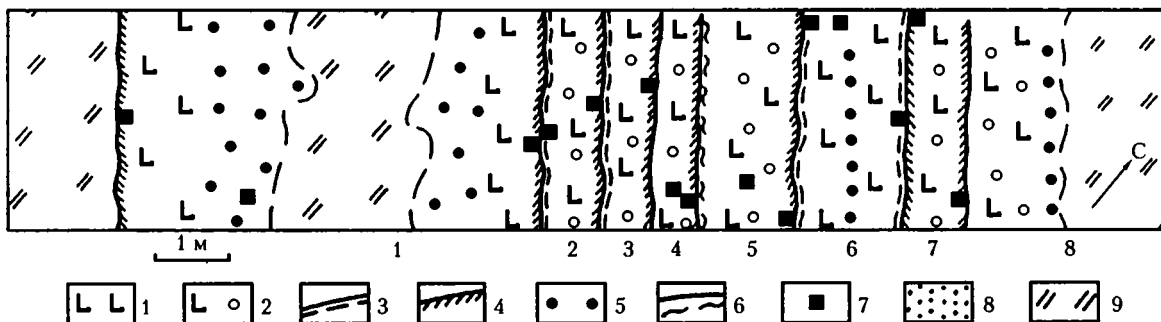
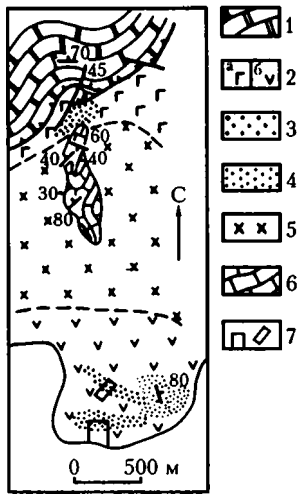


Рис. 6.6. Схема строения фрагмента разреза дайкового комплекса дайкового комплекса типа “дайка в дайке” с бонинитами (Курайские офиолиты, правый борт руч. Янтерек). Построена с использованием данных: [Добрецов и др., 1992]

1 – диабазы; 2 – диабазовые порфириды с плагиоклазовыми вкрапленниками; 3, 4 – эндоконтакты, сложенные диабазами: 3 – мелкозернистыми, 4 – микрозернистыми; 5 – пироксеновые порфириды из бонинитовой серии; 6 – зоны трещиноватости; 7 – точки отбора образцов; 8 – пирокластиты; 9 – задернованные участки



**Рис. 6.7.** Схема геологического строения верховой руч. Янтерек

1 – органогенные известняки нижнего ордовика; 2–4 – образования балхашской свиты: 2 – вулканические брекчи и агломераты (а), лавы андезито-базальтового и андезитового составов (б), 3 – бониниты, 4 – разнообломочные тейфроиды; 5 – габбро-диориты, диориты, гранодиориты; 6 – мраморы; 7 – контуры участков глазомерной съемки

Детальное строение дайковой ассоциации со специфическим структурным рисунком (“хаотичный” дайко-силловый комплекс) изучалось на хорошо обнаженном участке крутого правого берега руч. Янтерек (рис. 6.7). Хаотичное распределение даек отчетливо видно на глазомерной карте (рис. 6.8). Образования, вмещающие дайковый комплекс, представлены вулканическими агломератами, несогласно перемежающимися с бомбовыми фашиями. В породах не наблюдается следов слоистости. Грубые пирокластиты северной части обнажения испытали существенный повторный прогрев, в результате которого затушевана, а временами почти скрыта, обломочная структура. В этой, довольно однообразного строения, матрице несогласно распределены магматические тела разных наклонов и простирааний. Часть из них оказывается параллельными друг другу, часть – секущими. По характеру таких взаимоотношений формально можно выделить несколько генераций.

Наиболее ранняя, тела которой сложены средне- и мелкозернистыми диабазами, представлена дайками мощностью около 1 м. Они имеют отчетливые эндоконтактовые закальные базальтовые зоны мощностью 1–3 см. В пределах участка наблюдения простираание магматических тел этой генерации оказывается выдержанным в северо-западных румбах.

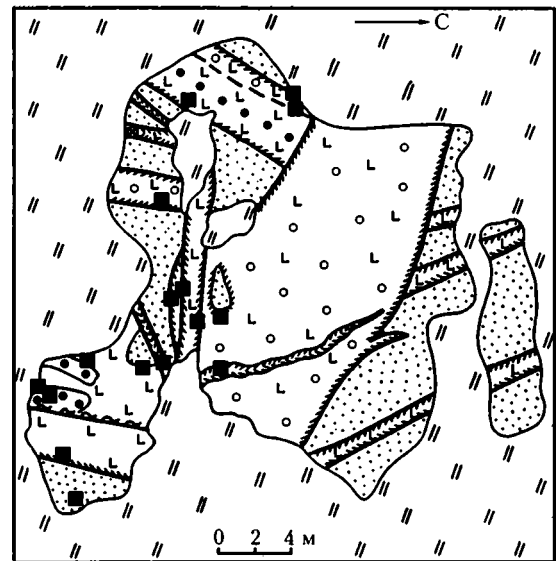
Вторая генерация магматических тел слагается плагипорфировыми диабазами и отличается от первых увеличением мощности как самих тел, так и их эндоконтактовых зон. Простираание тел второго акта внедрения тяготеет к субширотным румбам. У даек появляются криволинейные очертания.

С трудом можно выделить тела третьей генерации. Это, как правило, маломощные, сильно извилистые магматические образования, сложенные мелкозернистыми диабазами. По соотношениям тел можно предполагать появление на этой стадии внедрений субвулканических тел бонинитового состава.

Дополнительные наблюдения по соседним участкам показывают условность выделения означенных выше генераций. Легко устанавливались случаи, когда плагипорфировые дайки субширотного простираания рассекали субширотные диабазовые образования. Следовательно, подобные дайковые комплексы можно определить как хаотичные скопления разнозалегающих магматических тел, нередко с секущими взаимоотношениями. Это важное обстоятельство указывает на возможную длительность формирования всего объема субвулканических тел.

Дайковые комплексы хаотического строения описаны в эродированных частях вулканических построек центрального типа [Шеймович, 1985]. Их структурный рисунок, а также морфометрические параметры обнаруживают черты сходства с нашим примером. На левом борту руч. Янтерек примерно в 300–350 м над урезом воды, наблюдается наложение грубослоистых осадочных образований на хаотический дайковый комплекс (рис. 6.7).

Толща состоит из несогласного чередования разнозернистых слабо перемытых тейфроидов. При общем преобладании песчаных фаший наблюдаются редкие горизонты псефитов с полукатанными обломками базальтов, диабазов, бонинитов. Пелитовые разности обычно маломощ-



**Рис. 6.8.** Глазомерная геологическая карта строения “хаотичного” дайко-силлового комплекса (правый борт руч. Янтерек, Курайские офиолиты)

Условные обозначения см. на рис. 6.6

ны (первые сантиметры), обладают элементами градационной слоистости и хорошо выделяются в разрезе светлыми окрасками. Видимая мощность всей толщи не менее 120 м. Состав и характер ее строения позволяют предполагать, что она накапливалась на склоне вулканического поднятия.

Таким образом, магматические и седиментологические данные в совокупности позволяют выделить остатки палеовулканического аппарата центрального типа. Благодаря деформациям создалась редкая возможность в едином сечении наблюдать и достаточно глубокую часть постройки и ее склон.

На рассмотренных участках В.С. Милеев при участии авторов статистически изучили пространственную ориентировку даек и выделили семь систем трещин с приуроченными к ним дайками двух этапов внедрения (подробнее см.: [Кузнецов и др., 1991]).

На первом этапе формирования даек произошло растрескивание вулканической постройки по многим направлениям, на втором – достоверно образовалась лишь одна система, к которой приурочен комплекс “дайка в дайке”. Эта система являлась фрагментом конических трещин с опускающимся нижним крылом, что способствовало их приоткрыванию.

Сложнее обстоит дело с реконструкцией систем разноориентированных даек первого этапа внедрения из-за многовариантности решений. Можно лишь утверждать, что на этом этапе произошло общее растрескивание вулканической постройки с образованием полигональных блоков. Данные структурного анализа показали, что в момент формирования дайковые тела (“дайка в дайке”) второго этапа внедрения залегали под углом в 30°. Объяснение возникновения подобного рода серий “дайка в дайке” традиционным спрединговым механизмом встречает существенные трудности.

В Исландии для сложно построенных вулканических аппаратов известны структуры типа “конических роев” [Миоценовые базальты..., 1991]. Они обладают аналогичными морфометрическими характеристиками, имеют сходные первичные углы залегания (20–45°) и представляют собой поздние, связанные с кальдерным проседанием, фазы внедрения магм.

Кроме того, в их составе часто участвуют телекопированные магматические тела. Существует необходимый набор признаков, позволяющих янтерекский комплекс “дайка в дайке” отождествлять с сохранившимся фрагментом образований типа “конических роев”.

В целом, янтерекский вулканический аппарат, установленный в Южно-Курайской тектонической зоне, представляет собой редкое явление, когда в раннепалеозойских областях вулканизма удается обнаруживать крупные реликты значительной части вулканической палеопостройки.

## 6.1.2. Петролого-геохимические особенности магматических пород

**Чаганузузские офиолиты.** По особенностям химического состава породы дайковых серий из Чаганузузских офиолитов отвечают обогащенным базальтам срединно-океанических хребтов типа EMORB (рис. 6.9; табл. 6.1 и 6.2). Характер распределения содержаний титана, хрома и никеля

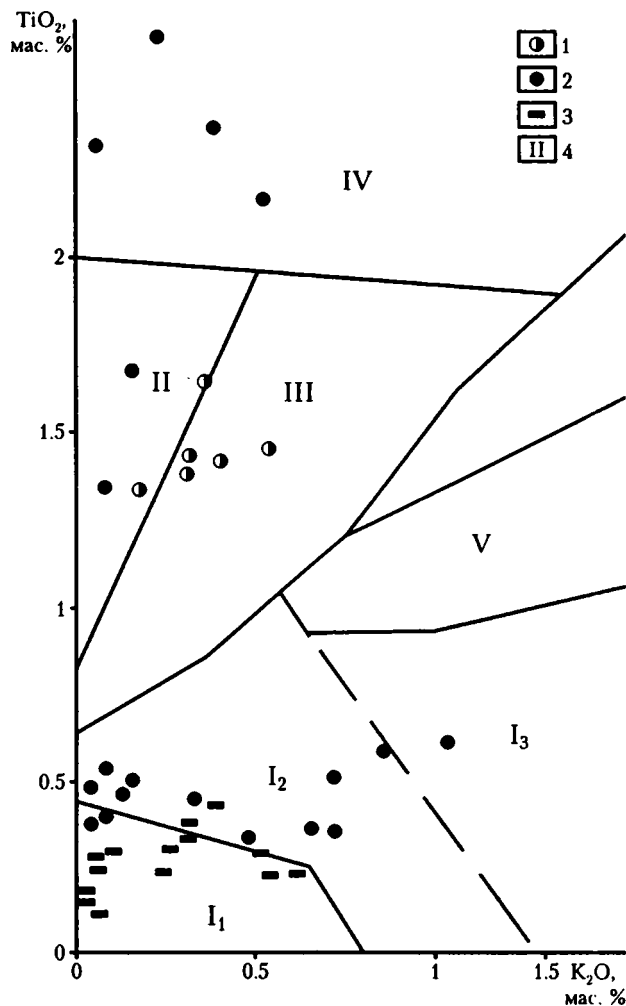
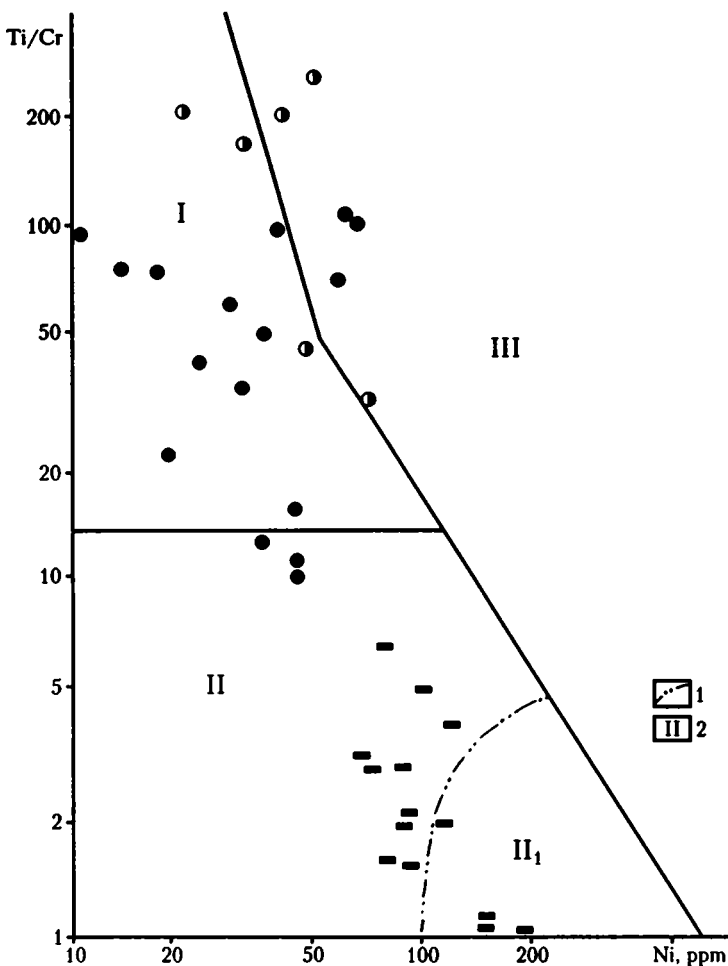


Рис. 6.9. Диаграмма  $TiO_2-K_2O$  для составов пород из дайковых комплексов офиолитов Горного Алтая. Построена с использованием данных: [Buslov et al., 1993]

1, 2 – диабазы даек: 1 – Чаганузузского гипербазитового массива, 2 – Курайских офиолитов; 3 – бониниты (преимущественно дайковые) из Курайских офиолитов; 4 – поля составов пород, построены с использованием данных: [Миронов, 1990]: I – островодужные ассоциации (I<sub>1</sub> – бониниты, I<sub>2</sub> – толеиты, I<sub>3</sub> – известково-щелочные серии), II – срединно-океанические (NMORB), III – обогащенные срединно-океанические (EMORB) и задуговых бассейнов (BABV), IV – океанические внутриплитные острова, V – известково-щелочные островодужные и обогащенные задуговых бассейнов (ABABV)



**Рис. 6.10.** Диаграмма Ti/Cr–Ni для составов пород из дайковых комплексов офиолитов Горного Алтая. Построена с использованием данных: [Кебезинская и др., 1987; Симонов, 1993; Симонов, Добрецов, Буслов, 1994; Vessalova et al., 1983] 1 – поле составов бонинитов западной части Тихого океана; 2 – поля пород: I – умеренно титанистые островодужные серии; II – низкотитанистые островодужные серии (II<sub>1</sub> – бониниты); III – высокотитанистые серии срединно-океанических хребтов, задуговых бассейнов и т.п.

Остальные условные обозначения см. на рис. 6.9

показывает, что фигуративные точки анализов пород даек располагаются как в области высокотитанистых океанических серий, так и в поле умеренно титанистых островодужных образований, вблизи границы раздела этих двух систем (рис. 6.10). По соотношению  $TiO_2-FeO^*/(FeO^*+MgO)$  дайки габбро-диабазов, находящиеся в Чаганузунском ультрабазитовом массиве, располагаются на окончании островодужного тренда, по содержанию титана приближаясь к океаническим образованиям и частично соответствуя им [Добрецов и др., 1992; Симонов, 1993].

В целом, учитывая, что гипербазиты этого массива имеют океанические характеристики [Ступаков, Симонов, 1997], можно сделать вывод о том, что Чаганузунские офиолиты формировались преимущественно в океанических условиях. Магматические процессы образования пород этой ассоциации продолжались и на ранней стадии развития островодужной системы.

**Курайские офиолиты.** Породы дайкового комплекса Курайских офиолитов по своему химическому составу разбиваются на две группы: с океаническими (срединно-океанических хребтов – NMORB, океанических островов – OIB) и с островодужными (островодужные толлиты) характеристиками. Породы бонинитовой серии приуро-

чены к полю бонинитов из островных дуг западной части Тихого океана (рис. 6.9). По распределению титана, хрома и никеля дайки образуют умеренно титанистые островодужные с переходом в низкотитанистые серии. Бониниты Курайских офиолитов располагаются в области очень низких значений Ti/Cr непосредственно внутри и рядом с полем бонинитов Тихого океана (рис. 6.10).

На диаграмме Y–Zr породы дайкового комплекса Курайских офиолитов отчетливо разделяются на две группы (рис. 6.11). Одна с высокими значениями редких элементов располагается в поле базальтов срединно-океанических хребтов. Другая, с минимальными содержаниями иттрия и циркония, ассоциирует с бонинитами и имеет островодужный тренд.

Составы оливинов, хромшпинелидов и клинопироксенов (табл. 6.3) из бонинитовых серий Курайских офиолитов хорошо соответствуют данным по минералам из бонинитов западной части Тихого океана [Симонов и др., 1994]. На диаграмме  $TiO_2-FeO^*$  для клинопироксенов из порфиритов палеоспредиговых комплексов Горного Алтая хорошо видно, что они обладают минимальными значениями титана и располагаются в поле тренда пироксенов из бонинитов западной части Тихого океана (рис. 6.12).

**Таблица 6.1. Химический состав пород палеоспрединовых комплексов офиолитов Алтае-Саянской области, мас. %**

№ п/п	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<b>Офиолиты Горного Алтая</b>													
1	с-1016-89	51.60	1.46	14.03	14.96	0.24	4.20	7.11	6.01	0.54	0.13	0.48	100.76
2	с-1026-89	51.27	1.38	13.95	14.59	0.23	4.19	7.88	4.21	0.32	0.13	0.78	98.93
3	с-102в-89	47.17	1.65	14.60	16.42	0.24	4.88	8.71	4.18	0.37	0.16	1.34	99.72
4	с-1036-89	49.63	1.34	13.34	14.02	0.25	4.28	11.72	4.35	0.18	0.13	0.92	100.16
5	с-103в-89	50.69	1.44	13.88	14.80	0.22	4.34	7.95	4.69	0.32	0.13	1.04	99.5
6	с-104в-89	51.40	1.42	14.02	14.68	0.23	4.21	7.85	5.02	0.40	0.13	0.48	99.84
7	с-111а-89	49.33	1.68	14.76	13.41	0.30	6.84	7.82	2.63	0.16	0.09	2.84	99.86
8	с-113а-89	45.28	2.34	14.62	13.77	0.25	5.98	6.95	4.80	0.07	0.52	5.26	99.84
9	с-113б-89	50.27	2.95	14.12	14.23	0.23	5.18	6.33	3.76	0.06	0.74	2.34	100.21
10	с-113в-89	50.14	2.95	14.14	13.47	0.25	5.25	6.36	4.19	0.08	0.75	2.16	99.74
11	с-113г-89	47.50	2.63	15.06	14.54	0.28	6.10	6.42	4.72	0.24	0.60	2.52	100.61
12	с-113д-89	46.64	2.16	15.44	13.67	0.29	7.10	7.57	3.48	0.53	0.49	2.64	100.01
13	с-113е-89	47.13	2.39	15.24	14.30	0.28	6.58	7.70	3.34	0.39	0.54	2.74	100.63
14	с-16-90	53.33	0.45	15.59	11.17	0.12	5.47	5.89	3.51	0.33	0.03	3.86	99.75
15	с-18-90	51.58	0.50	15.16	11.43	0.13	4.82	6.34	5.35	0.16	0.06	5.07	100.6
16	с-19-90	60.17	0.46	13.12	10.10	0.11	4.20	3.39	4.63	0.13	0.05	3.74	100.1
17	с-21-90	56.81	0.54	15.50	9.84	0.09	3.87	7.27	3.47	0.09	0.05	2.74	100.27
18	с-23-90	60.24	0.40	12.35	7.43	0.08	3.08	7.70	4.40	0.09	0.06	4.53	100.36
19	с-24-90	53.36	0.34	16.22	10.22	0.12	5.35	7.44	3.43	0.48	0.03	2.84	99.83
20	с-25-90	51.18	0.35	14.96	10.55	0.17	7.66	9.52	2.06	0.72	0.03	3.08	100.28
21	с-26-90	51.76	0.36	15.46	10.48	0.14	6.72	8.65	3.13	0.66	0.03	2.94	100.33
22	с-27-90	65.44	0.39	9.63	10.01	0.12	4.99	2.63	2.56	0.04	0.04	4.17	100.02
23	с-28-90	46.24	0.49	16.46	13.76	0.14	4.56	12.82	1.93	0.04	0.06	3.56	100.06
24	с-106а-89	54.70	0.23	11.28	10.57	0.21	10.22	7.89	1.13	0.54	0.03	3.04	99.84
25	с-106б-89	54.55	0.24	11.19	11.02	0.22	10.21	7.37	1.90	0.24	0.03	3.30	100.27
26	с-107б-89	54.66	0.34	9.41	10.85	0.25	10.23	9.78	2.15	0.32	0.04	1.92	99.95
27	с-36-90	52.98	0.44	12.54	11.74	0.23	8.44	9.55	1.80	0.39	0.04	1.96	100.11
28	с-5а-90	54.98	0.24	11.37	11.57	0.31	8.96	7.62	2.15	0.62	0.03	2.28	100.13
29	с-13/1-90	50.20	0.29	10.25	9.95	0.20	11.77	13.99	0.95	0.06	0.03	2.30	99.99
30	с-13/2-90	50.52	0.24	9.59	9.77	0.19	12.17	14.03	0.98	0.07	0.03	2.30	99.89
31	с-13/3-90	50.55	0.30	10.75	9.76	0.20	11.78	12.10	1.41	0.10	0.03	2.86	99.84
32	с-15-90	50.16	0.31	11.33	10.40	0.20	10.78	9.02	1.61	0.26	0.03	5.70	99.8
33	с-29-90	50.97	0.12	7.64	8.56	0.36	15.12	13.86	0.58	0.06	0.03	2.20	99.5
34	с-12а-91	52.16	0.27	9.73	10.75	0.22	11.27	10.35	2.45	0.55	0.03	1.88	99.66
35	с-13а-91	52.46	0.26	8.97	10.89	0.22	11.49	10.80	2.53	0.28	0.03	2.28	100.21
<b>Офиолиты Кузнецкого Алатау</b>													
36	с-1а-91	53.41	0.58	15.41	8.24	0.15	6.64	8.74	3.76	1.11	0.33	1.96	100.33
37	с-2а-91	51.76	0.87	15.42	13.14	0.22	5.36	9.99	0.61	0.05	0.10	2.16	99.68
38	с-2в-91	47.93	0.29	11.02	9.82	0.18	15.29	11.56	0.67	0.06	0.05	2.96	99.83
39	с-2д-91	50.15	0.55	12.60	9.78	0.18	9.39	11.16	2.91	0.44	0.33	2.40	99.89
40	с-2е-91	50.83	0.66	15.59	9.33	0.14	6.36	9.40	3.92	1.49	0.45	1.98	100.15
41	с-2ж-91	49.66	0.62	14.63	9.63	0.17	7.63	11.26	2.61	1.58	0.41	1.56	99.76
42	с-2з-91	49.77	0.80	14.52	9.68	0.18	8.54	9.31	2.51	1.86	0.33	2.58	100.08
43	с-2и-91	48.58	0.75	13.24	9.44	0.17	9.81	11.22	2.31	1.72	0.29	2.44	99.97
44	с-2и-91	50.77	0.80	15.79	9.18	0.15	6.60	8.35	3.25	1.71	0.33	2.98	99.91

Таблица 6.1. (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8		9	10	11	12	13
45	с-3в-91	50.16	0.87	15.47	13.27	0.25	5.56	10.47	2.74	0.26	0.09	1.44	100.58
46	с-3г-91	50.38	0.89	15.21	13.62	0.24	5.66	9.92	2.12	0.37	0.11	1.84	100.36
47	с-3е-91	50.27	0.84	14.63	13.12	0.23	6.22	9.74	3.13	0.22	0.10	1.72	100.22
48	с-3ж-91	49.18	0.62	16.97	10.77	0.19	6.59	11.80	1.74	0.34	0.08	2.12	100.4
49	с-3з-91	49.49	0.74	16.62	10.43	0.19	6.00	8.19	3.18	1.87	0.40	2.84	99.95
50	с-3и-91	49.42	0.62	16.88	10.45	0.19	6.48	10.64	2.11	0.45	0.07	2.96	100.27
51	с-3и-91	45.82	0.80	12.79	9.76	0.18	10.24	13.32	1.37	1.72	0.69	3.36	100.05
52	с-3л-91	50.77	0.82	14.41	12.79	0.23	6.36	10.67	1.38	0.15	0.10	2.24	99.92
53	с-3н-91	47.28	0.98	13.96	10.54	0.19	8.39	12.26	2.91	0.81	0.44	2.68	100.44
54	С-3о-91	51.96	0.67	15.84	8.98	0.15	6.46	7.87	4.20	1.15	0.28	2.52	100.08
55	с-6а-91	49.27	1.16	14.11	11.91	0.19	7.11	10.96	2.34	0.25	0.08	2.72	100.1
56	с-76-91	51.26	0.61	14.72	11.41	0.21	6.41	10.48	2.13	0.07	0.06	2.88	100.24
57	с-8а-91	47.36	0.89	15.03	13.25	0.23	8.11	10.83	0.38	0	0.08	4.02	100.18
58	с-86-91	45.12	1.19	14.90	9.68	0.17	8.42	13.67	1.42	1.05	0.38	3.64	99.64
59	926/1	49.20	1.00	16.20	9.00	0.09	6.73	8.94	3.15	0.96	–	3.08	98.35
60	С-16-88	48.92	2.35	14.57	12.92	0.04	4.69	9.45	3.35	0.73	0.73	2.34	100.09
61	с-1в-88	48.42	1.71	17.16	10.32	0.03	5.19	10.24	2.89	1.29	0.38	2.30	99.93
62	с-1г-88	49.89	2.19	14.92	12.14	0.04	4.62	8.51	4.25	0.45	0.52	2.44	99.97
63	с-1д-88	49.22	2.21	14.77	12.38	0.03	5.18	8.90	3.77	0.77	0.46	2.42	100.11
64	с-3а-88	46.16	0.24	17.47	11.12	0	6.79	12.21	0.91	1.79	0.02	3.62	100.33
65	с-36-88	49.35	1.45	13.12	11.13	0.09	8.47	9.66	1.90	2.87	0.52	1.64	100.2
66	с-3в-88	45.85	1.23	12.20	10.94	0.04	11.87	10.92	2.04	1.04	0.61	3.43	100.17
67	с-3г-88	49.43	1.41	14.51	10.80	0.07	7.66	9.53	2.56	1.81	0.50	2.00	100.28
68	с-4а-88	48.24	0.51	18.23	9.10	0.02	7.56	9.35	2.08	1.75	0.05	3.30	100.19
69	с-46-88	48.27	0.50	17.53	9.62	0	7.40	11.30	2.28	0.71	0.04	2.69	100.34
70	с-5-91	46.71	0.64	12.65	9.79	0.16	14.10	8.55	0.84	0.70	0.13	5.74	100.01
71	с-66-91	48.72	0.63	11.92	10.21	0.18	11.20	9.80	2.29	1.02	0.22	3.80	99.99
72	с-6в-91	49.77	0.60	10.16	9.58	0.17	12.43	11.58	2.17	0.91	0.18	2.56	100.11
73	с-6г-91	48.03	0.53	8.38	9.33	0.17	15.03	13.73	1.03	0.38	0.15	3.06	99.82
74	763/1	48.30	0.33	15.70	8.50	0.09	8.87	9.79	2.10	0.59	–	3.74	98.01
75	с-1е-88	49.35	0.77	12.38	9.80	0.17	10.86	9.55	2.19	1.57	0.31	2.90	99.85
76	с-66-88	50.26	0.58	10.92	8.66	0	11.63	12.52	1.90	0.47	0.17	2.52	99.63
77	Зам-91	51.25	0.82	15.29	11.66	0.22	5.82	9.61	3.13	0.15	0.07	1.48	99.5
78	6м-91	50.36	1.36	13.87	13.29	0.23	5.39	10.65	3.87	0.11	0.12	1.11	100.36
79	12ам-91	50.98	0.62	16.79	10.58	0.19	5.71	10.53	2.83	0.25	0.06	1.46	100
80	12м-91	51.95	0.90	13.85	13.11	0.23	5.11	9.54	3.62	0.08	0.07	1.50	99.96
81	с-12а-92	59.10	1.16	16.91	7.54	0.10	1.28	1.81	6.55	1.66	0.27	3.34	99.72
82	с-126-92	46.19	1.53	15.25	14.56	0.22	6.52	9.54	3.39	0.45	0.38	1.92	99.95
83	с-12в-92	45.60	1.63	15.50	14.46	0.22	5.80	8.80	3.56	0.46	0.41	2.82	99.26
84	с-12г-92	46.79	1.56	15.30	13.29	0.18	6.31	7.25	4.14	0.75	0.38	3.34	99.29
85	с-13а-92	47.40	1.92	15.89	11.40	0.20	5.76	10.15	3.55	0.86	0.32	2.10	99.55
86	с-136-92	47.45	1.85	16.57	10.90	0.20	5.63	10.25	3.44	1.00	0.32	1.96	99.57
87	с-13в-92	47.59	2.02	15.39	12.39	0.24	5.98	7.75	4.46	0.80	0.35	2.88	99.85
88	с-13г-92	46.94	1.86	16.13	11.17	0.21	5.88	9.40	4.04	1.06	0.31	2.68	99.68
89	с-13д-92	65.35	1.02	15.35	4.92	0.15	1.54	1.33	6.76	1.37	0.25	1.82	99.86
90	с-13е-92	65.55	1.00	15.31	4.17	0.07	0.47	2.30	6.26	1.79	0.25	2.42	99.59
91	с-13ж-92	47.17	1.60	16.58	9.79	0.21	7.19	9.85	3.23	0.74	0.26	3.02	99.64
92	с-2а-94	47.57	2.01	16.55	11.17	0.31	5.61	10.32	3.21	0.83	0.32	1.84	99.74
93	с-26-94	48.64	1.91	15.81	10.81	0.21	6.28	10.18	3.04	0.67	0.33	1.90	99.78

Таблица 6.1. (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
94	с-2е-94	45.42	1.19	18.08	11.69	0.17	7.20	7.07	3.17	1.24	0.23	3.86	99.32
95	с-4б-94	46.43	1.57	16.68	11.03	0.19	6.97	9.97	4.17	0.66	0.33	1.72	99.72
96	с-4в-94	47.30	1.05	19.53	7.94	0.15	6.64	10.56	3.43	1.06	0.21	2.04	99.91
97	с-4г-94	53.32	1.13	16.77	9.65	0.21	3.83	7.43	3.95	0.90	0.31	1.60	99.1
98	с-4и-94	53.06	1.21	16.59	9.94	0.21	3.81	7.26	4.30	0.86	0.35	2.66	100.25
99	с-10а-92	45.82	1.28	15.80	9.59	0.16	9.58	10.35	2.27	0.79	0.25	3.42	99.31
100	с-10б-92	46.10	1.40	15.38	10.01	0.16	9.51	10.47	2.35	0.79	0.26	3.20	99.63
101	с-11а-92	47.80	0.76	12.38	10.30	0.22	12.29	7.60	2.82	0.60	0.12	5.00	99.89
102	с-11б-92	48.04	0.81	12.68	10.56	0.18	11.99	10.09	1.28	0.47	0.13	3.72	99.95
103	с-11в-92	48.38	0.74	12.56	10.09	0.19	12.48	11.05	1.23	0.90	0.12	1.76	99.5
Офиолиты Западного Саяна													
104	с-23-83	54.40	0.38	13.40	9.60	0.12	8.89	6.82	3.18	0.04	–	3.14	99.97
105	с-24а-83	55.20	0.31	14.70	8.30	0.10	5.16	8.02	3.26	1.07	–	3.91	100.03
106	с-24б-83	54.00	0.38	14.40	8.30	0.10	7.80	7.02	3.57	0.18	–	2.54	98.29
107	с-24в-83	51.60	0.63	17.30	8.90	0.07	7.65	7.66	3.30	0.03	–	2.89	100.03
108	с-24г-83	53.60	0.29	14.70	8.20	0.08	7.65	8.09	2.37	0.40	–	3.05	98.43
109	с-24д-83	51.90	0.40	13.50	8.80	0.10	8.87	9.79	1.92	0.19	–	3.71	99.18
110	с-51б-86	49.30	1.03	15.00	10.20	0.14	10.40	6.39	2.94	0.03	–	3.88	99.31
111	с-51в-86	49.00	1.02	14.80	10.50	0.16	9.03	8.42	2.53	0.04	–	4.34	99.84
112	с-51г-86	50.40	0.97	15.50	9.80	0.13	7.74	9.28	3.72	0.24	–	2.96	100.74
113	с-51д-86	57.30	0.50	14.40	7.90	0.07	5.30	7.82	3.50	0.12	–	2.43	99.34
114	с-51е-86	53.90	0.46	16.40	7.70	0.07	4.73	12.78	2.37	0.12	–	2.21	100.74
115	с-51ж-86	52.00	0.50	15.30	7.40	0.08	9.79	6.81	3.86	0.14	–	3.10	98.98
116	с-24а-92	55.42	0.51	14.97	9.27	0.09	5.95	6.83	4.48	0.13	0.05	2.22	99.92
117	с-24б-92	53.11	0.40	15.74	8.19	0.10	4.69	15.38	0.30	0.25	0.04	1.84	100.04
118	с-24в-92	54.54	0.45	15.69	8.30	0.11	5.99	6.19	5.95	0.19	0.05	2.42	99.88
119	с-24г-92	51.52	0.71	17.07	10.78	0.10	6.58	4.63	3.47	0.05	0.06	4.74	99.71
120	с-24д-92	55.30	0.43	13.51	9.23	0.12	7.33	7.88	3.17	0.10	0.04	2.82	99.93
121	с-24е-92	53.73	0.35	14.74	8.59	0.12	7.10	7.74	4.35	0.09	0.04	2.94	99.79
122	с-10а-97	53.28	0.34	13.95	8.00	0.14	10.02	8.61	3.61	0.13	0.03	2.24	100.35
123	с-10в-97	52.38	0.29	12.62	8.47	0.13	11.12	8.85	2.74	0.64	0.03	2.86	100.13
124	с-15-92	52.01	0.28	12.90	9.44	0.16	11.68	7.89	1.82	0.28	0.03	3.08	99.57
125	с-16а-92	52.72	0.40	13.80	9.10	0.12	10.24	6.36	3.61	0.23	0.04	3.44	100.06
126	с-16б-92	53.53	0.37	13.57	9.59	0.16	8.88	9.44	1.35	0.08	0.04	2.76	99.77
127	с-18а-92	53.11	0.35	12.06	9.65	0.15	10.63	7.19	3.38	0.83	0.03	2.52	99.9
128	с-18б-92	49.55	0.39	13.85	8.72	0.17	11.22	9.95	1.56	0.88	0.05	3.14	99.48
129	с-22-92	53.73	0.37	12.55	10.50	0.15	9.72	9.20	0.35	0.05	0.04	3.24	99.9
130	с-20а-93	46.65	2.09	16.14	16.31	0.18	3.52	7.36	3.89	0.07	0.39	3.23	99.83
131	с-20б-93	50.31	1.66	14.67	14.88	0.18	5.18	4.20	5.12	0.05	0.26	3.16	99.67
132	МН-9	51.30	0.91	15.62	11.00	0.21	7.34	5.09	5.08	0.07	0.12	3.03	99.77
133	МН-13	50.79	1.57	14.60	11.78	0.19	5.16	7.03	4.66	0.05	0.25	3.63	99.71
134	МН-14	52.04	1.51	15.07	11.16	0.21	6.06	4.61	4.87	0.05	0.24	3.65	99.47
135	МН-15	49.71	1.22	13.29	12.78	0.24	7.32	7.46	3.71	0.04	0.15	4.02	99.94
136	МН-16	51.42	1.57	14.23	13.78	0.21	5.53	5.82	5.17	0.07	0.25	1.98	100.03
137	МН-18	49.43	1.27	15.15	12.58	0.22	6.04	8.54	3.66	0.04	0.17	2.28	99.38
138	МН-19	50.75	1.40	14.57	12.98	0.22	6.69	5.50	4.19	0.06	0.20	3.06	99.62
139	МН-20а	49.64	2.00	14.77	15.13	0.21	4.46	5.63	5.09	0.05	0.37	2.19	99.54
140	МН-20а	49.02	2.00	16.68	12.35	0.14	3.13	8.95	4.57	0.14	0.40	2.12	99.5
141	МН-21	52.95	1.66	14.44	12.36	0.18	4.95	5.72	6.00	0.06	0.26	1.62	100.2



Таблица 6.1. (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
142	мн-22	49.86	2.35	14.16	15.83	0.22	4.86	5.34	5.05	0.05	0.34	1.79	99.85
143	мн-23а	51.51	1.64	15.31	12.14	0.18	4.81	6.07	5.00	0.07	0.26	2.52	99.51
144	с-19а-93	56.10	0.32	12.53	9.23	0.19	8.77	5.87	4.80	0.05	0.06	1.96	99.88
145	с-19б-93	53.54	0.82	16.09	10.69	0.18	4.41	6.80	4.13	0.11	0.11	2.49	99.37
146	с-19г-93	45.66	2.11	13.75	15.54	0.23	8.67	5.12	3.69	0.05	0.26	5.01	100.09
Офиолиты Тувы													
147	с-113б-83	55.00	0.65	15.50	10.76	0.10	4.90	4.90	5.00	0.20	0.07	3.37	100.45
148	с-113в-83	58.40	0.50	14.00	9.75	0.10	3.65	5.04	5.50	0.10	0.02	2.52	99.58
149	с-113с-83	55.80	0.45	15.70	11.26	0.10	3.98	5.18	5.00	0.15	0.03	2.84	100.49
150	с-113и-83	52.00	0.45	15.00	10.26	0.13	7.64	6.58	4.20	0.40	0.01	3.10	99.77
151	с-113л-83	55.00	0.40	15.00	9.25	0.12	6.22	6.44	4.60	0.10	0.03	2.96	100.12
152	с-113м-83	52.30	0.40	14.00	9.75	0.15	7.47	7.14	3.70	0.40	0.02	3.26	98.59
153	с-19в-86	57.50	0.45	13.50	9.26	0.10	6.39	7.00	3.00	0.10	0.03	2.86	100.19
154	с-19д-86	54.30	1.30	15.00	10.01	0.15	5.31	8.40	2.90	0.15	0.08	2.56	100.16
155	с-8б-86	51.40	0.30	15.20	10.26	0.18	7.30	9.66	2.80	0.60	0.03	3.36	101.09
156	с-126а-83	54.20	0.15	16.00	9.51	0.19	7.30	6.44	2.80	0.60	0.01	3.42	100.62
157	с-50а-86	46.44	0.50	15.83	14.95	0.96	6.59	13.24	1.05	0.15	0.03	1.18	100.92
158	с-50б-86	51.24	1.22	14.42	11.43	0.17	5.61	13.33	1.50	0.08	0.18	1.08	100.26
159	с-50в-86	49.89	1.38	14.58	12.41	0.23	7.21	10.85	2.25	0.15	0.12	1.29	100.36
160	с-50е-86	51.63	1.37	14.72	14.47	0.29	5.58	8.18	3.15	0.09	0.14	0.46	100.08
161	с-76б-83	53.44	1.68	14.48	14.44	0.26	4.34	8.32	2.80	0.12	0.17	0.19	100.24
162	с-34б-86	51.80	0.98	11.95	10.64	0.22	9.20	10.11	2.80	0.21	0.51	2.03	100.45
163	с-43а-86	51.97	0.92	15.69	11.18	0.24	2.93	15.05	0.46	0.05	0.06	1.76	100.31
164	с-10а-89	48.94	1.32	15.06	15.06	0.18	6.29	8.55	3.85	0.17	0.12	0.52	100.06
165	с-10г-89	50.63	0.68	15.78	11.33	0.22	7.33	9.70	3.48	0.18	0.06	1.08	100.47
166	с-10е-89	49.13	1.00	14.14	16.09	0.22	6.47	7.54	4.35	0.14	0.09	1.18	100.35
167	с-10и-89	58.31	1.78	14.38	8.06	0.17	5.28	6.16	5.14	0.06	0.16	0.54	100.04
168	с-10л-89	51.70	1.53	14.62	15.65	0.15	4.48	7.39	3.55	0.10	0.15	0.34	99.66
169	с-10м-89	53.03	1.55	14.45	15.23	0.15	4.74	5.53	4.30	0.09	0.16	0.42	99.65
170	с-11в-89	51.98	1.11	14.54	13.61	0.18	7.15	8.29	2.39	0.05	0.10	0.60	100
171	с-11г-89	49.58	0.82	15.58	12.03	0.19	7.47	9.63	2.86	0.06	0.07	1.32	99.61
172	с-11ж-89	49.49	0.89	15.58	12.16	0.19	7.68	11.24	1.97	0.05	0.09	0.78	100.12
173	с-11з-89	49.21	0.93	15.43	12.63	0.20	7.74	11.62	2.04	0.05	0.08	0.27	100.2

Примечание. 1–6 – дайки в Чаганузунском гипербазитовом массиве; 7–23 – дайки Курайских офиолитов (комплекс типа "дайка в дайке"; 24–35 – дайковые породы бонинитовой серии из Курайских офиолитов; 36–76 – комплекс параллельных даек: 36–69 – диабазы, габбро-диабазы (37–39, 45–48 – дайки первой генерации; 42, 43, 49, 51 – дайки второй генерации), 70–76 – пироксеновые порфириды; 77–80 – дайки Среднетерсинского гипербазитового массива; 81–103 – дайко-силловый комплекс: 81–98 – диабазы, габбро-диабазы, 99–103 – пироксеновые порфириды; 104–129 – дайковый комплекс Куртушибинских офиолитов: 104–121 – диабазы, габбро-диабазы, 122–129 – пироксеновые порфириды; 130–146 – дайковый комплекс Северо-Саянских офиолитов: 130–143 – диабазы, 144–146 – пироксеновые порфириды; 147–156 – дайковый комплекс офиолитов Западной Тувы (Шатский массив); 157–173 – диабазовые и габбро-диабазовые дайки офиолитов Южной Тувы: 157–163 – район горы Кара-Шат, 164–173 – район Чон-Саир. Состав определен атомно-абсорбционным, количественным спектральным и рентгено-флуоресцентным методами анализа (ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск).

В клинопироксенах из бонинитов Курайских офиолитов найдены первичные расплавные включения размерами 3–30 мкм, располагающиеся в центральных частях и по зонам роста кристаллов. Формы округлые, часто с негативной огранкой. Включения многофазовые: несколько светлых кристалликов+темные фазы [Симонов и др., 1994б].

Дополнительные исследования позволили уточнить полученные ранее температурные характеристики включений. В результате было выяснено, что температуры гомогенизации расплавных включений в клинопироксенах наиболее вероятно составляют 1160–1230 °С, а в отдельных случаях – до 1260 °С.

**Таблица 6.2.** Содержание редких элементов в породах палеоспрединовых комплексов офиолитов Алтае-Саянской области, г/т

№п/п	№ обр.	Cr	Ni	Co	Cu	Zn	Pb	V	Ba	Sr	Li	Rb	Sc	Y	Zr	Nb	La	Yb
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
<b>Офиолиты Горного Алтая</b>																		
1	с-1016-89	50	30	40	42	121	6	430	148	260	10.2	5.4	—	—	—	—	—	—
2	с-1026-89	40	38	37	43	115	4.6	410	1500	178	10.6	3	—	—	—	—	—	—
3	с-102в-89	43	21	40	15	145	4.4	450	280	460	22.9	5.4	—	—	—	—	—	—
4	с-1036-89	280	55	36	39	122	6.6	390	131	170	10.6	3	—	—	—	—	—	—
5	с-103в-89	254	68	37	38	126	6.2	435	200	295	16.5	4.7	—	—	—	—	—	—
6	с-104в-89	180	45	36	34	118	5.1	440	120	172	15.1	6.1	—	—	—	—	—	—
7	с-111а-89	45	50	41	136	157	6.2	600	90	157	6.3	3	13	13	55	3.6	7.7	2.4
8	с-113а-89	113	62	37	27	137	7.7	280	120	210	8.8	3	7	23	110	4	7.7	2.9
9	с-1136-89	205	56	38	42	123	6.2	300	93	198	5.6	1	9	29	140	3.5	10	3.6
10	с-113в-89	153	40	36	45	177	6	330	125	260	7.4	2	8.3	35	150	4	12	4.6
11	с-113г-89	123	60	37	29	148	6.1	280	151	375	12	6	5.3	21	110	4.8	7	2.5
12	с-113д-89	130	74	40	29	146	8.6	250	230	350	12.5	19	7	30	120	7.5	12.5	3.1
13	с-113е-89	230	80	42	21	191	7.2	270	182	353	12	9.5	8.1	25	130	8.7	12.5	3.2
14	с-16-90	231	35	44	36	55	0.9	274	—	144	11.3	6	19	9	27	5.7	4.5	1.8
15	с-18-90	50	28	26	176	59	—	303	121	84	6.3	1.7	23	13	39	5.5	4.8	2.6
16	с-19-90	29	10	37	160	160	—	252	95	60	6.7	0.5	18	12	36	7.1	4.2	2.1
17	с-21-90	143	19	27	155	46	3.3	333	74	224	7.1	3	19	13	40	6.2	5.3	2.2
18	с-23-90	103	48	35	319	41	0.3	237	65	126	5	—	18	14	38	7	4	2.1
19	с-24-90	210	44	42	418	51	0.3	237	300	165	7.6	7.7	18	8	19	5	3.4	1.4
20	с-25-90	204	44	42	155	66	3	252	370	142	9.6	12.9	19	8.3	20	6.7	1	1.5
21	с-26-90	151	44	44	34	55	1.2	229	400	153	10.9	12	18	8.5	17	5.7	1	1.4
22	с-27-90	48	35	44	103	58	1.2	170	43	17	7.1	—	23	8.7	36	5.8	3.8	1.9
23	с-28-90	40	15	33	390	60	2.7	392	113	415	6	—	19	15	36	7.2	4.2	2.7
24	с-106а-89	800	82	40	58	117	5.5	210	127	104	7	8.8	16	7.7	41	1.4	6.3	1.3
25	с-1066-89	830	93	41	10	124	5.1	210	102	88	7	3.4	17	7.3	18	4.6	3.3	1.3
26	с-1076-89	1050	91	46	90	92	6.2	290	140	110	3.5	4.7	17	8	22	3.8	3.2	1.2
27	с-36-90	404	80	46	45	100	1.5	231	144	97	3.5	4.6	15	5.5	18	4.6	2.3	1.3
28	с-5а-90	440	75	52	37	186	5.7	233	214	108	5.7	11.2	14	5	13	2	1	1
29	с-13/1-90	460	121	60	82	71	2.2	252	61	116	5.6	3.1	8.3	4.2	13	3.2	1.9	0.7
30	с-13/2-90	720	136	59	59	52	2.6	244	31	120	17.6	4.8	10	3.6	9.7	10	1.8	0.7
31	с-13/3-90	386	110	67	14	76	1	269	133	112	9.5	2.3	11	3.6	11	4.3	1.7	0.8
32	с-15-90	870	88	64	63	83	2.4	222	—	76	14.3	2.6	16	6.5	16	5	1	1
33	с-29-90	840	152	65	35	90	10.8	215	83	154	6.3	1.7	16	4.5	12	3.1	1	0.7
34	С12а-91	946	78	42	24	65	—	250	—	118	—	—	14	6.8	17	2.8	1	0.9
35	с-13а-91	946	61	45	11	75	—	231	—	155	—	—	15	6	20	4.2	1	0.9
<b>Офиолиты Кузнецкого Алатау</b>																		
36	с-1а-91	240	58	26	75	64	5.2	176	764	683	2.6	13.3	6.8	12.5	75	9	14	1.2
37	с-2а-91	123	30	36	160	93	1.2	363	56	120	5.3	17	12	12	41	4.6	3.6	1.9
38	с-2в-91	64	220	39	21	59	0.3	182	33	85	3.6	2.2	7.3	7.5	20	3.5	1	1.2
39	с-2д-91	552	83	35	152	91	12.8	214	—	573	3.6	6.7	9.5	15	90	4.6	28	1.3
40	с-2е-91	184	58	45	64	76	19.4	215	—	805	20	20.7	7	15	110	5	32	1.4
41	с-2ж-91	432	50	37	106	88	13	240	—	976	1.6	15.5	6.8	10	68	4.3	20	1.2
42	с-2з-91	176	54	37	87	73	4.8	253	—	573	4.1	25.2	6	8.8	57	5	8.5	1.1
43	с-2и-91	384	79	30	73	70	2.2	260	—	610	4.1	22.2	7.5	9.8	70	5.5	11.5	1.2
44	с-2к-91	328	42	24	62	64	8.8	273	—	488	4.6	26.6	9.5	11.5	75	5	12	1.5
45	с-36-91	96	31	48	302	70	1.9	84	—	560	5.1	23.7	5.3	—	12.5	4.6	—	0.5
46	с-3в-91	64	34	33	139	103	1.5	396	100	244	2	5.9	12	13.5	36	3.6	4.9	2

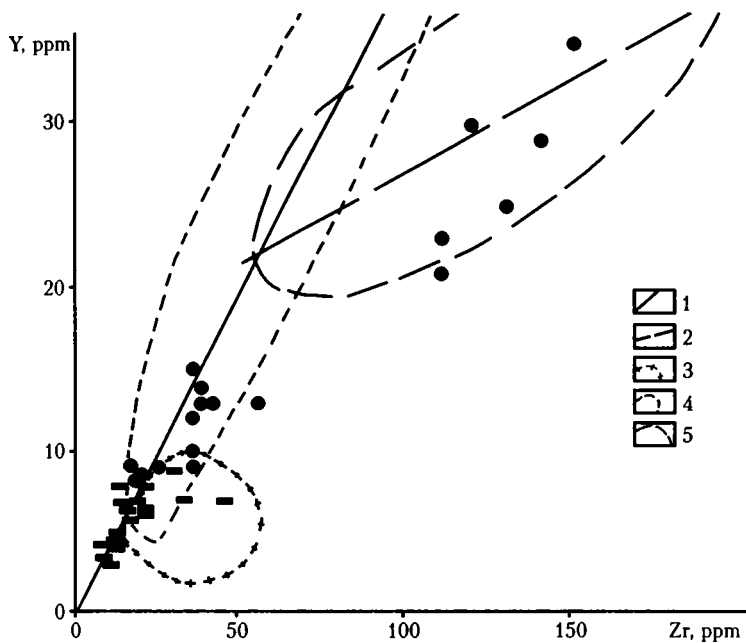
Таблица 6.2. (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
47	с-3г-91	168	30	41	73	97	1.5	390	90	232	3.1	7.4	15	15	46	3.8	5	2.5
48	с-3е-91	195	53	36	127	96	2.7	363	113	155	3.6	-	13	13	36	4	5.3	1.8
49	с-3ж-91	266	67	28	106	67	0.3	266	110	250	3.6	8.9	12	12	32	1	1	1.5
50	с-3з-91	77	29	19	62	97	7.5	292	900	1025	4.1	27.4	8.5	15	93	4.6	20	1.8
51	с-3и-91	182	51	41	106	70	1.8	290	120	305	5.1	10.4	12	10	34	2.8	4.6	1.3
52	с-3к-91	378	70	45	63	79	7	253	-	366	4.6	26.8	6.6	19	130	4.3	55	1.5
53	с-3л-91	112	30	37	110	76	1.4	188	66	232	2	1.5	16	15	45	5.3	7	2.4
54	с-3н-91	238	63	35	89	73	2.4	290	200	769	4.6	10.4	8	13.5	75	8.5	14	1.5
55	с-1б-88	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	42	14	27	6.6	7.5	1.5
56	с-1в-88	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	36	11	24	5.2	7.5	1.3
57	с-1г-88	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	55	13	21	5.3	7.5	2
58	с-1д-88	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	55	13	30	6	8	1.9
59	с-3а-88	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	35	11	20	5	8	1
60	с-3б-88	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	37	10	22	5.3	7.5	1.1
61	с-3в-88	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	65	11	23	6.6	7	1.5
62	с-3г-88	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	60	24	80	7.3	9	3.4
63	с-4а-88	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	50	11	23	6	5	1.2
64	с-4б-88	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	60	7.5	17	5	8.5	1.1
65	с-5-91	920	322	48	52	73	4	214	250	105	9.7	16.3	5	8.5	48	7.5	8.5	1.5
66	с-6б-91	866	124	41	44	74	5.8	215	-	276	6.2	16.4	9.5	12.5	63	5.7	14	1.2
67	с-6в-91	840	126	47	52	67	4.1	214	-	295	4.6	11	8	10.5	48	4.6	13.5	0.9
68	с-6г-91	1100	190	43	56	62	3.6	195	280	195	5.6	6.7	8.3	10.5	45	5	12	0.9
69	с-13а-91	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	34	30	180	8.5	13	3.5
70	с-13б-92	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	33	35	160	6.5	12	3.6
71	с-13в-92	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	86	34	240	10	15	4.7
72	с-13г-92	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	36	29	180	8.2	12	3.5
73	с-13д-92	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	15	47	280	8.2	34	5
74	с-13е-92	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	17	38	180	6.3	15	3.5
75	с-10а-92	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	13	25	100	6.5	10	2.4
76	с-10б-92	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8	20	70	3.9	7.5	1.9
77	с-11а-92	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	21	14	17	2.5	4.5	1.7
78	с-11б-92	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	22	14	27	4.8	5.5	2.2
79	с-11в-92	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	28	16	27	4.3	5.5	2.3
Офиолиты Западного Саяна																		
80	с-23-83	260	94	46	11	30	2.2	220	13	62	1.8	-	42	9.5	25	6	5	1.4
81	с-24а-83	30	100	34	10	37	2	250	16	115	1.7	-	34	9.5	20	5	6.5	1.6
82	с-24б-83	137	152	34	10	23	2.2	220	250	100	1.6	0.5	55	12	28	8	7	1.9
83	с-24в-83	23	75	28	10	12	1.2	247	15	127	1.6	-	110	20	55	12	5	3.4
84	с-24г-83	90	109	34	6	15	3.7	247	37	92	2.2	1.6	82	16	30	7.5	9	1.5
85	с-24д-83	310	175	41	10	32	1.6	240	18	112	2.3	-	55	14	25	7.5	8.5	1
86	с-51б-86	210	185	41	61	77	-	260	15	84	3	-	30	13	28	7	9	0.9
87	с-51в-86	245	170	41	49	79	2.3	260	15	107	3.2	-	37	17	22	8	4.5	0.8
88	с-51г-86	240	134	37	20	79	4	290	46	93	2.4	0.8	66	16	36	8	9	1.3
89	с-51д-86	42	80	30	10	21	2.5	270	26	85	1.5	0.6	39	13	34	7.5	8	1
90	с-51е-86	51	93	26	11	16	3	335	37	102	1.5	0.8	40	12	20	7.5	8	0.8
91	с-51ж-86	136	110	40	6	19	2.8	254	32	108	3	0.6	-	-	-	-	-	-
92	с-10а-97	-	-	-	-	-	-	-	-	111	-	0.3	-	11.5	20.8	0.2	-	-
93	с-10в-97	-	-	-	-	-	-	-	-	52	-	5.1	-	8.9	14.5	1	-	-
94	с-15-92	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	32	10	4.2	4.5	3	1.8
95	с-16а-92	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	46	12	5.5	5	3	2.4
96	с-16б-92	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	40	13	7.8	3.6	3	2
97	с-18а-92	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	60	13	6.3	2.8	3	2.1

Таблица 6.2. (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
98	с-186-92	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	32	12	5.3	2.8	3	1.7
99	с-22-92	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	24	10	4.4	3.3	3	1.9
100	с-20а-93	37	17	36	-	-	-	300	74	307	1.2	0.4	-	-	-	-	-	-
101	с-20в-93	37	20	38	-	-	-	334	63	103	1.6	0.4	-	-	-	-	-	-
102	МН-9	126	67	40	-	-	-	279	104	105	3.2	1	-	-	-	-	-	-
103	МН-13	44	25	36	-	-	-	361	103	213	2	1.6	-	-	-	-	-	-
104	МН-14	48	30	40	-	-	-	280	72	77	2.7	0.3	-	-	-	-	-	-
105	МН-15	163	74	42	-	-	-	327	68	162	2.8	0.8	-	-	-	-	-	-
106	МН-16	44	30	38	-	-	-	308	113	131	0.8	0.6	-	-	-	-	-	-
107	МН-18	58	31	44	-	-	-	293	74	277	1.4	0.4	-	-	-	-	-	-
108	МН-19	54	54	44	-	-	-	311	58	86	1.5	1	-	-	-	-	-	-
109	МН-20а	48	26	40	-	-	-	293	47	112	0.6	1.4	-	-	-	-	-	-
110	МН-20б	41	19	34	-	-	-	273	187	416	0.6	1	-	-	-	-	-	-
111	МН-21	136	51	26	-	-	-	334	66	83	0.3	-	-	-	-	-	-	-
112	МН-22	31	7	36	-	-	-	273	63	84	-	3.2	-	-	-	-	-	-
113	МН-23а	48	18	38	-	-	-	341	79	144	-	-	-	-	-	-	-	-
114	с-19а-93	600	180	46	-	-	-	157	52	63	0.8	1.6	-	-	-	-	-	-
115	с-19б-93	60	27	30	-	-	-	315	100	162	2.7	2.5	-	-	-	-	-	-
116	с-19г-93	59	22	56	-	-	-	395	54	56	4.4	0.7	-	-	-	-	-	-
Офиолиты Тувы																		
117	с-113б-83	11	20	33	6.4	25	0.5	290	58	46	1.6	1.1	36	28	200	13	25.5	3.8
118	с-113в-83	29	12	21	10	25	1	240	73	50	0.8	1	55	34	250	18	35.5	6
119	с-113г-83	10	21	32	9	22	1	290	51	59	1.5	1	26	19	140	9	16.5	2.6
120	с-113и-83	103	55	40	6.4	26	1.7	240	44	67	5	2.2	51	28	200	14	28	4.2
121	с-113л-83	20	40	36	9	18	0.3	215	102	57	3.3	0.4	51	9	17	5	8	1.2
122	с-113м-83	176	82	38	7	36	1.4	260	44	80	3.3	1.9	34	15	83	9	16.5	1.7
123	с-19в-86	69	46	39	4	23	0.2	260	51	71	0.8	0.4	39	14	70	12	18.5	1.5
124	с-19а-86	36	25		17	32	1.2	322	36	88	0.7	0.7	49	15	120	14	21	2
125	с-86-86	170	47	40	67	50	1.8	250	153	84	6.1	14.2	41	9.5	20	4	8	1.2
126	с-126а-83	80	76	36	6.4	42	0.4	202	102	113	9.4	10.1	110	12	29	6.6	9	1.8
127	с-50а-86	45	61	38	59	120	7.3	434	60	135	6.2	1.4	85	18	34	8	8.5	2.8
128	с-50б-86	150	63	32	14	74	2.9	360	38	304	1.5	2.2	51	23	100	7	10	3
129	с-50в-86	185	69	42	135	90	3.5	445	38	202	2.2	0.7	82	22	90	7	10	3.4
130	с-50г-86	135	61	38	124	100	2.8	390	60	200	3.1	1	55	21	72	6	9.5	3.2
131	с-50е-86	95	57	38	103	102	1.7	396	52	124	1.8	0.7	60	23	85	6	9.5	3.4
132	с-76б-83	68	25	30	170	124	2.4	458	67	195	1.5	0.2	48	23	95	6	9	4
133	с-34б-86	517	107	36	43	90	5.9	270	120	266	2.6	2.9	46	18	120	12	25	2.2
134	с-43а-86	220	95	40	213	102	6.6	238	50	350	1.3	1.2	49	22	50	10	7.5	2.5
135	г-234-2	44	20	31	25	113	7	550	64	175	15.3	2	-	-	-	-	-	-
136	г-234-3	20	26	40	67	102	7.6	510	33	58	10.5	2.5	-	-	-	-	-	-
137	г-235-4	120	65	37	9	200	-	420	40	120	16	2.7	-	-	-	-	-	-
138	г-235-3	110	65	42	43	127	3	440	35	150	18	2.5	-	-	-	-	-	-
139	г-235-2	30	58	31	80	157	2.5	430	38	170	14	1.9	-	-	-	-	-	-

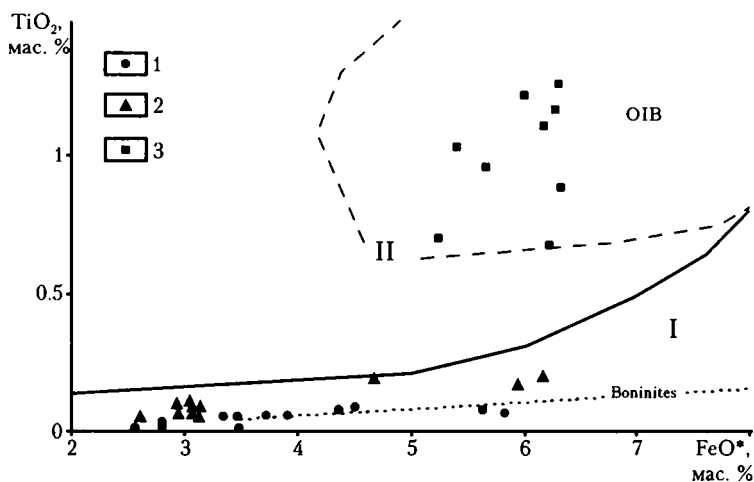
Примечание. 1-6 – дайки в Чаганузунском гипербазитовом массиве; 7-23 – дайки Курайских офиолитов (комплекс типа "дайка в дайке"; 24-35 – дайковые породы бонинитовой серии из Курайских офиолитов; 36-68 – комплекс параллельных даек: 36-64 – диабазы, габбро-диабазы (37-39, 46-49 – дайки первой генерации, 42, 43, 50, 52 – дайки второй генерации), 65-68 – пироксеновые порфириды; 69-79 – дайко-силовый комплекс: 69-74 – диабазы, габбро-диабазы, 75-79 – пироксеновые порфириды; 80-99 – дайковый комплекс Куртушибинских офиолитов: 80-91 – диабазы, габбро-диабазы, 92-99 – пироксеновые порфириды; 100-116 – дайковый комплекс Северо-Саянских офиолитов: 100-113 – диабазы, 114-116 – пироксеновые порфириды; 117-126 – дайковый комплекс офиолитов Западной Тувы (Шатский массив); 127-139 – диабазовые и габбро-диабазовые дайки офиолитов Южной Тувы: 127-134 – район горы Кара-Шат, 135-139 – район Чон-Саир. Содержание определено атомно-абсорбционным, рентгено-флуоресцентным (ОИГМ СО РАН, г. Новосибирск) и атомно-эмиссионным спектральным (СНИИГГИМС, г. Новосибирск) методами анализа.



**Рис. 6.11.** Диаграмма Y–Zr для составов пород из дайковых комплексов офиолитов Горного Алтая. Построена с использованием данных: [Шараськин, Закариадзе, 1982; Шараськин, 1992; Симонов, Добрецов, Буслов, 1994; Tagney, March, 1991]

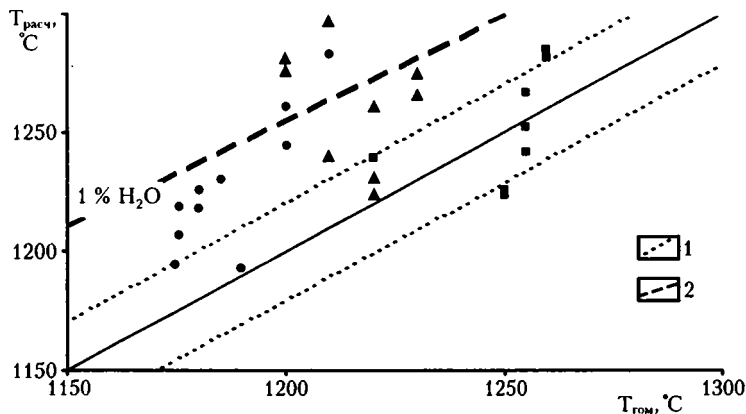
1, 2 – отношения Y/Zr: 1 – в хондритах, 2 – в базальтах Срединно-Атлантического хребта; 3 – бонинитовые серии западной части Тихого океана; 4, 5 – базальты: 4 – островных дуг западной части Тихого океана, 5 – Срединно-Атлантического хребта.

Остальные условные обозначения см. на рис. 6.9



**Рис. 6.12.** Диаграмма  $\text{TiO}_2$ – $\text{FeO}^*$  для составов клинопироксенов из пород палеосрединговых комплексов офиолитов Горного Алтая, Кузнецкого Алатау и Южной Тувы. Построена на основе оригинальных данных с использованием материалов: [Магматические горные породы..., 1985; Симонов, Добрецов, Буслов, 1994; Симонов, Ступаков и др., 1999; Петрологические провинции..., 1996; Frey et al., 1994]

1–3 – офиолиты: 1 – Горного Алтая, 2 – Кузнецкого Алатау, 3 – Южной Тувы. Поля клинопироксенов из островодужных (I) и океанических (II, в том числе: OIB – пироксены Гавайских островов, гайотов Маркус-Уэйк в Тихом океане и о-ва Буве в Южной Атлантике) пород. Boninites – тренд бонинитов западной части Тихого океана



**Рис. 6.13.** Диаграмма соотношений температур гомогенизации расплавных включений в клинопироксенах ( $T_{\text{гом}}$ ) с расчетными температурами кристаллизации ( $T_{\text{расч}}$ ). Расчет температур для клинопироксенов проводился по модели А.А. Арискина с соавторами [1986]

1 – пределы точности использованного термометра (20 °C); 2 – линия расплавов, содержащих 1 мас. %  $\text{H}_2\text{O}$  [Соболев, 1997].

Остальные обозначения см. на рис. 6.12

**Таблица 6.3.** Представительные анализы составов клинопироксенов из пород палеоспрединовых комплексов офиолитов Алтае-Саянской складчатой области, мас. %

№ п/п	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
<b>Офиолиты Горного Алтая</b>												
1	с-1066-89	54.13	0.09	0.41	0.41	4.49	0.16	19.77	20.00	0.08	0.00	99.54
2	с-1076-89	54.30	0.02	0.40	0.60	2.80	0.00	19.51	21.29	0.13	0.00	99.05
3	с-36-90ц	54.21	0.01	0.37	0.53	2.57	0.10	19.56	22.02	0.10	0.00	99.47
4	с-36-90	54.14	0.01	0.53	0.49	3.49	0.15	18.57	21.73	0.11	0.00	99.22
5	с-13а-91	53.65	0.05	0.84	0.37	3.35	0.09	17.95	22.92	0.09	0.00	99.31
6	с-54с-90	53.39	0.09	1.66	0.22	4.51	0.12	17.40	22.41	0.10	0.00	99.9
7	с-13/1-90/15	54.07	0.05	1.24	0.54	3.47	0.11	18.04	22.30	0.09	0.00	99.91
8	с-13/1-90/16	53.38	0.05	1.85	0.40	3.91	0.10	17.67	22.35	0.09	0.00	99.8
9	с-13/1-90/17	53.66	0.06	1.61	0.41	3.72	0.08	17.62	22.42	0.11	0.00	99.69
10	с-13/3-90	53.56	0.03	0.76	0.56	2.81	0.10	18.65	22.48	0.12	0.00	99.07
11	с-13/3-90/8	52.58	0.08	1.80	0.07	5.62	0.13	16.90	21.72	0.10	0.00	99
12	с-13/3-90/9	53.27	0.07	2.22	0.24	5.82	0.14	16.86	20.93	0.12	0.00	99.67
13	с-13/3-90/11	54.26	0.08	1.20	0.35	4.37	0.11	17.47	22.35	0.08	0.00	100.27
<b>Офиолиты Кузнецкого Алатау</b>												
14	и-39	53.51	0.05	1.70	0.99	3.13	0.11	18.60	21.40	0.33	0.00	99.82
15	с-66-88	52.01	0.20	2.94	0.04	6.16	0.16	17.35	20.32	0.37	0.00	99.55
16	с-5-91	50.55	0.17	5.21	0.37	5.94	0.14	16.80	20.12	0.37	0.00	99.67
17	с-6в-91	53.65	0.05	1.14	0.74	2.61	0.07	18.87	21.82	0.32	0.00	99.27
18	с-6в-91/1	55.20	0.06	1.17	0.59	2.94	0.07	18.37	22.22	0.26	0.00	100.88
19	с-6в-91/2	54.54	0.06	1.58	0.81	3.06	0.09	18.19	22.04	0.33	0.00	100.7
20	с-6в-91/3а	53.83	0.11	1.56	0.25	3.04	0.08	18.32	22.24	0.23	0.00	99.66
21	с-6в-91/3б	53.17	0.09	1.57	0.60	3.14	0.09	17.88	22.26	0.28	0.00	99.08
22	с-6в-91/5	52.50	0.19	1.80	0.33	4.67	0.11	16.81	22.61	0.24	0.00	99.26
23	с-6в-91	53.75	0.09	1.57	0.25	3.07	0.09	18.41	22.14	0.25	0.00	99.62
24	с-6в-91	53.83	0.11	1.56	0.25	3.04	0.08	18.32	22.24	0.23	0.00	99.66
25	с-6в-91	54.60	0.10	1.26	0.55	2.93	0.07	17.41	22.49	0.22	0.00	99.63
<b>Офиолиты Южной Тувы</b>												
26	с-25н-99-1	50.68	1.04	3.22	0.89	5.40	0.11	15.43	22.08	0.35	0.00	99.2
27	с-25н-99-2	52.53	0.68	2.44	0.35	6.23	0.12	15.71	21.33	0.35	0.00	99.74
28	с-25н-99-3	50.51	1.22	3.77	0.57	6.00	0.10	15.33	21.42	0.31	0.03	99.26
29	с-25н-99-3	51.16	0.96	2.72	0.68	5.66	0.11	15.31	21.28	0.25	0.00	98.13
30	с-25н-99-4	51.61	0.71	2.18	0.85	5.22	0.13	16.46	21.49	0.34	0.00	98.99
31	с-25н-99-5	49.55	1.17	3.60	0.37	6.28	0.11	15.58	21.65	0.30	0.00	98.61
32	с-25н-99-5	49.91	1.11	3.38	0.43	6.18	0.13	15.98	21.64	0.37	0.01	99.14
33	с-25н-99-5	50.33	0.90	2.89	0.51	6.33	0.13	16.38	21.64	0.39	0.03	99.53
34	с-25н-99-6	50.57	1.26	3.67	0.52	6.30	0.12	14.83	21.26	0.29	0.00	98.82

*Примечание.* Состав определен на рентгеновском микроанализаторе "Camebax-micro" (ОИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

Для оценки достоверности полученных по включениям результатов было проведено сравнение температур гомогенизации с расчетными температурами. Расчет температур равновесия расплав – минерал при давлении 1 кбар для составов расплавных включений проводился по модели А.А. Арискина с соавторами [1986]. На рис. 6.13 отчетливо видно постоянное завышение рас-

четных температур над температурами гомогенизации, что может свидетельствовать, судя по данным А.В. Соболева [1997], о существенном содержании воды в расплаве (до 1 % H<sub>2</sub>O). Для бонинитовых магм характерны высокие значения воды [Соболев, Данюшевский, 1986; Симонов, 1993; Dobson, O'Neil, 1987; Sobolev, Danyushevsky, 1994], поэтому приведенные расчеты свидетель-

**Таблица 6.4.** Представительные анализы составов гомогенизированных расплавных включений в клинопироксенах из пород палеоспрединовых комплексов офиолитов Алтае-Саянской складчатой области, мас. %

№ п/п	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	T <sub>гом</sub> , °C
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<b>Офиолиты Горного Алтая</b>													
1	с-13/1-90-15	52.30	0.18	10.17	0.05	6.21	0.14	11.28	15.90	1.02	0.11	97.36	1230
2	с-13/1-90-16	54.70	0.27	14.10	0.04	7.83	0.15	7.29	10.62	1.23	0.12	96.35	1150
3	с-13/1-90-17	52.12	0.19	13.23	0.05	8.05	0.15	9.10	14.16	1.19	0.06	98.3	1210
4	с-13/3-90-8	50.75	0.33	10.44	0.02	13.09	0.24	9.02	12.90	0.90	0.08	97.77	1180
5	с-13/3-90-8	51.00	0.34	11.15	0.00	12.78	0.23	8.55	12.88	1.00	0.09	98.02	1180
6	с-13/3-90-9	51.52	0.26	13.49	0.03	9.50	0.16	8.09	12.24	1.35	0.17	96.81	1175
7	с-13/3-90-9	52.89	0.29	14.23	0.01	10.35	0.18	8.06	11.08	1.35	0.18	98.62	1170
8	с-13/3-90-9	51.08	0.21	12.89	0.18	9.63	0.16	8.60	13.71	1.27	0.16	97.89	1180
9	с-13/3-90-10	49.54	0.24	10.81	0.04	9.94	0.23	11.35	15.72	0.40	0.05	98.32	1200
10	с-13/3-90-10	49.75	0.23	9.48	0.05	13.93	0.24	10.45	13.89	0.38	0.19	98.59	1200
11	с-13/3-90-11	53.67	0.22	11.17	0.09	8.12	0.17	8.72	13.29	1.20	0.20	96.85	1180
<b>Офиолиты Кузнецкого Алатау</b>													
12	с-6в-91/1-18	56.51	0.18	9.55	0.30	3.80	0.09	11.11	13.56	2.26	1.70	99.06	1210
13	с-6в-91/1-18	57.16	0.23	12.95	0.16	4.53	0.09	8.22	8.41	3.36	2.99	98.1	1210
14	с-6в-91/2-19	54.03	0.17	10.80	0.17	4.61	0.10	11.22	14.82	1.30	1.67	98.89	1200
15	с-6в-91/2-19	53.97	0.17	11.21	0.14	4.84	0.10	11.30	14.57	1.38	1.66	99.34	1200
16	с-6в-91/3-20	51.10	0.44	13.22	0.43	6.31	0.12	9.51	12.54	3.05	1.22	97.94	1220
17	с-6в-91/3-20	53.34	0.38	13.69	0.56	5.37	0.11	8.42	11.44	3.38	1.67	98.36	1220
18	с-6в-91/3-20	53.64	0.29	13.26	0.05	4.73	0.09	9.07	11.70	3.30	1.02	97.15	1220
19	с-6в-91/3-20	54.31	0.30	12.21	0.08	4.43	0.09	10.58	12.49	2.50	1.34	98.33	1220
20	с-6в-91/5-22	50.30	0.54	9.75	0.08	7.98	0.14	10.56	15.09	2.03	0.59	97.06	1230
21	с-6в-91/5-23	53.34	0.22	10.54	0.33	5.08	0.11	10.86	13.63	2.67	1.09	97.87	1230
<b>Офиолиты Южной Тувы</b>													
22	с-25н-99-2	50.56	2.01	7.97	0.09	10.49	0.18	10.30	15.06	2.03	0.59	99.28	1255
23	с-25н-99-4	49.42	2.31	10.59	0.08	10.32	0.20	8.65	12.44	2.17	0.71	96.89	1250
24	с-25н-99-4	49.72	2.31	10.75	0.11	10.25	0.17	8.60	12.22	2.18	0.73	97.04	1250
25	с-25н-99-5	49.61	1.77	7.29	0.20	9.77	0.14	10.90	15.84	1.85	0.49	97.86	1260
26	с-25н-99-5	49.48	1.71	6.99	0.20	9.83	0.15	11.29	15.81	1.77	0.42	97.65	1260
27	с-25н-99-6	48.24	3.07	9.12	0.09	11.76	0.18	9.29	15.49	1.41	0.09	98.74	1255
28	с-25н-99-6	48.44	2.88	8.83	0.09	11.58	0.22	9.88	15.94	1.08	0.07	99.01	1255

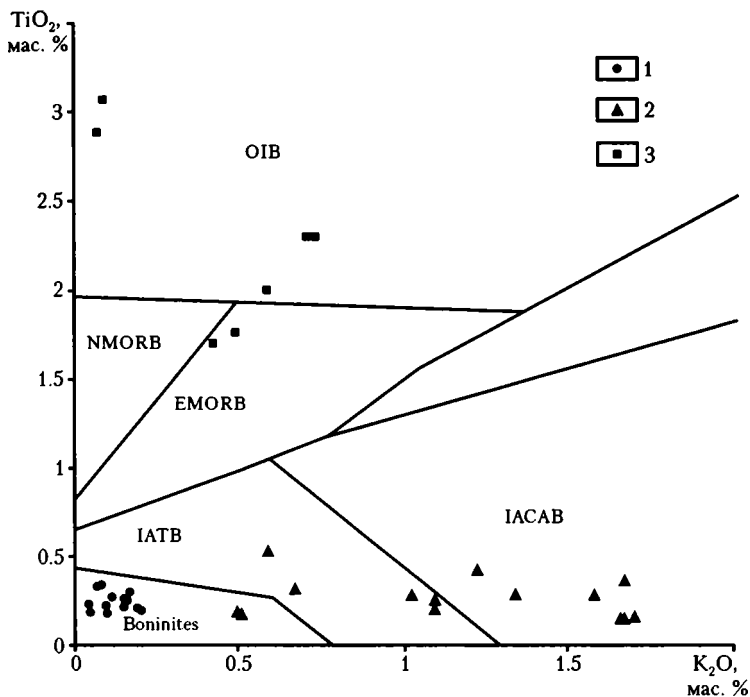
*Примечание.* T<sub>гом</sub>, °C – температуры гомогенизации расплавных включений. Состав гомогенизированных расплавных включений определен на рентгеновском микроанализаторе "Camebax-micro" (ОИГМ СО РАН).

ствуют об обогащенности древних бонинитовых расплавов Курайских офиолитов водой, являясь в определенной степени независимым критерием достоверности результатов наших исследований расплавных включений.

Составы гомогенизированных расплавных включений в клинопироксенах из порфиритов Курайских офиолитов показывают (табл. 6.4), что изученные минералы кристаллизовались из "бонинитовых" расплавов с низкими содержаниями титана и высокими концентрациями MgO и SiO<sub>2</sub> [Симонов и др., 1994б]. На диаграмме TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O точки составов расплавных включений образуют компактную группу с минимальными значениями титана и калия, находящуюся в поле бонини-

тов западной части Тихого океана (рис. 6.14). По соотношению TiO<sub>2</sub>-FeO\*/MgO изученные включения располагаются на низкотитанистом бонинитовом тренде (рис. 6.15). Таким образом, данные по расплавным включениям Курайских офиолитов свидетельствуют о развитии магматических систем, близких по составу к расплавам современных энсиматических островных дуг с бонинитовыми сериями запада Тихого океана.

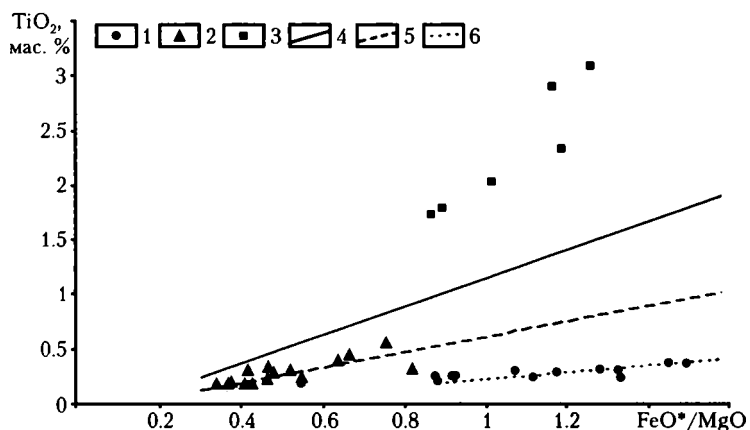
В результате комплексных петролого-геохимических, минералогических и термобарогеохимических исследований установлено, что Курайские офиолиты формировались на океанической литосфере в палеогеодинамических условиях примитивной островодужной системы с бонинитами.



**Рис. 6.14.** Диаграмма  $\text{TiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  для составов гомогенизированных расплавленных включений в клинопироксенах из пород палеоспредиговых комплексов офиолитов Алтае-Саянской области. Построена на основе оригинальных данных с использованием материалов: [Симонов, Добрецов, Буслов, 1994; Симонов, Ступаков и др., 1999]

1 – Горный Алтай; 2 – Кузнецкий Алатау; 3 – Южная Тува.

OIB – базальты океанических внутриплитных островов; NMORB – нормальные базальты срединно-океанических хребтов; EMORB – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов; IATB – островодужные толеитовые базальты; IACAB – островодужные известково-щелочные базальты; Boninites – бониниты



**Рис. 6.15.** Диаграмма  $\text{TiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$  для составов гомогенизированных расплавленных включений в клинопироксенах из пород палеоспредиговых комплексов офиолитов Алтае-Саянской области. Построена на основе оригинальных данных с использованием материалов: [Симонов, 1993; Симонов, Добрецов, Буслов, 1994; Симонов, Ступаков и др., 1999]

1 – Горный Алтай; 2 – Кузнецкий Алатау; 3 – Южная Тува; 4–6 – тренды: 4 – океанических толеитовых базальтов (срединно-океанические хребты), 5 – островодужных толеитовых и известково-щелочных базальтов, 6 – бонинитовых серий

## 6.2. Офиолиты Кузнецкого Алатау

В Кузнецком Алатау насчитывается более сотни гипербазитовых массивов [Пинус, Колесник, 1966]. Наибольший интерес вызывают офиолиты Среднетерсинского массива, в разрезе которых присутствует практически весь набор пород офиолитовой ассоциации, сменяющихся снизу вверх в следующей непрерывной последовательности: ультрабазиты, габброиды, дайковый комплекс и вулканогенно-осадочные образования [Офиолитовая ассоциация..., 1982]. В работах предыдущих исследователей основное внимание уделялось изучению преимущественно нижней, габбро-гипербазитовой, части [Чураков, 1932; Монич, 1941; Пинус и др., 1958; Пинус, Колесник, 1966; Коновалова, Прусевич, 1977; Велинский и др., 1985; Гончаренко, 1989], тогда как по дайкам и эффузивам имелись лишь общие сведения. В результате про-

веденных нами исследований, здесь были выделены серии даек типа “дайка в дайке” и дайко-силловый комплекс [Симонов, 1993; Симонов и др., 1996].

### 6.2.1. Геологическая характеристика

Среднетерсинская офиолитовая ассоциация располагается в осевой части хребта Кузнецкий Алатау, в истоках рек Нижней и Средней Терси, Кии и Саралы (рис. 6.1). В составе офиолитов выделяются: дунит-гарцбургитовый, дунит-верлит-клинопироксенитовый, габброидный, дайковый, дайко-силловый, вулканогенно-осадочный комплексы.

Дунит-гарцбургитовый комплекс составляет основной объем Среднетерсинского массива. Гарцбургиты преобладают в северной части, а дуниты – в южной и восточной. Ультраосновные породы по своим характеристикам соответствуют



метаморфическим тектонизированным гипербазитам [Офиолитовая ассоциация..., 1982; Гончаренко, 1989], слагающим основание офиолитов [Колман, 1979]. Дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс, пространственно занимающий положение между тектонизированными перидотитами и габброидами, представлен в основном верлитами и клинопироксенитами, реже дунитами и лерцолитами. Среди габброидов наиболее распространены полосчатые габбро. Судя по субгоризонтальному расположению полосчатости, они полого (до 8–12°) налегают на дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс. Контакты полосчатых габбро с пироксенитами четкие, но неровные. Постепенно вверх габброиды сменяются дайковым комплексом.

Дайки выполнены породами основного состава (мелкозернистые габбро, габбро-диабазы, диабазы, диабазовые порфириты), часто пространственно ассоциирующими с эффузивами и мелкими телами гранитоидов. Ранее этот комплекс объединялся в брекчированные габброиды [Коновалова, Прусевич, 1977], в диорит-диабазовую ассоциацию [Офиолитовая ассоциация..., 1982], в группу габбро-долеритов, габбро-диабазов [Велин-

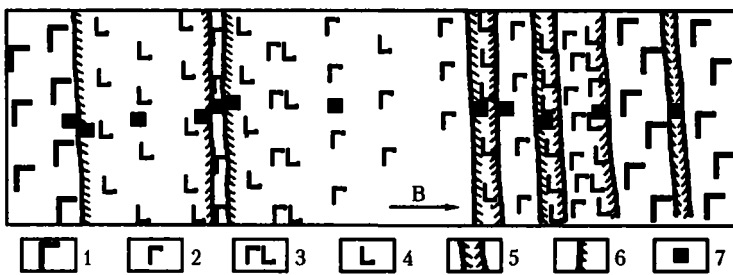


Рис. 6.16. Схема строения фрагмента разреза комплекса типа "дайка в дайке" офиолитов Кузнецкого Алатау (Среднетерсинский массив, район горы Медвежья)

1 – скрины крупнокристаллических габбро; 2 – мелкозернистые габбро; 3 – габбро-диабазы; 4 – диабазы; 5 – жилоподобные базальтовые дайки; 6 – зоны закалок; 7 – точки отбора образцов

ский, Гора, 1983]. Наши исследования позволили расшифровать строение этого комплекса и установить, что он представляет собой мощную (шириной более 5 км) полосу, сложенную параллельными дайковыми телами в основном меридионального простирания. Крупные тела даек, мощностью в несколько десятков и протяженностью в сотни метров, выполнены мелко- и среднезернистыми габбро и имеют четкие закальные микродиабазовые зоны. На эти габброиды накладываются серии субпараллельных более мелких (мощностью первые метры) даек второй генерации габбро-диабазов и диабазов, имеющие то же меридиональное направление (рис. 6.16). Отдельные дайки пироксенитовых порфиритов и диабазов встречаются среди полосчатых габбро и гипербазитов. Чаше они находятся вблизи границы полосчатого габбро с дайковым комплексом.

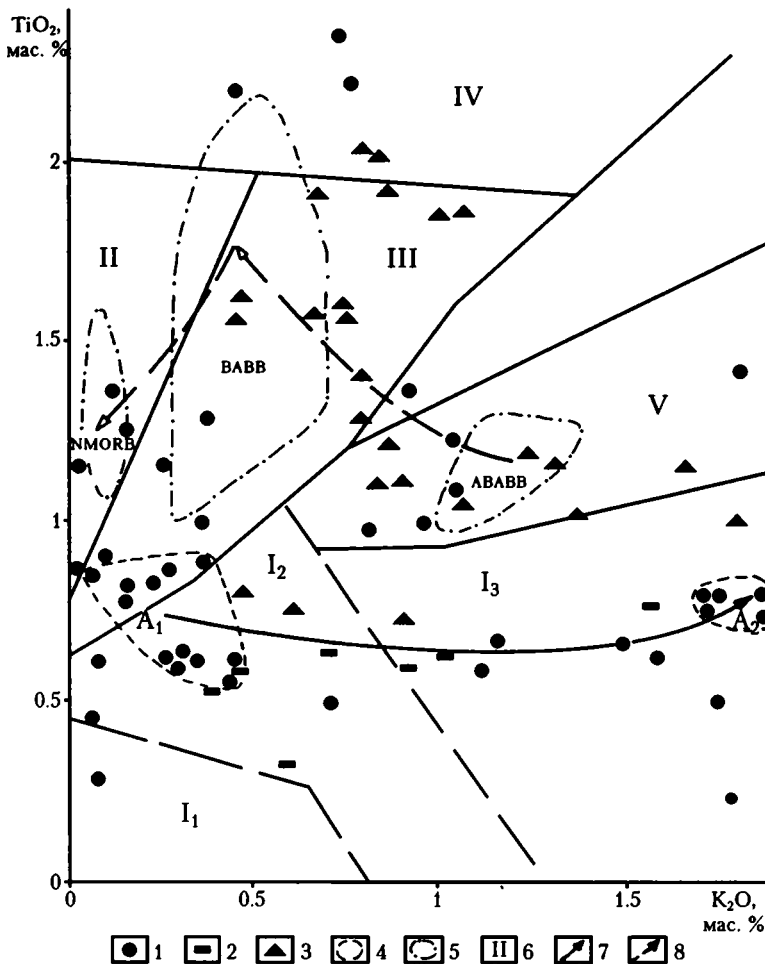
Дайко-силловый комплекс располагается среди эффузивно-осадочных пород, часто превращенных в сланцы. Широко распространены известняки и разнообразные брекчии. Дайки представлены разноориентированными телами, которые располагаются под разными углами, иногда

взаимно пересекаясь. Преобладают тела меридионального простирания, варьирующие по мощности от первых сантиметров до 5–7 м. В зависимости от мощности, в дайковых телах наблюдаются диабазы, плагиоклазовые порфириты и мелкозернистые габброиды. Внутри даек видны структуры течения и сепарации кристаллов, а также ксенолиты габброидов и порфиритов. По составу фенокristов преобладают плагиоклазовые порфириты, реже встречаются пироксенитовые разновидности. При этом, несмотря на интенсивные изменения пород, среди вкрапленников можно найти свежие клинопироксены. Наряду с разноориентированными дайками, в этом комплексе встречаются крупные пластовые тела мощностью до 5–7 м с неровными изогнутыми границами и мощными зонами закалок. Они перемежаются с метаосадочными породами. Углы падения тел не превышают 45°, в отличие от рассекающих их субвертикальных даек. Центры силлов выполнены обычно плагиоклазовыми порфиритами. Приконтактные зоны сложены закалочными диабазами. Необходимо отметить, что во многих случаях весьма сложно однозначно установить: имеем ли мы дело с наклонной дайкой или с силлом.

Эффузивно-осадочные породы тесно ассоциируют с дайковыми сериями и с комплексом разноориентированных даек и силлов. Наши исследования показали, что лавы здесь играют подчиненную роль. По-видимому, большая часть выделяемых здесь ранее базальтоидов принадлежит, скорее всего, к телам силлов или даек, хотя встречаются и лавовые потоки. В составе изученных эффузивов преобладают пирокластиты: туфолавы, туфы, туфобрекчии, агломератовые туфы. Осадочные породы представлены песчаниками, алевролитами, известняками.

## 6.2.2. Петролого-геохимические особенности магматических пород

Петрохимические данные показывают (табл. 6.1), что по соотношению  $TiO_2$  и  $K_2O$  (рис. 6.17) породы верхних (преимущественно дайковых) горизонтов офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау как имеют островодужные характеристики, так и несут признаки пород задуговых центров спрединга (BABB) и частично океанических островов (OIB). При этом, породы дайко-силло-



**Рис. 6.17.** Диаграмма  $\text{TiO}_2\text{--K}_2\text{O}$  для составов пород из дайковых комплексов офиолитов Кузнецкого Алатау. Построена с использованием данных: [Зоненшайн и др., 1995; Симонов, Ступаков и др., 1999; Dril et al., 1997]

1, 2 – комплекс типа “дайка в дайке”: 1 – диабазы, габбро-диабазы, 2 – пироксеновые порфириды; 3 – дайко-силловый комплекс; 4 – поля различных генераций даек ( $A_1$  – первая,  $A_2$  – вторая); 5 – поля различных типов пород из задуговых бассейнов Тихого океана (ABABB – аномально обогащенные базальты задуговых бассейнов, сходные с породами океанических внутриплитных островов; BABB – базальты задуговых бассейнов; NMORB – породы типа нормальных базальтов срединно-океанических хребтов); 6 – поля пород (см. рис. 6.9); 7 – изменения составов пород от даек первой генерации ко второй в дайковых комплексах офиолитов Кузнецкого Алатау; 8 – тренды эволюции магматизма в задуговых бассейнах Тихого океана

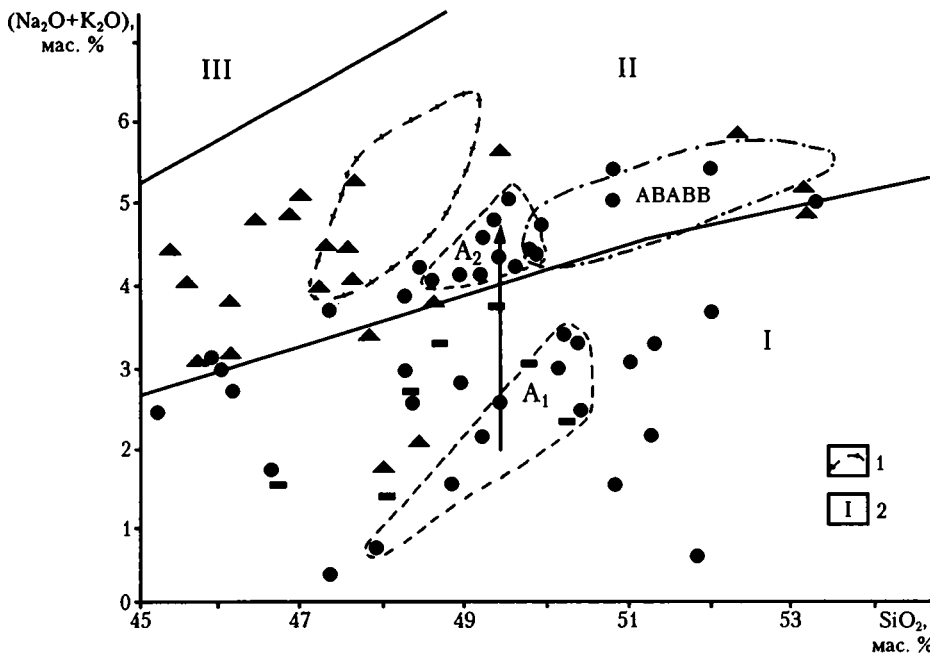
вого комплекса содержат обычно больше  $\text{TiO}_2$ , чем породы серии “дайка в дайке”. В то же время, как среди тех, так и других встречаются пироксеновые порфириды с очень низкими содержаниями этого компонента.

Анализ взаимоотношений дайковых тел в комплексе типа “дайка в дайке” позволил выделить их последовательные генерации и соответственно проследить эволюцию магм во времени. Составы расплавов менялись от низкокалийных (0.05–0.15 %  $\text{K}_2\text{O}$ ) толеитов до известково-щелочных со значительным (до 1.87 %) содержанием  $\text{K}_2\text{O}$ . Таким образом, устанавливается обычная для островодужных систем смена толеитовых серий известково-щелочными, причем все это происходило при формировании единого пакета “дайка в дайке”.

Развитие комплекса разноориентированных даек и силлов сопровождалось увеличением в породах роли титана и появлением среди известково-щелочной серии высокотитанистых базальтов, попадающих в поля задуговых бассейнов и, частично, океанических островов. Судя по диаграмме  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$  они принадлежат к калиево-натриевой субщелочной серии (рис. 6.18), характерной для развитых островных дуг [Богати-

ков и др., 1986; Магматические горные породы..., 1987; Петрология и геохимия..., 1987].

Таким образом, в офиолитах Кузнецкого Алатау устанавливаются три серии пород, которые сменяются в следующей последовательности: толеитовые → известково-щелочные → калиево-натриевые субщелочные. Особый интерес представляют субщелочные базальты, к которым относятся не только породы дайко-силлового комплекса, но и часть даек второй генерации из серии “дайка в дайке”. На диаграмме соотношения суммы щелочей и кремнезема они тесно сопряжены с полем базальтов океанических островов (рис. 6.18). Подобные породы были установлены в окраинных морях западной части Тихого океана [Зоненшайн и др., 1995]. Причем эти аномально обогащенные субщелочные базальты (ABABB – anomaly back-arc basin basalts [Симонов и др., 1999a]) фиксируют начальную стадию формирования задуговых бассейнов. При дальнейшем развитии бассейнов образуются расплавы типа BABB (базальты задуговых бассейнов), сменяющиеся, в свою очередь, нормальными океаническими базальтами типа NMORB [Зоненшайн и др., 1995; Симонов и др., 1999a]. При сравнении полученных нами петрохимических данных по дайковым сериям из офи-



**Рис. 6.18.** Диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$  для составов пород из дайковых комплексов офиолитов Кузнецкого Алатау

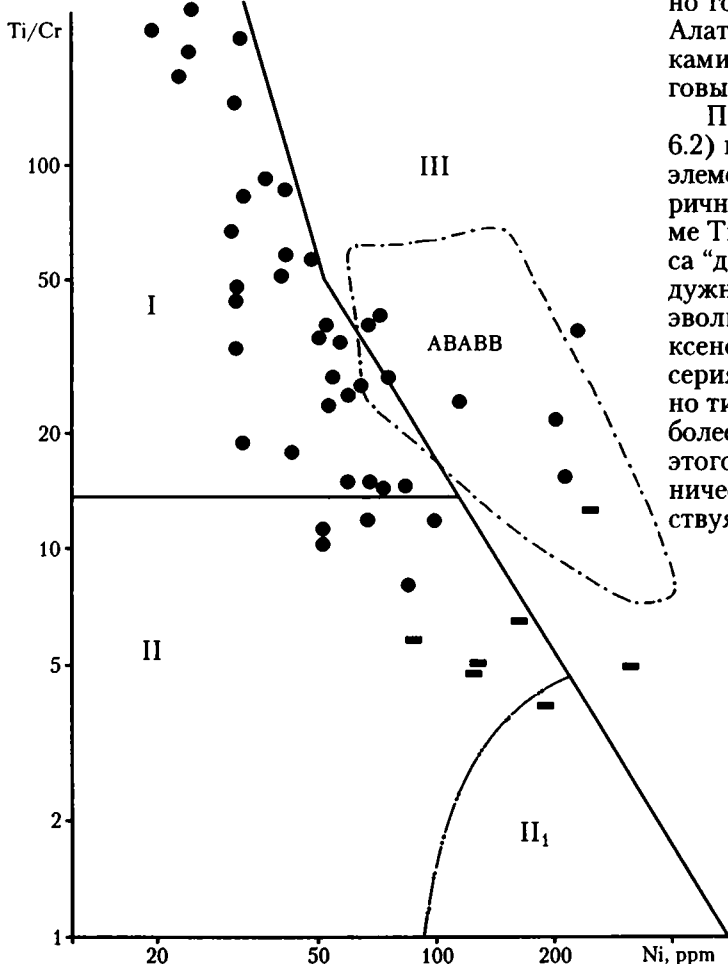
1 – поле составов гавайитов Гавайских островов [Магматические горные породы..., 1983]; 2 – серии пород: I – толеитовые, II – субщелочные, III – щелочные. Остальные условные обозначения см. на рис. 6.17

олитов Кузнецкого Алатау с составами этих трех типов базальтов из современных задуговых бассейнов, видно, что с каждым из эталонных полей (ABABB, BABB, NMORB) ассоциируют опреде-

ленные группы пород с повышенными содержаниями титана из серии параллельных даек и дайко-силлового комплексов (рис. 6.17).

Следовательно, мы можем вполне обоснованно говорить о наличии в офиолитах Кузнецкого Алатау пород с петрохимическими характеристиками, близкими к эффузивам современных задуговых бассейнов.

При геохимических исследованиях (табл. 6.1 и 6.2) в первую очередь использовались данные по элементам, достаточно устойчивым к влиянию вторичных процессов (Ti, Cr, Ni, Y и Zr). На диаграмме Ti/Cr – Ni большинство образцов из комплекса “дайка в дайке” располагается в поле островодужных пород (рис. 6.19). При этом намечается эволюция магматизма от низкотитанистых пироксеновых порфиритов, близких к бонинитовым сериям примитивных островных дуг, до умеренно титанистых дайковых пород, характерных для более развитых островодужных систем. Часть даек этого комплекса попадает в поле базальтов океанических и задуговых бассейнов, хорошо соответствуя обогащенным базальтами типа ABABB бас-



**Рис. 6.19.** Диаграмма Ti/Cr–Ni для пород из дайковых комплексов офиолитов Кузнецкого Алатау

Условные обозначения см. на рис. 6.10 и 6.17

сейна Вудларк на западе Тихого океана. Это согласуется с данными петрохимии и показывает, что часть пород из спрединговых дайковых комплексов офиолитов Кузнецкого Алатау обладают окраинно-морскими характеристиками.

По соотношению  $Y-Zr$  большинство пород из комплекса дайкового, в том числе и дайки первой генерации, имеют явно островодужные характеристики с хондритовыми значениями  $Y/Zr$  (рис. 6.20). При переходе ко второй генерации тренд становится близким по наклону к океаническому и явно имеет направление к полю базальтов современных задуговых бассейнов Тихого океана (типа ВАВВ и АВАВВ), где располагаются субщелочные породы из дайко-силлового комплекса офиолитов Кузнецкого Алатау. Таким образом, данные по  $Y$  и  $Zr$  также показывают последовательность развития геодинамических ситуаций от типичных островодужных к переходным и, далее, к задуговым магматическим системам.

По распределению редкоземельных элементов дайки первой генерации, из комплекса типа "дайка в дайке", соответствуют островодужным толеитам. Пироксеновые порфириты обогащены легки-

ми лантаноидами и располагаются между толеитовыми и известково-щелочными сериями. Дайки второй генерации преимущественно известково-щелочные. Определенная группа даек соответствует калиево-натриевым субщелочным базальтам островных дуг, причем часть из них практически совпадает по распределению редкоземельных элементов с обогащенными субщелочными базальтами (типа АВАВВ) из задуговых бассейнов западной части Тихого океана.

Таким образом, наблюдается эволюция магматических систем во времени от толеитовых к известково-щелочным и далее с развитием пород калиево-натриевой субщелочной серии, близких по распределению редкоземельных элементов к обогащенным базальтам типа АВАВВ из задугового бассейна Вудларк (Тихий океан). Практически все породы из дайко-силлового комплекса располагаются по содержанию редкоземельных элементов в поле калиево-натриевых субщелочных серий (рис. 6.21), хорошо совпадая с обогащенными базальтами бассейна Вудларк. В целом, полученные данные по редкоземельным элементам в породах верхних горизонтов офиолитов Кузнецкого Алатау хорошо соот-

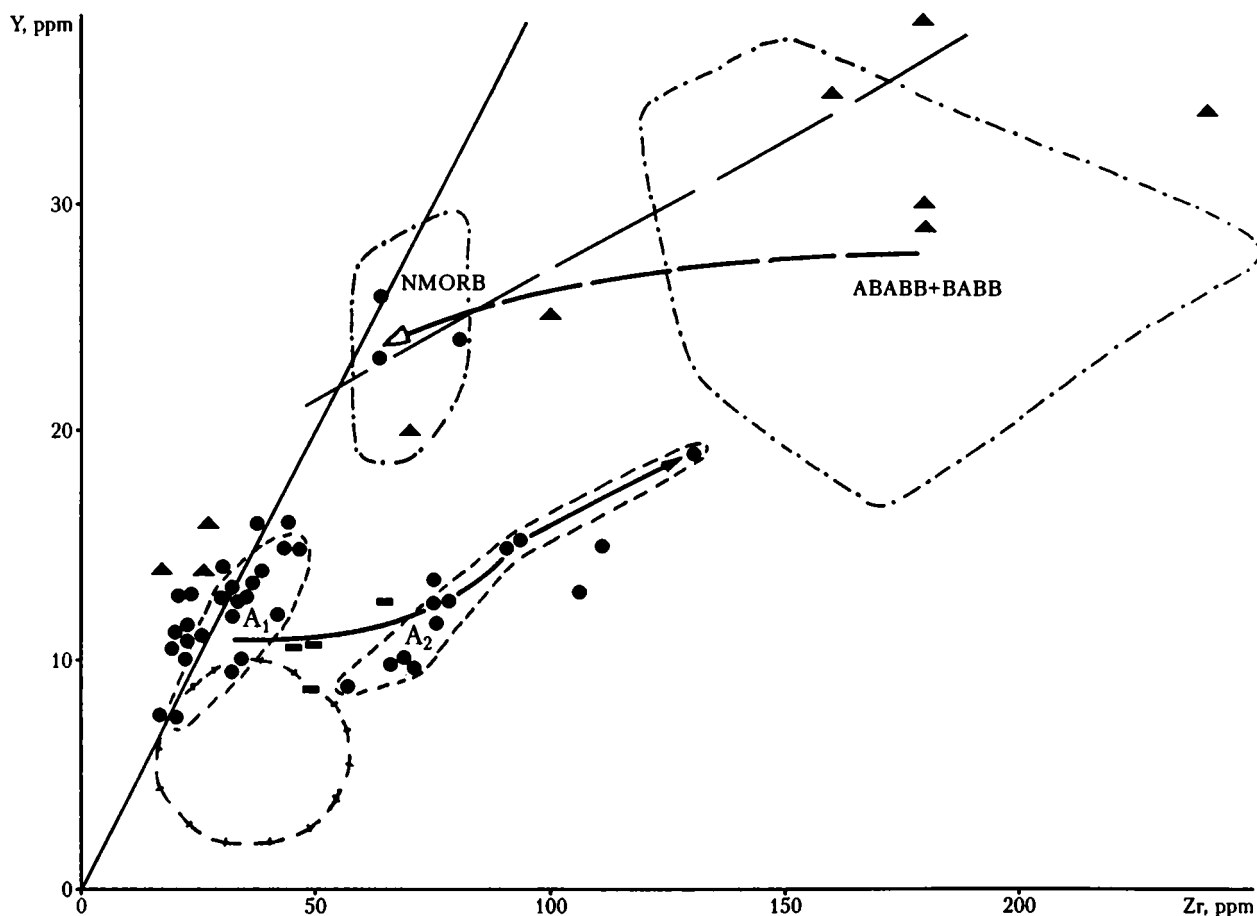
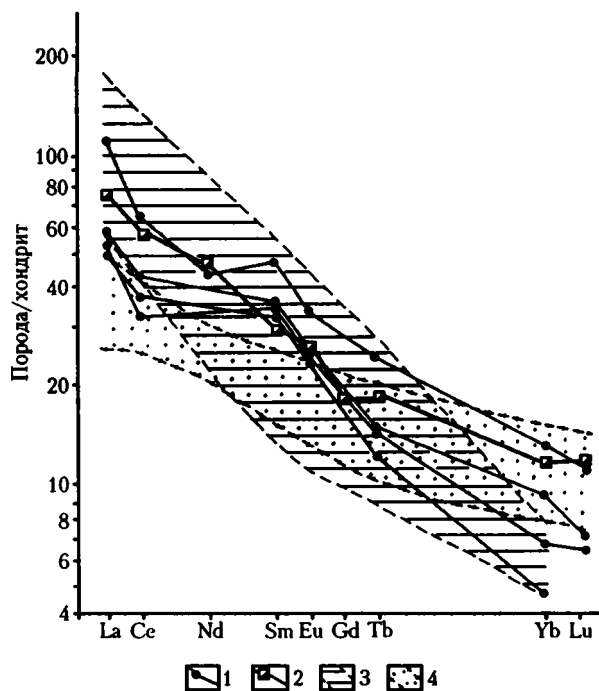


Рис. 6.20. Диаграмма  $Y-Zr$  для составов пород из дайковых комплексов офиолитов Кузнецкого Алатау  
Условные обозначения см. на рис. 6.11 и 6.17



**Рис. 6.21.** Диаграмма распределения средних содержаний редкоземельных элементов в породах дайко-силлового комплекса офиолитов Кузнецкого Алатау

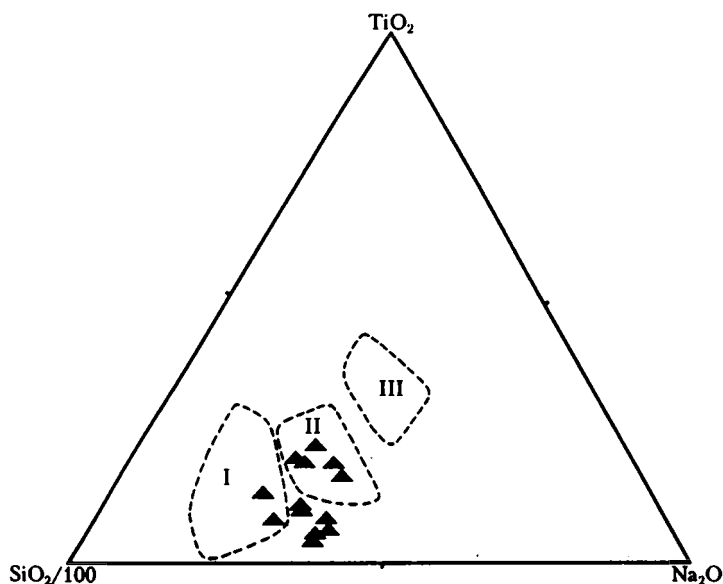
1 – породы дайко-силлового комплекса; 2 – обогащенные базальты типа АВАВВ из задугового бассейна Вудларк, по данным: [Зоненшайн и др., 1995; Dril et al., 1997]; 3 – поле калиево-натриевых субщелочных серий островных дуг; 4 – поле известково-щелочных серий. Нормировано к хондриту по: [Boynnton, 1984]. Поля 3–4 построены по данным: [Магматические горные породы..., 1985, 1987; Шараськин, 1992]

ветствуют информации по петрохимии и геохимии редких элементов, показывая последовательное развитие островодужных магматических систем: островодужные толеиты → известково-щелочные породы → калиево-натриевые субщелочные серии.

Сравнительный анализ составов минералов из пород офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау с аналогичными образованиями современных островных дуг показал (табл. 6.3), что составы клинопироксенов из порфиритов комплекса параллельных даек тяготеют к полю пироксенов из известково-щелочных пород развитых островных дуг (Курильская, Алеутская; рис. 6.22). На диаграмме  $TiO_2-FeO^*$  хорошо видно, что клинопироксены из порфиритов офиолитов Кузнецкого Алатау распо-

лагаются в островодужном поле, обладая более высокими содержаниями титана по сравнению с пироксенами из бонинитовых серий (рис. 6.12). В целом, результаты анализа первичных магматогенных минералов подтверждают выводы, основанные на геохимических данных.

Расплавные включения в клинопироксенах из порфиритов дайкового комплекса офиолитов Кузнецкого Алатау найдены и описаны нами ранее [Офиолитовая ассоциация..., 1982; Кузнецов, Симонов, 1988; Симонов, 1993]. В последнее время с помощью микрозондового анализа установлены составы гомогенизированных и закаленных в стекло включений в пироксенах из порфиритов комплекса "дайка в дайке" [Симонов и др., 1999б]. В



**Рис. 6.22.** Диаграмма  $SiO_2/100-TiO_2-Na_2O$  для составов клинопироксенов из пироксеновых порфиритов комплекса параллельных даек офиолитов Кузнецкого Алатау. Построена с использованием данных: [Магматические горные породы..., 1985; Высокский, 1989]

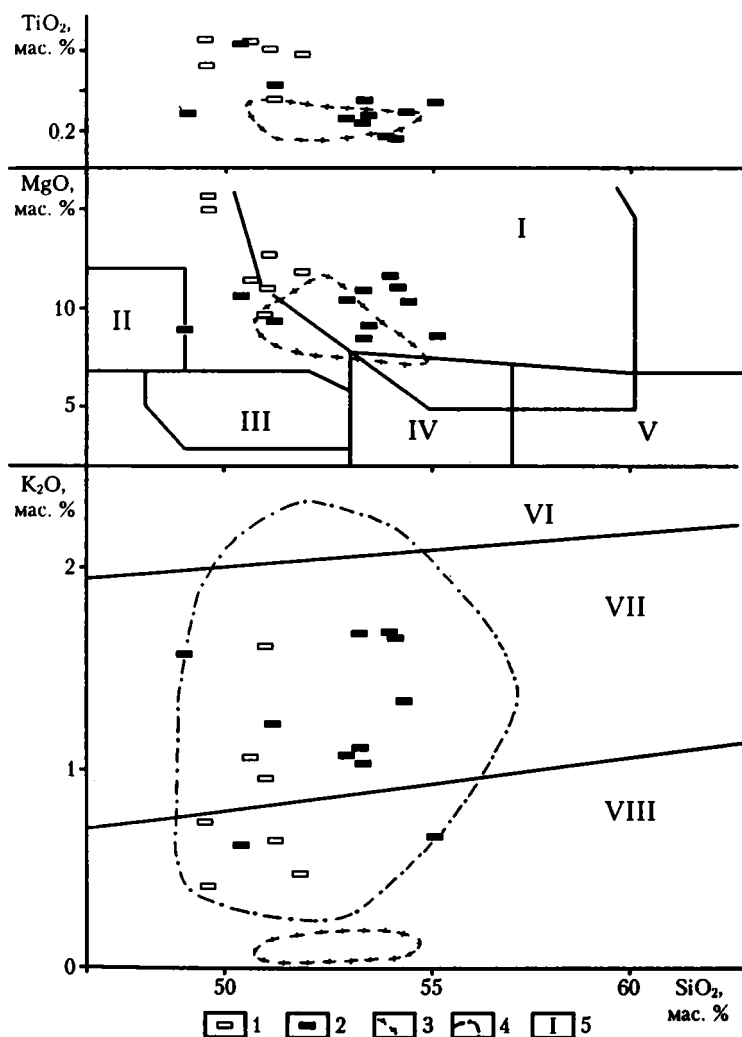
I–III – поля составов клинопироксенов: I – бонинитов западной части Тихого океана, II – известково-щелочной серии, III – шошонитовой серии

большинстве случаев первичные расплавные включения размерами 5–20 мкм располагаются в центре зерен, либо по зонам роста кристаллов. Преобладают прямоугольные формы включений, реже встречаются близкие к шестигранным. Включения многофазовые, с несколькими светлыми и темными фазами. Температуры полных гомогенизаций варьируют в широких пределах: для мелких включений (размером около 5 мкм) температуры в целом ниже (1120–1190 °С), чем для более крупных (15–20 мкм) – 1170–1230 °С.

Для оценки достоверности полученных по расплавным включениям результатов проведено сопоставление температур гомогенизации с расчетными (рис. 6.13) Расчет температур равновесия расплав–клинопироксен при давлении 1 кбар для расплавных включений проводился по модели А.А. Арискина с соавторами [1986]. Отчетливо видно постоянное завышение расчетных температур над температурами гомогенизации, что может говорить о присутствии воды в расплавах. Поскольку, приведенные выше данные свидетельствуют об островодужном происхождении офиолитов Кузнецкого Алатау, на основании сравнительного анализа экспериментальных температур

гомогенизации с расчетными, не только можно подтвердить достоверность полученных по расплавным включениям данных, но и примерно оценить содержание воды в магмах. Так, используя диаграмму А.В. Соболева [1997], можно определить, что расплавы, формировавшие палеоспрединовые дайковые комплексы офиолитов Кузнецкого Алатау, содержали до 1 мас. %  $H_2O$ .

Составы расплавных включений по соотношению  $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$  имеют нормальную щелочность (табл. 6.4). Анализ диаграмм зависимости  $TiO_2$ ,  $MgO$ ,  $K_2O$  от  $SiO_2$  (рис. 6.23) позволяет сделать вывод, что расплавы, формировавшие дайковый комплекс Кузнецкого Алатау, были высокомагнезиальными, достаточно низкотитанистыми и соответствовали известково-щелочной серии. По высоким значениям магния и низким титана они имеют сходство с составами расплавных включений в пироксенах из бонинитов Курайских офиолитов в Горном Алтае, но отличаются от них большими содержаниями калия. На диаграмме  $TiO_2-K_2O$  (рис. 6.14) составы расплавных включений из минералов офиолитов Кузнецкого Алатау показывают распределение с ростом щелочей от бонинитов через поле острово-



**Рис. 6.23.** Диаграмма составов гомогенизированных расплавных включений в клинопироксенах из порфиров дайковых комплексов офиолитов Кузнецкого Алатау. Построена с использованием данных: [Симонов, Добрецов, Буслов, 1994]

1, 2 – составы: 1 – порфиритов, 2 – гомогенизированных расплавных включений; 3 – гомогенизированные расплавные включения в клинопироксенах из бонинитов Горного Алтая; 4 – породы о-ва Шикотан (Курильская дуга); 5 – поля составов пород: I – бонинитов Тихого океана, II – оливиновых базальтов, III – базальтов, IV – андезито-базальтов, V – андезитов, VI – шопонитовых серий, VII – известково-щелочных серий, VIII – толентитовых серий

дужных толеитов в область известково-щелочных серий. С увеличением железистости в расплавленных включениях наблюдается заметное накопление титана, что хорошо соответствует островодужному тренду (рис. 6.15). При этом отчетливо видно, что расплавы Кузнецкого Алатау были существенно более примитивными, чем бонинитовые магмы Горного Алтая.

Исследования расплавленных включений показали, что при формировании офиолитов Кузнецкого Алатау ведущая роль принадлежала высокомагнетиальным низкотитанистым слабо дифференцированным магмам преимущественно известково-щелочных серий, что свидетельствует о формировании этих пород в палеогеодинамической обстановке развитой островодужной системы.

В результате комплексных геологических, петролого-геохимических, минералогических и термобарогеохимических исследований установлено, что офиолиты Кузнецкого Алатау формировались в палеогеодинамических условиях развитой островодужной системы с последовательной сменой магматических серий: толеитовые → известково-щелочные → субщелочные. Появление в рассматриваемых разрезах пород калиево-натриевых субщелочных серий типа АВАВВ позволяет высказать предположение о начале формирования задугового бассейна и об усложнении палеогеодинамической обстановки у сибирской окраины Палеоазиатского океана на рубеже венд–кембрий.

### 6.3. Офиолиты Западного Саяна

Офиолитам Западного Саяна посвящено значительное количество работ [Пинус и др., 1958; Пинус, Колесник, 1966; Добрецов, Пономарева, 1976; Гончаренко, 1977; Петрология и метаморфизм..., 1977; Кузнецов, 1980; Сибилев, 1980; Симонов, 1993]. В пределах этого региона выделяются три офиолитовых пояса: Северо-Саянский, Борусский и Куртушибинский [Петрология и метаморфизм..., 1977]. В современной структуре они представляют собой фрагменты крупных офиолитовых аллохтонов, выведенных на поверхность в горстах. Наиболее детально нами были рассмотрены палеоспрединговые комплексы из Куртушибинских и Северо-Саянских офиолитов (рис. 6.1).

#### 6.3.1. Геологическая характеристика

Куртушибинский офиолитовый пояс совпадает с Куртушибинский горстом и представляет собой узкую структуру покровно-складчатого строения, протяженностью до 200 км и шириной 60 км (рис. 6.24). В целом Куртушибинский горст-антиклинорий представляет собой приподнятый блок земной коры, в верхние горизонты которого выведены наиболее глубинные образования – офиолиты.

Куртушибинский горст-антиклинорий находится на юге Западного Саяна и обрамляется с севера

Центрально-Западно-Саянским синклиналием, с юга – Хемчинско-Тувинским краевым прогибом, входящим в состав южной Тувинской мегазоны.

Основания тектонических покровов, как правило, маркируются полимиктовым серпентинитовым меланжем. Параавтохтон, образующий наиболее нижнюю структурную единицу в Куртушибинском горсте, представлен динамометаморфическими образованиями джебашской свиты позднепротерозойского возраста, мощностью не более 2000 м.

Нижний тектонический покров занимает западную часть горста и приурочен к долинам рек Ореш, Коярд и Блялик (рис. 6.24). Его образования слагают моноклираль, падающую к восток-юго-востоку под углами 35–40°.

**Куртушибинские офиолиты.** В их составе выделяются следующие комплексы пород: дунит-гацбургитовый с жилами вебстеритов и родингитизированных габброидов; серпентинит-верлит-клинопироксенитовый с преобладанием в нижней части верлитов и дунит-гарцбургитовых участков, а в верхней – габброидов и клинопироксенитов; габброиды с отдельными телами пироксенитов, перидотитов и диабазовых даек; дайковый комплекс, представленный сериями типа “дайка в дайке”; эффузивно-осадочная толща, выполненная базальтовыми лавами и пирокластитами основного состава с прослоями туфопесчаников.

Строение и состав Куртушибинских офиолитов детально исследованы нами в верховьях руч. Левый Коярд. Здесь снизу вверх в коренных скальных выходах зафиксированы (с запада на восток) такие породы.

	Мощность, м
1. Серпентинитовый меланж, в составе которого выделяются обломки и глыбы метаэффузивов, габброидов, реже сланцев размером до 20–30 м. На контакте глыб габбро с серпентинитами развиваются жилообразные тела родингитов	200 (видимая)
2. Серпентиниты	300
3. Серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, причем последние резко преобладают над дунитами. Породы слагают чередующиеся полосы, линзы и горизонты мощностью от первых сантиметров до первых десятков метров. На участках преобладания маломощных “слоев” дунитов и гарцбургитов границы между ними, как правило, прямолинейные и резкие, в случае чередования мощных полос (до первых метров) – расплывчатые. В нижних частях таких горизонтов на протяжении нескольких десятков сантиметров происходит постепенное обогащение дунитов ортопироксенами до 5–30 %, часто образующими неравномерные сгущения	800
4. Интенсивно тектонизированные серпентиниты с бацитом	520
5. Среднезернистые клинопироксениты с порфирированной структурой, в которых клинопироксен обычно составляет	

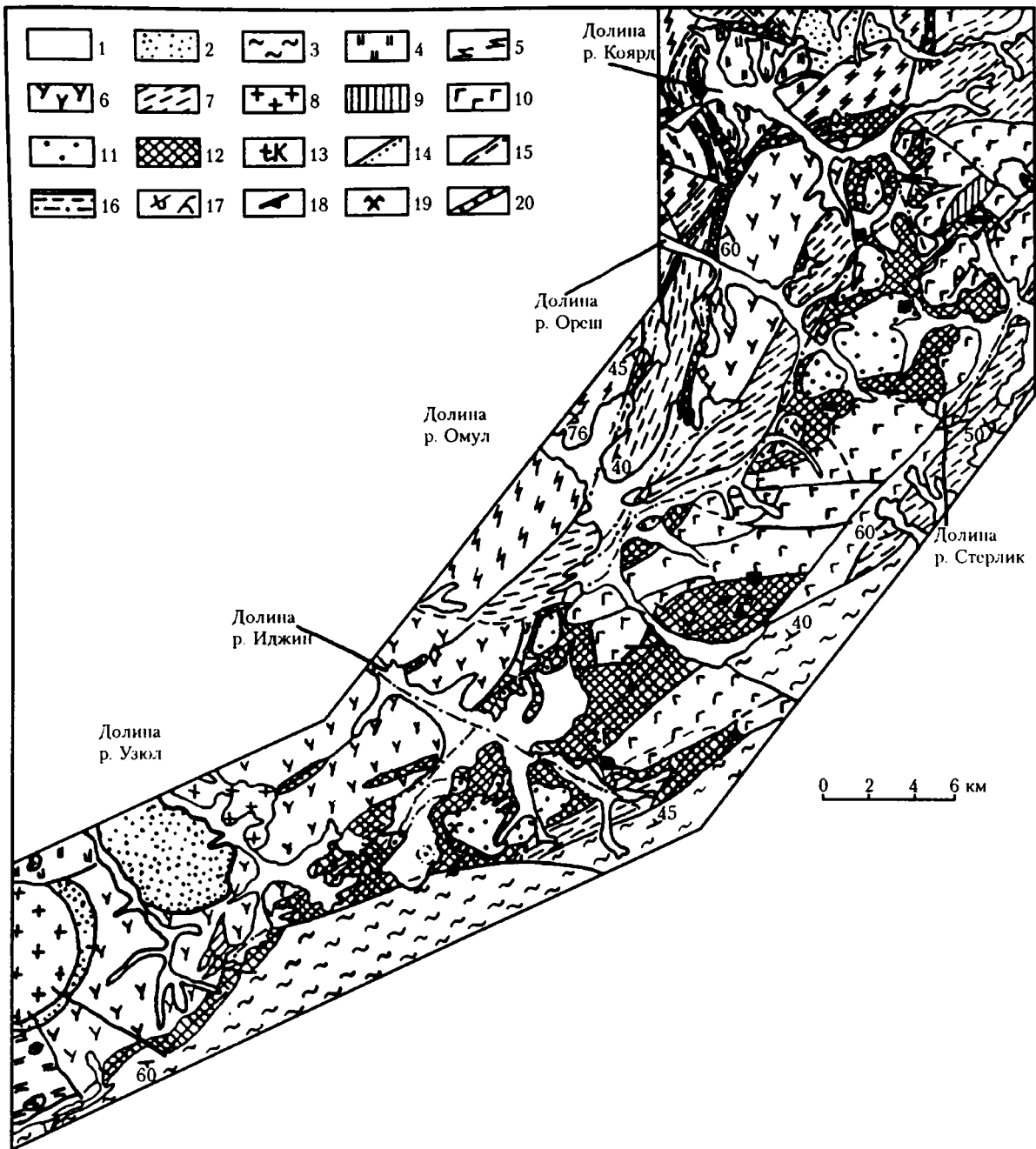


Рис. 6.24. Схема геологического строения Западного Саяна (по: [Петрология и метаморфизм..., 1977])

1 – четвертичные отложения; 2–7 – свиты: 2 – шиштыкская ( $S_2$ ), 3 – аласугская ( $E_{2-3}$ ), 4 – терешкинская ( $E_1$ ), 5 – амьльская (PR?), 6, 7 – чингинская (V- $E_1$ ) (7 – эффузивы, 8 – сланцы); 8 – калиевые граниты; 9 – “дайка в дайке”; 10 – габброиды; 11 – ультрабазиты; 12 – серпентиниты; 13 – оталькование и лиственнитизация; 14, 15 – границы: 14 – несогласного залегания, 15 – стратиграфических залеганий; 16 – тектонические контакты; 17, 18 – элементы: 17 – залегания, 18 – полосчатости; 19 – хризотил-асбест; 20 – пегматиты

75–80 % объема породы, а замещенный серпентином оливин – до 10–12 % ..... 24  
 6. Чередующиеся тела пироксенитов и серпентинитов мощностью до 1.5 м. В пироксенитах наблюдаются обособления крупнозернистых габброидов с нечеткими границами за счет постепенного укрупнения кристаллов полевого шпата ..... 70

7. Серпентиниты, постепенно сменяющиеся породы горизонта № 6 ..... 75  
 8. Магматические брекчии, представленные мелко- и среднезернистыми клинопироксенитами с обломками серпентинитов размером до 20–30 см ..... 15  
 9. Пироксениты и габброиды, с преобладанием последних в верхней части го-



ризонта. В его средней части наблюдаются единичные дайки габбро-диабазов мощностью 0.5–0.6 м северо-западного простирания ..... 45

10. Мелкозернистое габбро, связанное с нижележащими породами постепенными переходами. Основание "слоя" сложено магматическими брекчиями, обломочный материал которых представлен диабазами. Наблюдаются обособления крупнокристаллических габбро-пегматитов ..... 60

11. Задернованный участок ..... 8

12. Среднезернистые клинопироксениты, аналогичные описанным в горизонте № 5 ..... 15

13. Мелко-среднезернистое габбро с ксенолитами пироксенитов и крупно-среднезернистого габбро ..... 8

14. Мелкозернистые пироксениты, в верхней части прорываемые дайкой габбро-диабазов мощностью 0.7 м северо-восточного простирания ..... 150

15. Мелко- и среднезернистые габбро ..... 100

16. Чередующиеся клинопироксениты и крупно-среднезернистые габбро, с преобладанием последних в верхней части горизонта. Здесь же наблюдается серия даек диабазов мощностью от 0.3 до 3 м северо-восточного простирания. В скринах, выполненных мелкозернистым габбро, присутствуют ксенолиты клинопироксенитов и магматических брекчий, обломки которых состоят из пироксенитов и габбро, цементированных мелкозернистыми лейкократовыми плагиогранитами ..... 170

17. Средне-мелкозернистое габбро. В верхней части присутствуют магматические брекчии, обломки которых представлены мелкозернистым габбро, реже пироксенитами, цементом является мелкозернистые плагиограниты. Габбро и брекчии прорываются многочисленными дайками габбро-диабазов северо-восточного и субширотного простираний ..... 100

18. Дайковый комплекс, габбро-диабазовые тела которого имеют северо-восточное простирание. Мощности отдельных даек варьируют от 0.6 до 4 м. В линзовидных скринах сохранились мелко-среднезернистые габбро, содержащие плагиогранитные прожилки. В скринах также встречаются магматические брекчии, состоящие

из обломков мелкозернистых габбро, габбро-диабазов и диабазов, "цементированных" диабазами голубовато-серого цвета ..... 40

19. Комплекс типа "дайка в дайке" со скринами мелко-среднезернистых габбро. Особенности внутреннего строения дайкового комплекса Куртушибинских офиолитов показаны на рис. 6.25. Серия параллельных даек располагается в мелкозернистом габбро. Дайки мощностью более 1 м в центральных частях сложены габбро-диабазами, маломощные – диабазами. Вмещающее габбро, сохранившееся в скринах, местами имеет закалочные зоны, представляя собой фрагменты более раннего дайкового комплекса ..... 700

20. Измененные эффузивные породы, иногда представленные пиллоу-лавами. Среди них встречаются прослои метаморфизованных десквамационных гиалокластитов и осадочных пород с элементами градиционной слоистости. Толщу пронизывают единичные дайки диабазов мощностью до 1 м ..... 80

Общая мощность изученного разреза составляет примерно 3500–4000 м.

Анализ палеоспредиговых образований Куртушибинских офиолитов показывает, что в их строении участвуют по меньше мере два дайковых комплекса – ранний, представленный дайками повышенной мощности (15–20 м) преимущественно габбрового состава, и более поздний с обычным комплексом типа "дайка в дайке" (мощность даек до 1.5 м), – сложенных диабазами.

Другой особенностью разреза офиолитов Куртушибинского хребта является наличие магматических брекчий в основании габбрового слоя палеоокеанической коры. Брекчии представлены остроугольными обломками габбро, габбро-диабазов и диабазов, размер обломков составляет первые сантиметры.

Эта совокупность данных свидетельствует о том, что палеоспредиговый комплекс офиолитов Куртушибинского хребта формировался как минимум в два этапа. Первый этап связан с внедрением мощных даек габбрового состава в зоне палеоспрединга преимущественно субширотного направления (современные координаты). Затем, вероятно, после небольшого перерыва, в слой габ-

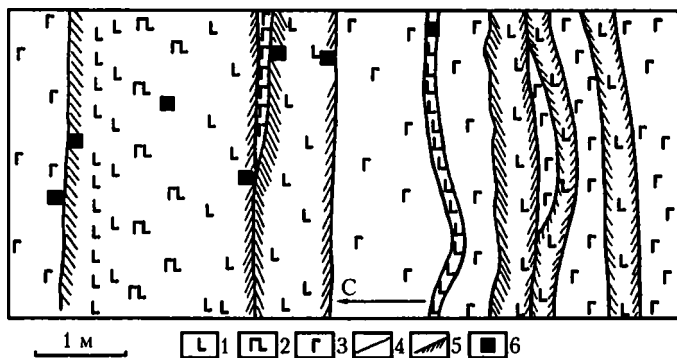


Рис. 6.25. Схема строения фрагмента разреза дайкового комплекса Куртушибинских офиолитов (Западный Саян, верховья руч. Левый Коярд)

1 – диабазы; 2 – габбро-диабазы; 3 – габбро; 4 – границы микрозернистых закальных даек; 5 – зоны закалки; 6 – точки отбора образцов

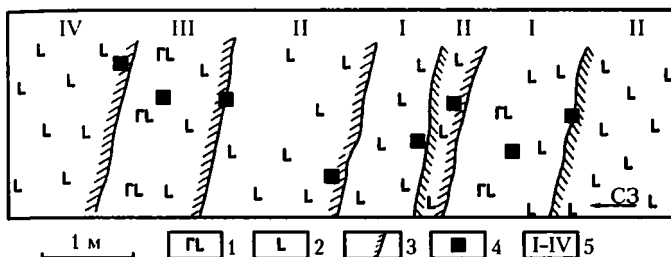


Рис. 6.26. Схема строения фрагмента разреза дайкового комплекса Северо-Саянских офиолитов (правый берег р. Енисей, район дер. Сизая)

1 - габбро-диабазы; 2 - диабазы; 3 - зоны закалок; 4 - точки отбора образцов; 5 - относительная последовательность внедрения даек

бровых даек начали внедряться диабазовые дайки обычной мощности. Внедрение последних происходило в зоне палеоспреди́нга примерно той же ориентации - от субширотной до северо-восточной (современные координаты). В результате "эрозии" пород габбрового слоя более поздними дайками и образовались магматические брекчии.

Из сказанного выше следует, что офиолиты Куртушибинского хребта формировались в две, а возможно и более, геодинамические фазы. Начальный этап концентрированного спрединга, характерный для океанических рифтовых систем, сменился этапом рассеянного спрединга, характерного для островодужных и задуговых рифтовых структур периферии океана.

**Северо-Саянские офиолиты.** В состав Северо-Саянских офиолитов входят кремнисто-базальтовая толща венда - нижнего кембрия и габбро-гипербазитовые комплексы, сменяемые островодужными вулканогенно-флишиоидными андезит-базальтовыми толщами нижнего кембрия, которые прорываются среднекембрийскими плаггиогранитами [Петрология и метаморфизм..., 1977].

Во время полевых исследований Северо-Саянских офиолитов нами было детально рассмотрено строение вулканогенно-осадочного разреза на правом берегу р. Енисей [Симонов, Буслов и др., 1994]. В составе изученного разреза можно выделить несколько комплексов: серия параллельных даек типа "дайка в дайке"; разноориентированные дайки и силлы; турбидиты, состоящие из ритмично-слоистых песчаников, алевролитов, кремнисто-туфогенных пород и черных сланцев.

Палеоспреди́нговые комплексы типа "дайка в дайке" представлены субвертикальными дайковыми телами мощностью до 1,5 м, с отчетливыми зонами закалок (рис. 6.26). Эндоконтакты в дайках сложены обычно мелкозернистыми диабазами или базальтами. Центральные части дайковых тел выполнены среднезернистыми диабазами и пироксеновыми порфиритами.

### 6.3.2. Петролого-геохимические особенности магматических пород

Петрохимический анализ показал, что в палеоспреди́нговых дайковых сериях Куртушибинских офиолитов шла эволюция составов от океанических толеитов к бонинитовым и далее к толеитам островных дуг (рис. 6.27). На диаграмме MgO-SiO<sub>2</sub>

(рис. 6.28) пироксеновые порфириты, имеющие по соотношению TiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O преимущественно бонинитовые свойства, попадают в поле бонинитов примитивных островных дуг запада Тихого океана и хорошо соответствуют бонинитовым сериям из офиолитов Горного Алтая и Восточного Саяна.

По соотношениям Ti, Cr, Ni практически все дайки Куртушибинских офиолитов располагают-

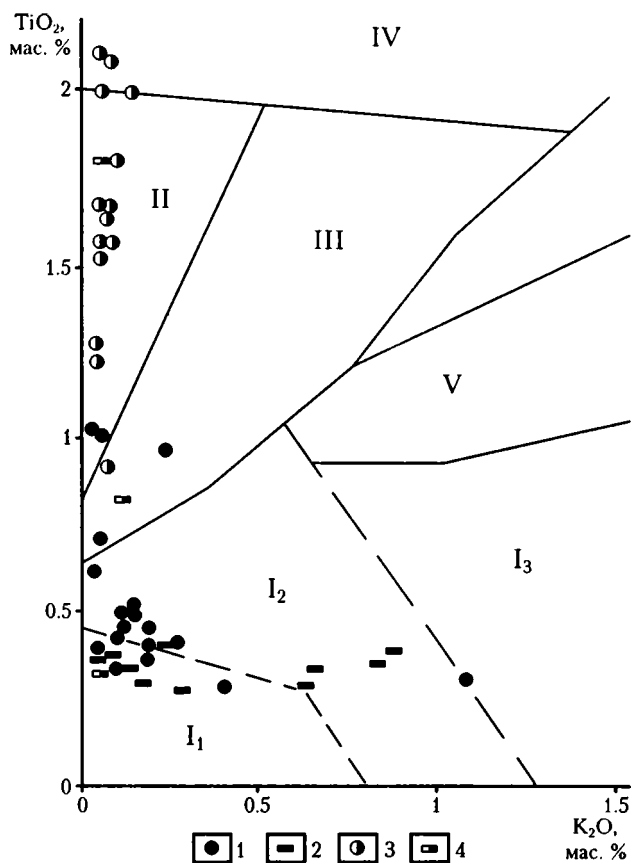
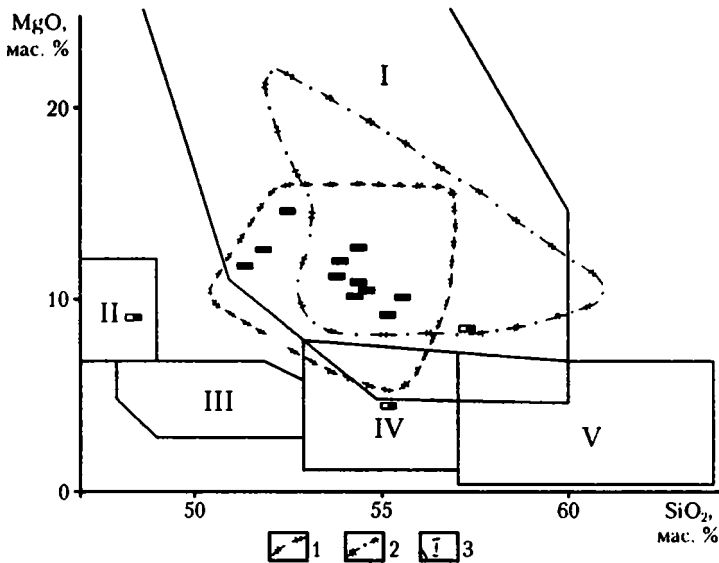


Рис. 6.27. Диаграмма TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O для составов пород из дайковых комплексов офиолитов Западного Саяна. Построена с использованием данных: [Симонов, Буслов и др., 1994]

1, 2 - дайки Куртушибинских офиолитов: 1 - диабазы, 2 - пироксеновые порфириты; 3, 4 - дайки Северо-Саянских офиолитов: 3 - диабазы, 4 - пироксеновые порфириты.

Остальные условные обозначения см. на рис. 6.9



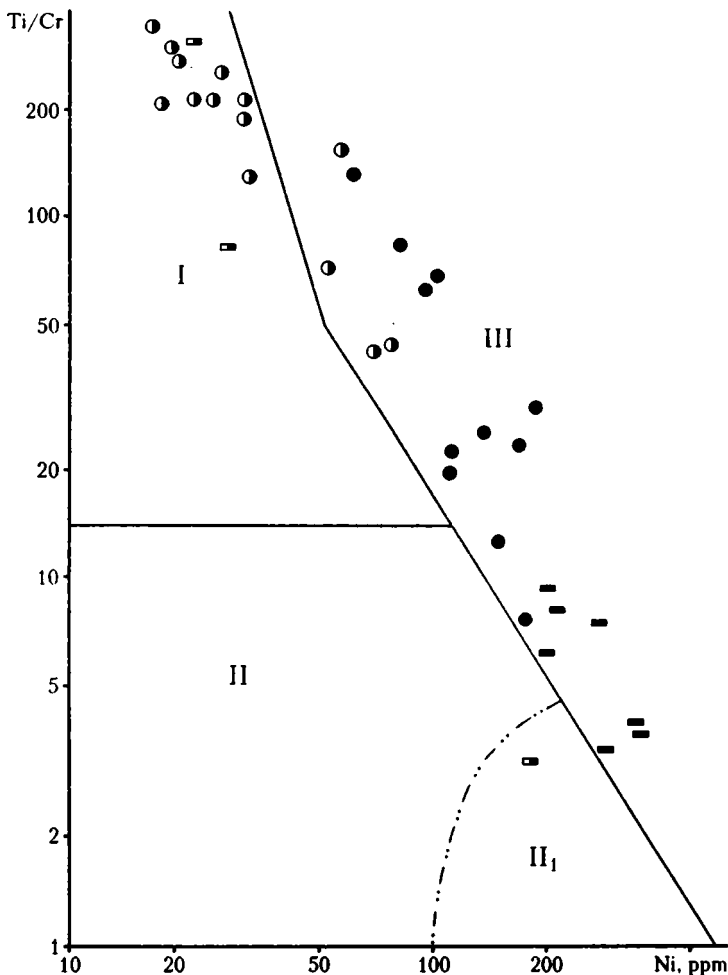
**Рис. 6.28.** Диаграмма  $MgO-SiO_2$  для составов пироксеновых порфиров из дайковых комплексов офиолитов Западного Саяна. Построена с использованием данных: [Симонов, Добрецов, Буслов, 1994]

1-3 - поля: 1 - бонинитов из офиолитов Горного Алтая, 2 - бонинитов из офиолитов Восточного Саяна (по данным: [Добрецов и др., 1985, 1986]), 3 - составов пород: I - бониниты западной части Тихого океана, II - оливиновые базальты, III - базальты, IV - андезитобазальты, V - андезиты.

Остальные условные обозначения см. на рис. 6.27

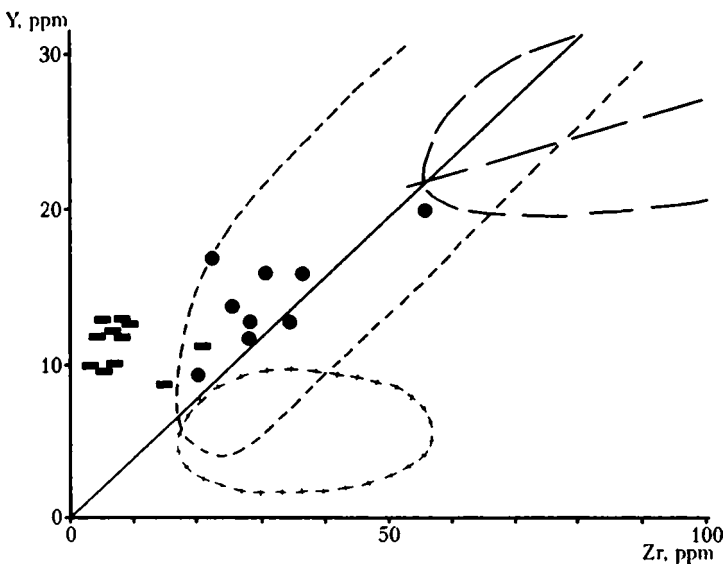
ся в океаническом поле (рис. 6.29, табл. 6.2). Согласно распределению Y-Zr фиксируется развитие островной дуги (рис. 6.30). Значения  $Zr/Nb$  (0.9-2.2) и  $La/Nb$  (0.7-1.1) в этих породах близки к океаническим характеристикам.

Среди пород дайковых серий Северо-Саянских офиолитов были выделены низкотитанистые и высокохромистые пироксеновые порфиры, по геохимическим особенностям соответствующие бонинитам Тихого океана [Симонов, Буслов и др.,



**Рис. 6.29.** Диаграмма  $Ti/Cr-Ni$  для составов пород из дайковых комплексов офиолитов Западного Саяна. Построена с использованием данных: [Симонов, Буслов и др., 1994; Симонов, Добрецов, Буслов, 1994]

Условные обозначения см. на рис. 6.10 и 6.27



**Рис. 6.30.** Диаграмма Y-Zr для составов пород из дайковых комплексов Куртушибинских офиолитов. Построена с использованием данных: [Симонов, Добрецов, Буслов, 1994]

Условные обозначения см. на рис. 6.11 и 6.27

1994]. На диаграммах, показывающих взаимосвязи  $TiO_2-K_2O$ ,  $MgO-SiO_2$ ,  $Ti/Cr-Ni$ , часть этих порфиритов располагается в полях бонинитов (рис. 6.27–6.29).

Обращают на себя внимание очень низкие содержания калия (0.04–0.14 %) при значительных вариациях титана (0.8–2.4 %) в породах дайковых серий Северо-Саянских офиолитов, что в основном соответствует данным по толеитовым базальтам (типа NMORB) спрединговых зон срединно-океанических хребтов. В то же время, согласно распределению Ti, Cr и Ni (рис. 6.29), дайки имеют как океанические, так и островодужные характеристики.

Геохимические исследования дайковых комплексов показывают, что для Куртушибинских и Северо-Саянских офиолитов характерно сочетание океанических и островодужных характеристик. Эти данные, а также наличие серий, близких по своим геохимическим данным к бонинитовым, может свидетельствовать о формировании рассмотренных офиолитовых ассоциаций в палеогеодинамических условиях примитивных энсиматических островных дуг типа современных Идзу-Бонинской, Тонга и Марианской.

## 6.4. Офиолиты Тувы

В пределах Тувинской части Урало-Монгольского складчатого пояса выделено несколько гипербазитовых (офиолитовых) поясов: Западно-Тувинский, Каахемский, Южно-Тувинский и Восточно-Тувинский [Пинус, Колесник, 1966]. Наиболее детально нами рассмотрены палеоспрединговые комплексы в офиолитовых ассоциациях Западной и Южной Тувы.

Офиолиты Западной Тувы исследовались вначале в связи с изучением Актоврацкого месторождения хризотил-асбеста [Татаринов и др., 1932]. В

дальнейшем основное внимание уделялось гипербазитам и вмещающим их вулканогенно-осадочным толщам [Пинус и др., 1958; Еремеев, 1965; Зайков, 1976; Велинский, Вартанова, 1980; Кузнецов, 1980; Гончаренко и др., 1986]. Строение офиолитов Западной и Южной Тувы рассматривалось в работах: [Берзин, 1980; Велинский и др., 1978; Гончаренко, 1989; Еремеев, 1965; Меляховецкий, Складаров, 1985; Перфильев и др., 1987; Пинус и др., 1958; Пинус, Колесник, 1966; Ступаков, Завьялова, 1986].

### 6.4.1. Геологическая характеристика

**Офиолиты Западной Тувы.** В составе офиолитов выделяются три крупных блока: Актоврацкий гипербазитовый, Хопсекский габбровый и Шатский габбро-гипербазитовый массивы (рис. 6.1).

Нами детально изучены палеоспрединговые комплексы пород, входящие в состав Шатского массива (рис. 6.31). В строении массива принимают участие гипербазиты (серпентинизированные перидотиты и пироксениты), габброиды, диабазы комплекса “дайка в дайке” и вулканы основного состава. Различные компоненты офиолитовой ассоциации слагают полосы субширотного простирания от гипербазитов на юге до вулканитов на севере. Ордовикская моласса перекрывает восточный фланг массива. Возраст вулканогенного комплекса офиолитов определяется как венд-кембрийский [Геология СССР..., 1967].

В пределах рассматриваемого массива наиболее полно представлены верхние горизонты офиолитового разреза, занимая всю его северную часть (рис. 6.31). Здесь офиолиты сложены метаморфизованными вулканитами. Их неполная видимая мощность превышает 500 м. Обычно вулканические породы основного состава интенсивно изменены и в большинстве случаев расслаиваны. Реже видны характерные формы пиллоулав и фрагменты подушек с классической зональ-

ностью (закальные и миндалекаменные зоны). Чаще других встречаются реликты миндалекаменных структур. Детальное изучение показывает, что по составу в толще преобладают афировые разновидности базальтов, среди которых фиксируются мощные (до 100 м) пакеты плагиофировых базальтов с размерами вкрапленников до 5 мм. В единичных случаях в разрезе встречаются небольшие (до 3–5 м мощностью) линзовидные тела кварцевых порфиров.

Преобладающая сланцеватость, вероятнее всего, совпадает с залеганием лавовых потоков, что доказывается близкими ориентировками сланцеватости и границ петрографических различий в вулканитах.

Более нижние горизонты офиолитового разреза располагаются южнее рассмотренных вулканитов (рис. 6.31). В виде широкой полосы субширотного простирания картируются диабазы комплекса "дайка в дайке". Они отделены от вулканитов зоной серпентинитового меланжа субширотного простираения, имеющей переменную мощность от 100 до 1000 м. По составу тектонических блоков, располагающихся среди интенсивно деформированных серпентинитов, меланж следует отнести к полимиктовому типу. Это означает, что среди тектонических включений присутствуют не только контактирующие с серпентинитами породы, но и экзотические блоки. К числу таковых относятся, например, фтаниты и кремнистые сланцы неуставленного возраста.

Комплекс типа "дайка в дайке" составляют тела широтной ориентировки, сложенные диабазами и

габбро-диабазами (рис. 6.32). Иногда удается зафиксировать до десяти полудаек с зонами эндоконтактных закалок одинаковой ориентировки. Средняя мощность магматических тел колеблется в интервале 0.8–1.2 м. Ширина тонкозернистых или афанитовых закальных зон эндоконтактов не превышает первых сантиметров. Среди даек встречены небольшие (мощностью не более 1 м) остатки скринов, сложенных среднезернистыми амфиболитизированными габбро. Другая разновидность скринов представлена диабазами и габбро-диабазами. Среди пород дайкового комплекса встречаются небольшие (до 1 м) тела гранитоидов кварцполевошпатового состава (рис. 6.33). По характеру их взаимоотношений с диабазовыми дайками и скринами габбро выясняется, что появление кислых разновидностей шло в процессе формирования основных даек.

Более детальное изучение комплекса "дайка в дайке" показало неоднородность и зональность его строения. В северной части полосы, сложенной породами дайкового комплекса, преобладают маломощные полудаики (0.5–2 м), в осевых частях представленные среднезернистыми диабазами. В основном дайки в этой части полосы ориентированы субширотно (простираение от 70 до 120°) с падением на юг под углом 60–70°. Характерной чертой строения комплекса является наличие пакетов, состоящих из полудаек с единообразной ориентировкой эндоконтактов. Отмечается смена серий с северной ориентацией на южную при движении вкост простираения полосы распространения диабазов. В центральной части полосы встречен блок

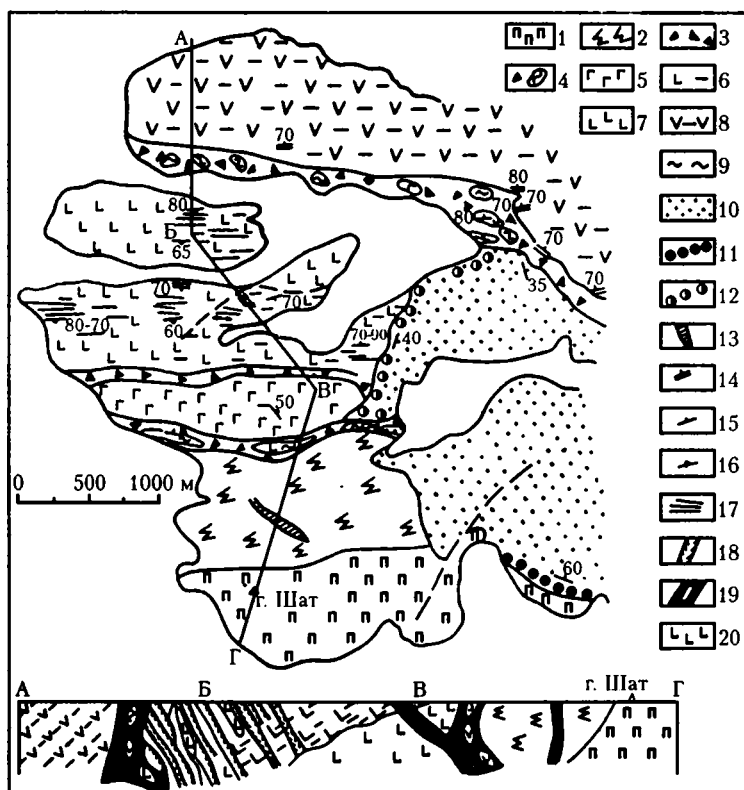
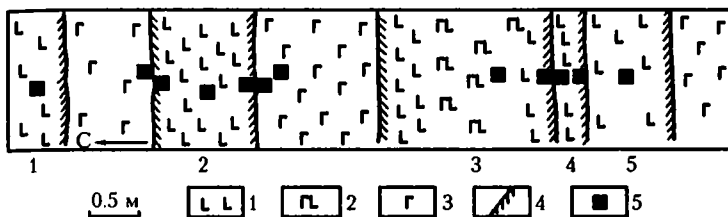


Рис. 6.31. Схема геологического строения и разрез Шатского массива

1 – пироксениты; 2 – серпентинизированные перидотиты; 3, 4 – серпентинитовый меланж: 3 – мономиктовый, 4 – полимиктовый; 5 – габбро-диабазы и мелкозернистые плагиофировые габбро; 6, 7 – диабазы комплекса "дайка в дайке" со скринами: 6 – габбро-диабазов комплекса с "плавающими" закалками, 7 – амфиболового габбро; 8 – рассланцованные вулканиты преимущественно основного состава (алтынбулакская свита); 9 – фтаниты, кремнистые сланцы (алтынбулакская свита?); 10 – песчаники, алевролиты (шешушдагская свита, О); 11, 12 – базальные горизонты шешушдагской свиты с преобладанием обломочного материала: 11 – пироксенитового состава, 12 – диабазового состава; 13 – диабазы ("молодые"); 14, 15 – элементы залегания: 14 – сланцеватости, 15 – слоистости; 16 – эндоконтакты даек; 17 – преобладающие простираения даек; 18–20 – на разрезе: 18 – дайки с закальными зонами, 19 – меланж, 20 – "нижние" габбро



**Рис. 6.32.** Схема строения фрагмента разреза дайкового комплекса офиолитов Западной Тувы (Шатский массив)

1 – диабазы; 2 – габбро-диабазы; 3 – габбро; 4 – эндоконтакты (зоны закалки); 5 – точки отбора образцов

даек, имеющих простирание 40–50° при вертикальном падении.

В южной части полосы мощности полудаек в дайковом комплексе существенно увеличиваются, составляя 8–20 м. В них соответственно увеличивается степень раскристаллизованности внутренних зон до габбро-диабазов. Наряду с диабазитами и габбро-диабазитами, здесь появляются дайки плагиофировых габбро-диабазов. Нередко плагиофировые диабазы содержат вкрапленники плагиоклаза не только во внутренних, но и в эндоконтактных зонах даек. Такой состав в основном имеют наиболее мощные магматические тела. Дайкам южной полосы свойственно субширотное простирание с падением на юг 60–80°.

Приведенные данные указывают, что комплекс “дайка в дайке” построен достаточно сложно. В процессе спрединга дайковый комплекс эволюционировал от маломощных диабазовых даек к мощным плагиофировым габбро-диабазовым. В составе комплекса, несомненно, существуют дайки разных генераций, на что указывает существование серий полудаек с разной ориентировкой закалок и скринь диабазов среди них.

Южнее полосы, сложенной типичным дайковым комплексом, выделяется своеобразная промежуточная зона, в которой распространены дайки крупнозернистых диабазов и габбро-диабазов, разделенные широкими междайковыми пространствами (рис. 6.31). Последние в основном сложены габбро-диабазитами и мелкозернистыми габбро, среди которых распространены более мелкозернистые (вплоть до афанитовых) разновидности диабазов. Они образуют локальные узкие зоны (первые сантиметры – первые десятки сантиметров), либо вытянутые параллельно дайкам комплекса, либо из-

гибающиеся в других направлениях. Мелкозернистые разновидности обычно выклиниваются на небольшом расстоянии и имеют постепенные переходы в обе стороны к более крупнокристаллическим породам, что отличает их от стандартных эндоконтактных закалок в дайковом комплексе.

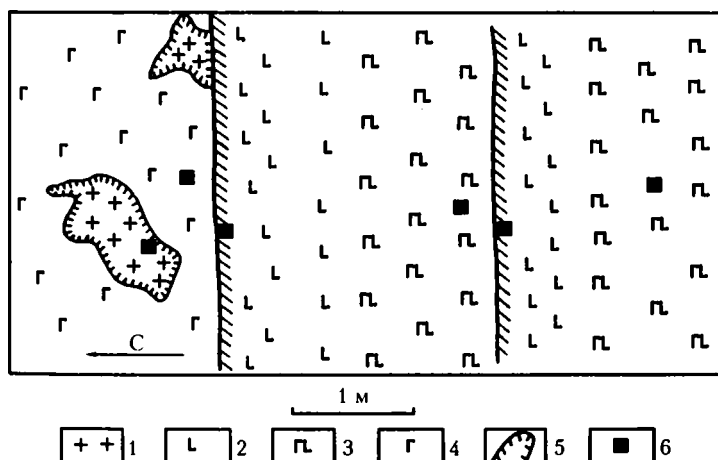
Рассмотренная (“промежуточная”) зона связана постепенными переходами как с дайковым комплексом, так и с габброидами, расположенными южнее, поэтому северная и южная границы зоны проведены условно (рис. 6.31).

Южнее прослеживается полоса габбро-диабазов и габброидов различного типа и возраста, среди которых преобладают четыре разновидности.

Наиболее ранняя представлена амфиболовыми габбро, в которых иногда наблюдаются реликты пироксенов, как правило, целиком замещенные амфиболом. Макроскопически такое габбро не отличается от габбровых скринов дайкового комплекса. В рассматриваемом комплексе габбро также слагают ксенолитоподобные тела с пассивными контактами. Однако их ориентировка и форма отличаются от таковых скринов дайкового комплекса. В частности, отмечены угловатые обломки и линзовидные тела северо-западного простирания с размерами 0.5 м в поперечнике и 2–3 м в длину.

Следующая генерация представлена двумя разновидностями, связанными постепенными переходами. Это габбро-диабазы (средне- и крупнокристаллические) и плагиофировые габбро-диабазы с кристаллами плагиоклаза до 10 мм.

Четвертая разновидность – афанитовые или тонкокристаллические диабазы и базальты, неотличимые от таковых в эндоконтактных зонах. Афанитовые базальты слагают маломощные дайки и



**Рис. 6.33.** Полевая зарисовка взаимоотношений гранитоидных пород с дайками в офиолитах Шатского массива (Западная Тува)

1 – гранитоидные кварц-полевошпатовые породы; 2 – диабазы; 3 – габбро-диабазы; 4 – габброиды; 5 – зоны закалки; 6 – точки отбора образцов

угловатые ксенолиты (до 30 см в поперечнике) внутри обеих разновидностей габбро-диабазов.

Основной объем габбровой полосы сложен плагиофировыми габбро-диабазами, среди которых обособляются тела габбро-диабазов неправильной формы. Среднезернистые габбро и тонкозернистые диабазы развиты незначительно.

В поперечном сечении полосы габброидов намечается некоторое изменение строения.

В северной части среди габбро-диабазов распространены в основном дайкообразные и скриноподобные тела габброидов и диабазов, в южной – диабазы и габбро имеют вид обломков угловатой и неправильной формы среди габбро-диабазов, а мелкозернистые габбро-диабазы также образуют шлироподобные включения.

В целом эта часть разреза габброидов напоминает магматическую брекчию из различных разновидностей основных пород в плагиофировых габбро-диабазов.

Габброиды, породы “промежуточной” зоны и мощные дайки южной части полосы распространения дайкового комплекса местами содержат тела кислых пород, представляющие собой полнокристаллические агрегаты кварца, плагиоклаза и роговой обманки. Контакты с вмещающими диабазами и габброидами резкие, нередко на них появляются мелкозернистые агрегаты того же состава, образующие эндоконтактовую (закалочную) зону толщиной до 1 см. Плагиограниты слагают тела неотчетливой морфологии, в единичных случаях удается наблюдать дайкоподобные образования.

Габбровая полоса с юга ограничена зоной серпентинитового меланжа, вблизи которого габброиды интенсивно рассланцованы. Привлекает внимание тот факт, что в составе рассматриваемого меланжа появляются тектонические блоки фтанитов и кремнистых сланцев линзовидной формы, которые макроскопически идентичны таковым из полимиктового меланжа самой северной полосы. Совершенно очевидно, что кремнистые тектонические включения для состава окружающих данный меланж толщ являются экзотическими.

Южнее габброидов располагаются гипербазиты, которые отчетливо разделяются на две субширотные полосы. Северная сложена хромитоносными серпентинитами (частично аподунитовыми), а южная – пироксенитами и серпентинизированными верлитами.

Офиолитовая ассоциация по восточной кромке ее выходов резко несогласно перекрыта ордовикскими песчаниками, гравелитами и алевролитами. В основании молассы в большинстве случаев фиксируются базальные брекчии и конгломераты. Их состав находится в прямой зависимости от состава подстилающих пород. Там, где моласса залегает на гипербазитах, обломки в основном представлены пироксенитами и серпентинизированными перидотитами. Базальные го-

ризонты, перекрывающие габброиды и дайки, на 80 % состоят из обломков диабазов и габбро-диабазов. В меньшей степени распространены габброиды других типов. Важно отметить, что встречаются обломки пород плагиогранитного ряда, неотличимые от находящихся в составе офиолитовой ассоциации.

Таким образом, в составе Шатского массива восстанавливается присутствие всех главных членов офиолитовой ассоциации: гипербазитов, габброидов, комплекса типа “дайка в дайке” и вулканитов. Имеющиеся данные укладываются в классическую схему первичной субгоризонтальной последовательности “слоев” (“горизонтов”) от гипербазитов к вулканитам (снизу вверх). В современной структуре эти “слои” частично деформированного офиолитового разреза, по-видимому, слагают мощную пластину, круто наклоненную на север. “Промежуточная” зона между дайками и габброидами обрамляет последние с севера, что соответствует предполагаемой стандартной последовательности.

Однако наблюдаемый офиолитовый разрез содержит существенные хиатусы, которые, вероятнее всего, связаны с надвигами, определяющими чешуйчатость строения всей офиолитовой пластины. Каждая тектоническая чешуя фиксируется зонами меланжей полимиктового или мономиктового составов.

Важно отметить, что в дайковом комплексе Шатского массива при преобладающих субширотных простираниях даек появляются пакеты “дайка в дайке”, имеющие субмеридиональные (северо-западные) простирания. Предполагается, что

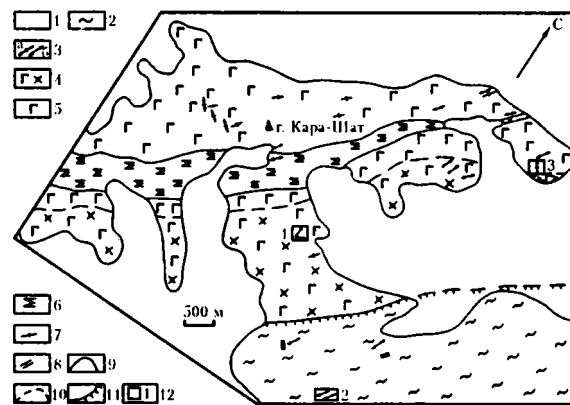
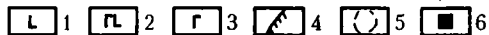
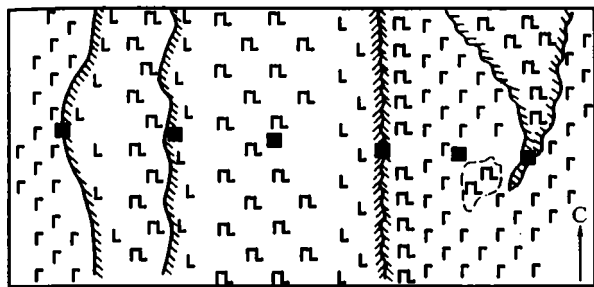


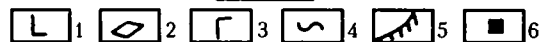
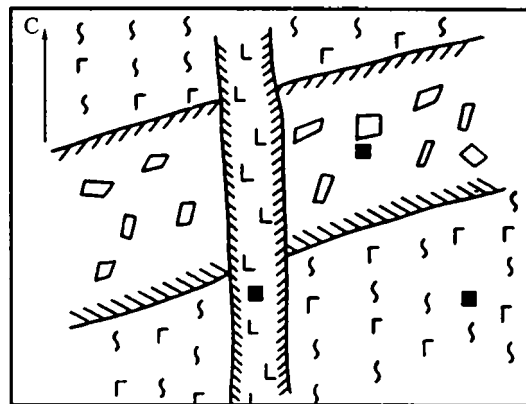
Рис. 6.34. Схема геологического строения офиолитовой ассоциации горы Кара-Шат (Южная Тува)

1 – четвертичные отложения; 2 – эффузивно-осадочные образования; 3 – дайки: а – офиолитовые, б – девонские(?); 4 – габбро-диориты; 5 – габброиды; 6 – расслоенный дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс; 7, 8 – элементы залегания: 7 – расслоенности в габбро, 8 – слоистости в осадочных породах; 9 – геологические границы; 10 – условные границы; 11 – надвиги; 12 – участки детальных исследований и их номера



**Рис. 6.35.** Схема строения фрагмента разреза дайкового комплекса офиолитов горы Кара-Шат, Южная Тува (участок № 3, вид сверху, см. рис. 6.34)

1 – диабазы; 2 – габбро-диабазы; 3 – габброиды; 4 – границы даек с зонами закалки; 5 – нечеткие границы; 6 – точки отбора образцов



**Рис. 6.36.** Схема строения фрагмента разреза дайкового комплекса предположительно девонского возраста (участок № 1, вид сверху, см. рис. 6.34)

1 – диабазы; 2 – плагиоклазовые порфириты; 3 – габбро; 4 – элементы залегания гнейсовидности и полосчатости в габбро; 5 – эндоконтакты; 6 – точки отбора образцов

мозаичность, проявляющаяся в появлении разноориентированных блоков даек, отражает более сложный механизм спрединга [Куренков, Перфильев, 1984]. В частности, такой рисунок характерен для краевоморских бассейнов с корой океанического типа, формировавшейся в условиях рассеянного спрединга. Косвенным подтверждением сложности палеоспрединового процесса может служить появление в нижней части габброидного слоя магматических брекчий, которые, возможно, фиксируют многофазность формирования дайковых комплексов (см. раздел 6.3).

Чрезвычайно интересно появление в дайковом комплексе кислых (тоналитовых по составу) пород, возможно отвечающих магматизму начальных стадий развития островных дуг. Подобные образования описаны в ряде офиолитовых разрезов [Добрецов, Зоненшайн, 1985]. Это может служить дополнительным подтверждением не срединно-океанического, а междугового или задугового спрединга.

**Офиолиты Южной Тувы.** Здесь выделяется несколько крупных массивов, входящих в Агардагскую офиолитовую зону: Улорский, Агардагский, Карашатский (рис. 6.1). В пределах последнего и к востоку от него на участке Чон-Саир нами наиболее детально изучены палеоспрединовые дайковые комплексы.

**Карашатский массив** предыдущими исследователями рассматривался в качестве базит-гипер-

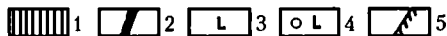
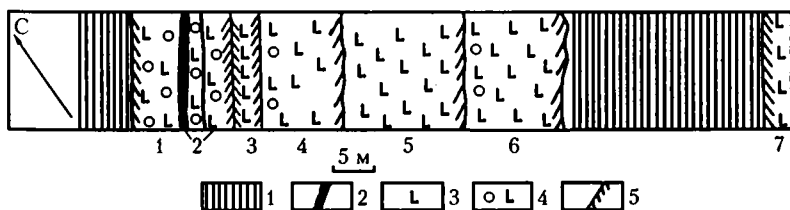
базитового плутона [Пинус и др., 1955; Еремеев, 1965; Волохов и др., 1973] или как ассоциация альпинотипных гипербазитов с интрузией габбро [Пинус и др., 1958; Пинус, Колесник, 1966; Велинский и др., 1978].

Проведенные авторами исследования позволили установить, что в районе горы Кара-Шат присутствует сложная ассоциация горных пород зонально-полосчатого строения. Ширина полос колеблется от 400 м до 2.5 км при протяженности в обнаженной части более 8 км (рис. 6.34). С севера на юг выделяются следующие зоны.

Мощность, м

1. Зона клинопироксен-плагиоклазового габбро (район горы Кара-Шат) ..... 2500
2. Полоса расслоенного дунит(серпентинит)-верлит-клинопироксенитового комплекса, выклинивающаяся к северо-востоку ..... 700

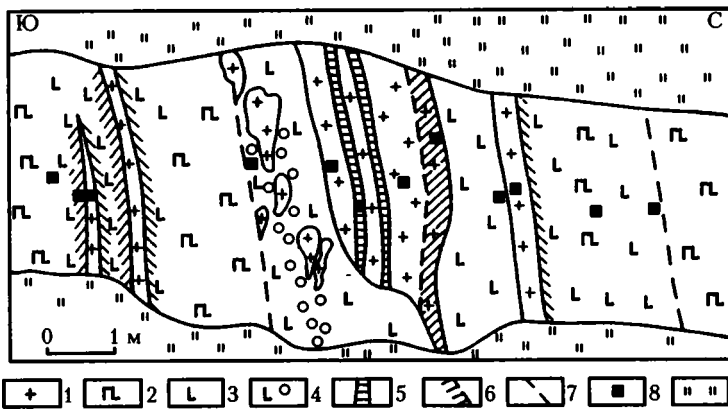
3. Узкая линейная зона габброидов, плавно переходящая к югу в комплекс габбро-диоритов и кварцевых диоритов. В южной части зоны наблюдаются дайковые серии (рис. 6.35). Как правило, эти офиолитовые дайки имеют неровные границы с зонами закалок, сложенных мелкозерни-



**Рис 6.37.** Схема строения фрагмента разреза дайкового комплекса с участием даек, силлов и осадочных образований (участок № 2, вид сверху, см. рис. 6.34)

1 – песчаники, карбонаты; 2 – криптокристаллические диабазы; 3 – диабазы; 4 – диабазовые порфириты; 5 – эндоконтакты. 1–3, 7 – номера даек; 4–6 – номера силлов





**Рис. 6.38.** Полевая зарисовка взаимоотношений диабазовых даек с гранитоидами в офиолитах Южной Тувы, участок Чон-Саир (вид сверху)

1 – гранитоиды; 2 – габбро-диабазы; 3 – диабазы; 4 – диабазовые порфириды с плагиоклазами; 5 – микрозернистые дайки; 6 – закальные микрозернистые приконтактные зоны; 7 – нечеткие границы; 8 – точки отбора образцов; 9 – осыпь

стыми диабазы. Иногда наблюдаются постепенные переходы микрозернистых габбро-диабазов в габбро. Эти особенности, а также наличие зон закалок у габбро, свидетельствует о том, что здесь представлены корневые части даек. Их формирование происходило на фоне высокого теплового режима в еще довольно пластичной матрице габбро ..... 300–800

4. Широкая полоса, выполненная сложным комплексом, в котором мелкозернистые и крупнокристаллические габбро в виде шлиров, участков с резкими контурами, располагаются в диоритах, отличаясь от них только особенностями химического состава. В целом, картина напоминает магматическую брекчию, которая, скорее всего, образовалась в результате внедрения диоритового расплава в габброиды ..... 2000

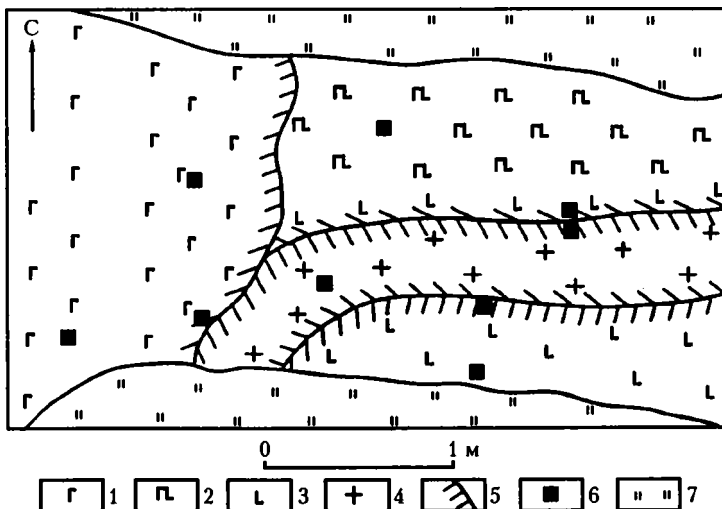
Породы ассоциации горы Кара-Шат прорваны многочисленными порфириновыми дайками предположительно девонского возраста. Эти поздние дайки представлены двумя генерациями: первая сложена плагиоклазовыми порфиридами, которые прорываются дайками второй генерации, диабазовыми (рис. 6.36).

Вмещающие нижнекембрийские эффузивно-осадочные толщи вблизи Карашатского массива имеют довольно сложное строение. Детальные

исследования показали, что осадочные породы (песчаники, карбонаты и т.п.) чередуются с конформными телами диабазов и диабазовых порфиритов (рис. 6.37). Часть из них имеет четкие прямолинейные закалочные контакты и небольшую мощность (первые метры). Другие тела имеют неровные контакты, одностороннюю закалку, обладают значительной мощностью (до 15 м и более) и больше всего похожи на потоки или силлы. Палеомагнитные исследования подтверждают, что первоначально положение этих тел было горизонтальное [Печерский, Шелестун, 1987].

Таким образом, для Карашатской офиолитовой ассоциации характерна практически непрерывная последовательность смены пород снизу вверх по разрезу: габбро → ультрамафиты → габбро → дайки → силлы → потоки эффузивов.

**Участок Чон-Саир** находится на правом берегу р. Тес-Хем к востоку от Карашатского массива на продолжении офиолитовой зоны Южной Тувы. Здесь отмечалось широкое распространение базальтов “чонсаирской толщи” [Структурно-вещественные комплексы..., 1989]. Во время детальных исследований нам удалось установить, что основную роль на участке Чон-Саир играют серии параллельных даек. Присутствие эффузивов здесь остается весьма проблематичным.



**Рис. 6.39.** Полевая зарисовка взаимоотношений диабазовых и гранитоидных даек с габбро в офиолитах Южной Тувы, участок Чон-Саир (вид сверху)

1 – габброиды; 2 – габбро-диабазы; 3 – диабазы; 4 – гранитоиды (кварц-полевошпатовые порфиры); 5 – закальные контактные зоны; 6 – точки отбора образцов; 7 – осыпь

В разрезе “чонсаирской толщи” можно выделить несколько последовательно сменяющихся (без тектонических нарушений) с юга на север достаточных узких и протяженных зон.

Мощность, м

1. Зона гранитов, включающая отдельные параллельные дайки диабазов субширотного простирания ..... 200

2. Дайковый комплекс со скринами отдельных гранитов (рис. 6.38). Здесь можно выделить две генерации даек, разделенные узкими маломощными скринами гранитоидов (0.2–0.4 м). Дайки первой генерации (мощностью до 4 м) выполнены диабазами в эндоконтактах и габбро-диабазами в центральных частях. В них присутствуют полосы полевошпатовых порфириров с ксенолитами гранитоидов. Скрины прорываются тонкими субпараллельными апофизами крупных даек. Дайки второй генерации (до 2 м мощности) более просты по строению. Они представлены диабазами в краевых и габбро-диабазами в центральных частях. Можно сделать вывод, что дайки первой генерации формировались в сложных процессах взаимодействия базальтовой магмы с гранитоидным субстратом. Последующие серии даек прорывали матрицу уже с преобладанием базитового материала ..... 250

3. Комплекс диабазовых даек с редкими скринами гранитов и кварц-полевошпатовых порфиров ..... 220

4. Комплекс габбро с дайками диабазов и кварц-полевошпатовых порфиров. Взаимоотношения отдельных типов пород достаточно сложные (рис. 6.39). Тела габброидов (размерами до первых десятков метров) имеют неровные границы с мелкокристаллическими эндоконтактовыми зонами. Для даек габбро-диабазов (около 1 м) характерны закальные контакты с кислыми породами, в то время как с габброидами их взаимоотношения не совсем ясны. Дайки кварц-полевошпатовых порфиров (мощностью до 0,4 м) резко отличаются по внешнему виду от гранитоидных скрин в южной части разреза и имеют тонкозернистые закальные контакты как с диабазами, так и с габброидами. Подобные сложные взаимоотношения свидетельствуют о близких по времени процессах петрогенезиса ..... 370

5. Габбро с участками диабазов и плаггиогранитов ..... 385

6. Полосчатые габбро с меланократовыми, практически пироксенитовыми, “слоями” и с гнейсовидными структурами на контакте с вмещающими песчаниками ..... 250

Проведенные на участке Чон-Саир исследования показали, что здесь располагается полоса (мощностью более 1.5 км) офиолитов (полосчатое габбро → верхнее габбро → дайковый комплекс), которая прослеживается на расстояние более 15 км. По своим характеристикам рассмотренные офи-

олиты близки комплексам Карашатского массива, и оба объекта являются фрагментами единой офиолитовой ассоциации. Отличительной особенностью офиолитов участка Чон-Саир является их формирование в условиях деструкции гранитоидного массива. Процессы спрединга, фиксируемого дайковыми сериями, происходили на краю более древнего гранитоидного блока. В целом, намечается определенное сходство офиолитов Чон-Саира с миоценовыми офиолитами Тихама-Азир в Красноморском регионе [Колман и др., 1979; Колман, 1984].

### 6.4.2. Петролого-геохимические особенности магматических пород

Исследования химических составов базальтов из дайковых серий офиолитов Тувы показали, что по своим петрогеохимическим особенностям палеоспрединовые серии Западной и Южной Тувы существенно различаются между собой, отвечая характеристикам пород, сформировавшимся в различных геодинамических ситуациях (табл. 6.1, 6.2).

Дайковые породы из офиолитов Западной Тувы по петрохимическому составу и по распределению титана, хрома и никеля в большинстве своем соответствуют толеитам островных дуг (рис. 6.40 и 6.41). В то же время, по распределе-

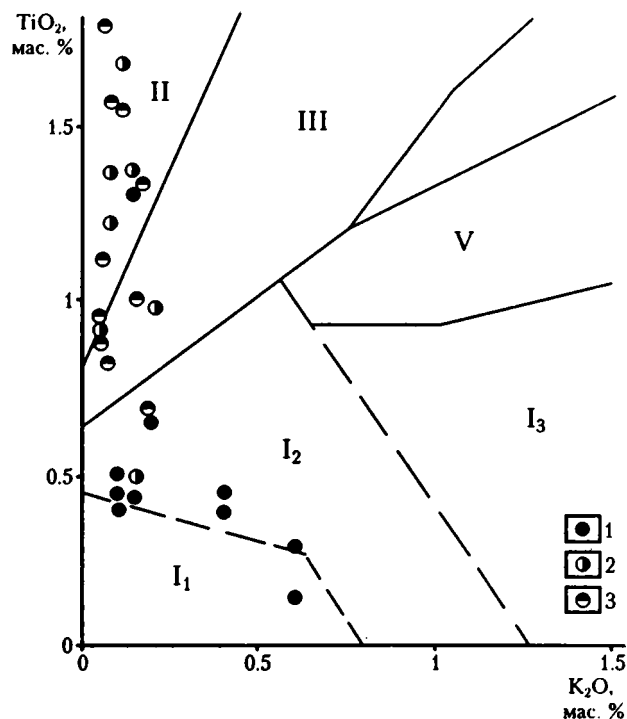
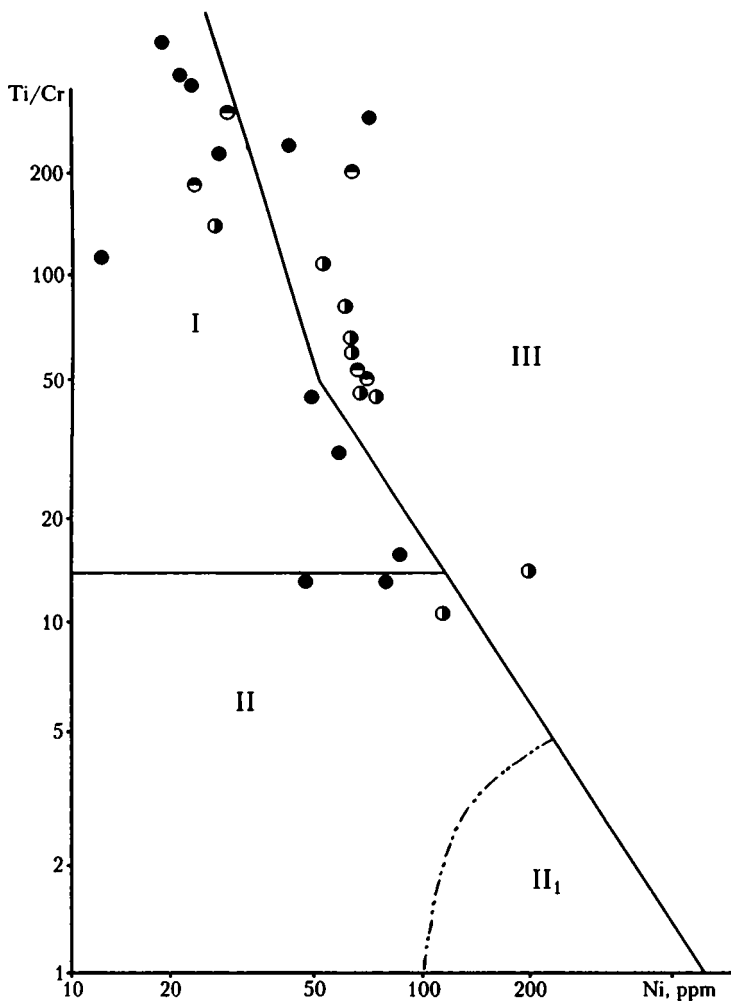


Рис. 6.40. Диаграмма  $TiO_2$ - $K_2O$  для составов пород из дайковых комплексов офиолитов Тувы

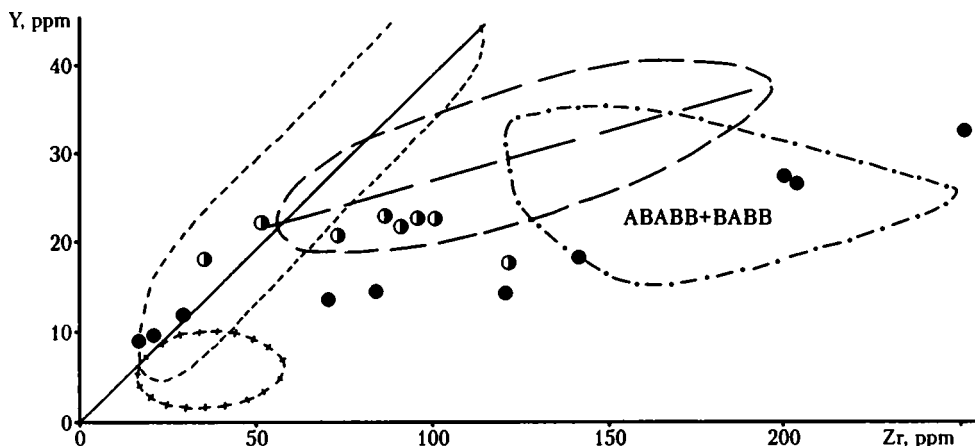
1 – дайки офиолитов Западной Тувы (Шатский массив); 2, 3 – дайки офиолитов Южной Тувы: 2 – район горы Кара-Шат, 3 – участок Чон-Саир.



**Рис. 6.41.** Диаграмма Ti/Cr–Ni для составов пород из дайковых комплексов офиолитов Тувы  
Условные обозначения см. на рис. 6.10 и 6.40

нию Y, Zr, Nb и La и значениям отношений Zr/Nb (3.4–15.6) и La/Nb (1.4–2) они близки океаническим базальтоидам. На диаграмме Y–Zr отчетливо виден тренд от примитивных островодужных пород к обогащенным базальтам задуговых бассейнов (рис. 6.42). Наличие признаков магматизма

задуговых бассейнов может служить определенным подтверждением высказанных на основе геолого-структурных наблюдений (см. выше) предположений о возможном развитии офиолитов Западной Тувы в условиях междугового или задугового спрединга.



**Рис. 6.42.** Диаграмма Y–Zr для составов пород из дайковых комплексов офиолитов Тувы  
Условные обозначения см. на рис. 6.11, 6.17 и 6.40

В целом, полученные данные свидетельствуют о формировании палеоспредиговых комплексов офиолитов Западной Тувы в ходе развития островной дуги. Вполне вероятны также начальные стадии задугового спрединга.

Породы дайковых комплексов из офиолитов Южной Тувы (Карашатский массив), по данным петрохимического анализа (в частности, по соотношению  $TiO_2-K_2O$ , рис. 6.40), большей частью соответствуют нормальным базальтам срединно-океанических хребтов типа NMORB. Соотношение титана, хрома и никеля также свидетельствуют об океанических условиях образования этих пород (рис. 6.41). На диаграмме таких устойчивых при вторичных процессах элементов, как Y и Zr, тренд даек из офиолитов Южной Тувы соответствует тренду базальтов срединно-океанических хребтов (рис. 6.42). Значения отношений  $Zr/Nb$  (4.3–15.8) и  $La/Nb$  (1.1–2.1) близки отношениям этих же элементов из базальтов срединно-океанических хребтов.

Дайковые серии участка Чон-Саир по петрохимическим особенностям отвечают низкокальциевым толеитовым базальтам с преимущественными характеристиками NMORB (рис. 6.40), практически полностью совпадая с дайками Карашатского массива. По распределению титана, хрома и никеля чонсаирские породы сходны с карашатскими, располагаясь, в основном, в области океанических серий (рис. 6.41).

Для подтверждения сделанных выводов о геодинамической принадлежности палеоспредиговых комплексов Южной Тувы были изучены породы из кускунугской вулканогенно-осадочной толщи Агардагской офиолитовой зоны. Образцы базальтовых порфиритов отбирались по разрезу вдоль правого берега р. Тес-Хем, расположенного между Карашатским и Чон-Саирским участками и представленного чередованием пиллоу-лав и даек. В рассмотренных пробах оказалось возможным найти и исследовать первичные магматические клинопироксены, а также заключенные в них расплавные включения (табл. 6.3 и 6.4).

По своему составу клинопироксены из пород Южной Тувы резко отличаются от минералов из других офиолитовых ассоциаций Алтае-Саянской области прежде всего существенно более высокими содержаниями титана (рис. 6.12). Они располагаются в области океанических пироксенов и приурочены к полю минералов из пород океанических островов и гайотов, что может свидетельствовать о воздействии глубинных мантийных плюмов.

В клинопироксенах из порфиритов офиолитов Южной Тувы были найдены первичные расплавные включения размерами 5–20 мкм с формой, близкой к прямоугольной, располагающиеся в центральных частях вкрапленников, а также отдельными зонами и полосами. Включения многофазовые: светлое стекло(?) + светлые и темные фазы + + рудные фазы и газовые пузырьки. Температуры полной гомогенизации расплавных включений в

клинопироксенах составляют 1230–1260 °С, что существенно выше, чем в случае офиолитов Горного Алтая и Кузнецкого Алатау (табл. 6.4). Для оценки достоверности полученных по включениям результатов было проведено сравнение температур гомогенизации с расчетными по модели А.А. Арискина с соавторами [1986]. Установлено, что при давлении 2 кбар полученные значения близки температурам гомогенизации, в целом попадая в пределы точности использованного термометра (рис. 6.13). Эти данные могут свидетельствовать о том, что, в отличие от обогащенных водой расплавов Горного Алтая и Кузнецкого Алатау, магматические системы Южной Тувы были сухими и клинопироксены кристаллизовались в более глубинных условиях.

Составы гомогенизированных расплавных включений в клинопироксенах из порфиритов офиолитов Южной Тувы показывают, что изученные минералы кристаллизовались из высокотитанистых расплавов. На диаграмме  $TiO_2-K_2O$  точки составов расплавных включений попадают главным образом в поле базальтов океанических островов, располагаясь частично и в области обогащенных пород срединно-океанических хребтов (рис. 6.14). По соотношению  $TiO_2-FeO^*/MgO$  изученные включения обладают явно океаническими характеристиками (рис. 6.15). Таким образом, данные по расплавным включениям свидетельствуют об участии обогащенных высокотитанистых магматических систем в формировании офиолитов Южной Тувы. Кроме того, они близки по составу к расплавам современных внутриплитных океанических островов и гайотов.

В результате геологических, петролого-геохимических, минералогических и термобарогеохимических исследований установлено, что формирование офиолитов Южной Тувы происходило в палеогеодинамических условиях раскола древнего сиалического континентального блока и образования океанической коры, т.е. ситуация была близка к формированию бассейна типа Красного моря и офиолитов Тихама-Азир [Колман и др., 1979; Колман, 1984]. Начальные стадии формирования офиолитов Южной Тувы сопровождалось развитием глубинных высокотитанистых магматических систем, сменившихся в дальнейшем нормальными магматическими системами типа NMORB при раскрытии океанического бассейна и подъеме зон магмогенерации.

## **6.5. Палеомагнитная и петромагнитная характеристики офиолитов Алтае-Саянской области**

Практически все вышеописанные офиолитовые комплексы Алтае-Саянской области, в той или иной степени, исследованы палеомагнитным и петромагнитным методами. Наиболее полно изу-

чены офиолиты Карашатского массива Южной Тувы [Печерский, Шелестун, 1987; Печерский, Диденко, 1995].

### 6.5.1. Петромагнитная характеристика

Измерение магнитной восприимчивости при отборе образцов оказалось эффективным только в районе Карашатского массива, так как на остальных объектах признаки первичного или вторичного распределения магнитных минералов "смазаны" зеленокаменным метаморфизмом. Во всех случаях образцы отбирались из эндо- и экзо-контактов даек и силлов. Спад магнитной восприимчивости в эндоконтакте обычно наблюдался четко, по этому признаку удалось, в сочетании с наблюдениями, отличить лавовые потоки и силлы по отсутствию или наличию зоны закалки в кровле тел.

Судя по росту магнитной восприимчивости осадков по мере приближения к контакту с магматическим телом, зоны обжига оказались очень узкими (первые сантиметры) и часто нечеткими, что характерно для излияния лав на жидкие осадки или внедрения силлов в неконсолидированные вмещающие осадочные породы. Нередко наблюдалось закономерное распределение магнитной восприимчивости, согласное с полосчатостью в габбро Карашатского массива, что свидетельствует о близком к первично-магматическому распределению магнитных минералов. Нарушение отмеченных закономерностей отражает появление вторичного магнетита, не подчиняющегося условиям кристаллизации магмы. При изучении Карашатского интрузива по возможности исключались участки габбро с аномально высокой магнитной восприимчивостью  $\gg 0.05$  ед. СИ, где палеомагнитные направления могли быть заметно искажены.

По данным термомагнитного анализа, во всех исследованных породах основным носителем естественной остаточной намагниченности является магнетит. Для обоснования природы естественной остаточной намагниченности были использованы тест  $N_t$  [Лузянина и др., 1981; Шолпо и др., 1986] и соотношение  $J_{nt}$  с  $J_{rt}$  и  $J_{ri}$ , созданными в лаборатории на тех же образцах. Эти данные показали, что существенная часть намагниченности этих пород имеет термоостаточное происхождение. Это главным образом относится к высокотемпературной компоненте намагниченности.

### 6.5.2. Палеомагнитная характеристика

Все отобранные ориентированные образцы были подвергнуты ступенчатой термомагнитной чистке с последующим компонентным анализом для выделения компонент намагниченности. Как показали непрерывные нагревы на двухкомпонентном термомагнитометре и массовая Т-чистка, естественная остаточная намагниченность большинства образцов состоит из двух компонент.

Первая компонента намагниченности разрушается нагревом до 250–350 °С и соотносится, как правило, с направлением современного геомагнитного поля в месте отбора этих образцов.

Вторая компонента намагниченности разрушается более высокой температурой, вплоть до точки Кюри магнетита (580 °С). Она имеет существенный разброс, вероятно, из-за сложной истории намагничивания и перемагничивания пород. Лишь статистической обработкой и, в первую очередь, методом пересечения кругов перемагничивания в ходе термочистки удалось выделить, как мы полагаем, доскладчатую компоненту  $J_n$ , близкую к первичной.

Как указывалось выше, наиболее полно методами палеомагнетизма и петромагнетизма нами изучены породы Карашатского массива, и его палеомагнитные характеристики послужили своего рода эталоном при изучении других объектов Алтае-Саянской области. Поэтому, в данном разделе мы отошли от той последовательности рассмотрения этих объектов, которая была принята в геологическом и петрогеохимическом разделах настоящей главы.

**Южная Тува (Карашатский массив).** Несмотря на большой разброс единичных направлений естественной остаточной намагниченности после температурной чистки, достаточно четко выделяются два палеомагнитных направления со сходными наклонениями, но различающиеся по склонению примерно на 90°. У одного из них (направление А, табл. 6.5) кучность явно больше в древних координатах, тогда как у второго (Б) кучности в современных и древних координатах близки. Распределение образцов по двум направлениям в общем незакономерное. В некоторых образцах выделяются обе компоненты А и Б, в таких случаях компонента Б уничтожается до 350–400 °С, тогда как компонента А выделяется выше 450 °С. Например, в образце ТК-26а после чистки до 350 °С  $Dec_a = -27^\circ$ ,  $Inc_a = -29^\circ$  (близко Б), после чистки до 500 °С  $Dec_a = -338^\circ$  и  $Inc_a = -18^\circ$  (приближается к А).

Для образца ТК-6а после чистки до 350 °С  $Dec_a = -63^\circ$ ,  $Inc_a = -9^\circ$  (направление Б), а после 450 °С  $Dec_a = -99^\circ$ ,  $Inc_a = -22^\circ$  (направление А); у образца ТК-226 после 400 °С  $Dec_a = -67^\circ$  и  $Inc_a = -17^\circ$  (Б), а после 500 °С  $Dec_a = -300^\circ$  и  $Inc_a = +39^\circ$  (близко А обратной полярности). С этим согласуется стабильность  $J_n$  к нагревам: она более высокая у образцов направления А (среднее  $J_{nt}/J_n = 0.24$ ), чем Б (среднее  $J_{nt}/J_n = 0.12$ ). У образцов направления А заметно выше величина  $J_n$ , в среднем она равна 14.8 А/м, а у образцов направления Б – 3.3 А/м.

Это различие коррелирует со средней концентрацией магнетита в тех и других образцах. По магнитным свойствам и данным микрозондового изучения магнитных минералов [Печерский, Шелестун, 1987], образцы габбро направления А относятся, как правило, к первично-магнитным, содержащим зерна распавшегося первичного ти-

Таблица 6.5. Палеомагнитные направления венд-нижекембрийских пород палеоспрединговых комплексов офиолитов Алтае-Саянской области

Объект	Аз., °	Угол, °	Компонента	n	Dec <sub>c</sub> , °	Inc <sub>c</sub> , °	K <sub>c</sub>	α <sub>95</sub> , °	Dec <sub>95</sub> , °	Inc <sub>95</sub> , °	K <sub>a</sub>	α <sub>95</sub> , °	R, %	пш, °
	ПД													
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<b>Южная Тува, Карашатский массив (50.1° с.ш., 95.1° в.д.)</b>														
ЮТ 1-4, 26	122-135	80-90	А	8	180	19	1.2	44	150	-32	4	25	25	-
			Б	10	46	14	6.4	18	49	-12	6.6	17	-	-
ЮТ 27	330-360	80-90	А	9	234	48	4.1	23	308	22	5.1	21	81	-
			Б	7	59	42	5.7	22	51	-13	5.4	22	-	-
ЮТ 15, 24, 25	100-125	65-85	А	9	145	63	3.3	26	151	-20	16.5	11	44	-
			Б	7	62	-13	6.5	21	25	-25	6.5	21	-	-
Среднее по образцам			А	26	109	14	1.2	25	143	-26	5.6	12	-	-14
			Б	24	55	14	4.7	13	40	-17	6.1	12	-	-
Среднее по участкам			А	3	139	21	1.2	74	144	-26	37.3	13	-	-14
			Б	3	52	14	8.2	28	42	-17	26.9	16	-	-
Осадки	100-125	67-120	А	11	75	21	1.3	36	138	-5	5.1	19	64	-3
			Б	4	25	-1	5.3	30	51	15	6.4	28	-	-
Силы	100-125	67-120	А	11	99	24	1	45	124	7	13.7	12	10	4
			Б	15	38	-8	4.7	17	39	-4	4.6	17	-	-
Среднее по образцам			А	43	109	36	1.3	19	133	-11	5	10	-	-6
			Б	46	45	3	4.3	10	42	-12	5.9	9	-	-
Среднее по N-образцам			А	21	309	-33	1.5	25	322	22	5.5	13	-	-
Среднее по R-образцам			А	27	154	42	1.3	24	134	-4	4.3	13	-	-
Среднее методом обращения			А	48	321	-38	28	4	318	13	34.3	3	-	-6
Среднее по участкам			А	5	115	19	1.2	56	138	-15	17.9	15	39	-8
			Б	5	48	3	6.9	24	41	-14	19	14	-	7
<b>Западная Тува, Шатский офиолитовый массив (51.3° с.ш., 90.7° в.д.)</b>														
Гальки	Чистка 350 °С			15	8	50	1.6	-	-	-	-	-	-	-
Гальки	Чистка 450 °С			15	307	61	3.4	-	-	-	-	-	-	-
ТВ, ТВ, ТГ	340	40	А	21	130	-58	29	8	144	-21	29	8	-	-11
<b>Западный Саян, Куртушибинские офиолиты (52.8° с.ш., 93.5° в.д.)</b>														
СК 1-22	160	70	А?	10	283	-72	29	8	328	-9	29	8	-	-

Таблица 6.5. (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<b>Западный Саян, Северо-Саянские офиолиты (51.4° с.ш., 88.7° в.д.)</b>														
ЗС 1-17	175	62	А	10	263	-65	12	15	326	-26	12	15		
ЗС 18-30	175	62	А	9	246	-64	14	14	325	-33	14	14	-	-
ЗС 31-37	172	61	А	5	256	-64	24	17	322	-28	24	17	-	-
ЗС 38-45	172	62	А	4	264	-77	38	16	337	-27	38	16	-	-
ЗС 46-57	173	66	А	7	258	-66	22	14	327	-24	22	14	-	-
ЗС 58-67	104	17	А	7	341	-32	101	7	334	-22	102	7	-	-
<i>Среднее</i>			А	6	270	-70	29	13	329	-27	139	6	-	14
<b>Кузнецкий Алатау, Среднетерсинский офиолитовый массив (54.5° с.ш., 88.4° в.д.)</b>														
С 2а-3п	0	0	А	7	153	-19	10	17	153	-19	10	17	43	-10
	Простирание 5-15°		Б	4	44	34	61	10	44	34	61	10	50	-
АМ, БМ 2-16	0	0	А	4	164	-17	7	27	164	-17	7	27	66	-9
	Простирание 350-20°		Б	4	38	50	33	12	38	50	33	12	50	-
<i>Среднее по С, АМ, БМ</i>			А	11	158	-18	98	10	158	-18	98	10	-	-9
<b>Горный Алтай, Курайские офиолиты (50° с.ш., 88.6° в.д.)</b>														
С 14-28	260	22	Б	9	15	15	13	15	8	23	13	15	-	-
С 31-50	58	65	Б	7	46	40	8	23	48	-24	8	23	-	-
<i>Среднее по образцам</i>			Б	16	27	26	7	15	25	3	5	20	-	-
<i>Синклюдчатая компонента (14 %)</i>			Б	16	29	24	7	14.7	-	-	-	-	-	12
Т-1-16	100-165	15-70	Б	4	36	23	79	8	46	32	63	9	-	-
М-1-8	19	44	Б	7	44	23	42	8	43	-17	42	8	-	-
С-14-28	237	17	А	4	160	-35	7	37	148	-37	7	37	-	-
С-31-50	143	42	А	4	143	17	18	22	143	-25	18	22	-	-
<i>Среднее по образцам</i>			А	8	150	-8	5	28	145	-31	11	18	50	-
<b>Круги</b>			А	13	130	13	>31		133	-21	7	22	50	-11
Т-1-16	100-165	15-70	А	9	183	3	13	13	187	-11	12	13	100	-
ТБ-1-4	40-60	50	А	4	140	4	4	35	139	-3	5	32	75	-
Гальки	332	70	А	7	131	-58	27	10	142	-23	27	10		

Таблица 6.5. (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Горный Алтай, Чаган-Узунский массив (50° с.ш., 88.6° в.д.)														
ЧУ-1-7	350	35	Аб	6	167	-26	6	23	167	-26	6	23	100	-14
Горный Алтай, Баратальский массив (55° с.ш., 88.6° в.д.)														
АТ-1-3	345	35	А	3	91	-43	43	12	113	-27	43	12	0	-15
Среднее по С, Т, ТЫ, АТ, ЧУ, КГ			А	7	149	-22	5	25	148	-23	12	16	70	-12
Северный Алтай, Бийские офиолиты (51.8° с.ш., 87.5° в.д.)														
БС-1-22 Т<320°	267-297	50-75	А	10	1	-81	9	15	102	-31	17	11	70	-18
БС-1-22 Т>500°	267-297	50-75	А	5	175	-17	18	15	171	6	23	13	60	3
Гальки БГ-1-10	Т<500			4	54	43	13	19						
	Т>500			8	20	-83	8	18						
Северный Алтай, Катунский массив (52.2° с.ш., 85.9° в.д.)														
СУР1-10 Т<320°	277	65	А	7	207	-76	25	11	112	-29	25	11	0	-15
СУР1-10 Т>500°	277	65	Б	3	180	-16	6	33	170	-1	6	33	-	-1
Среднее (по БС, СУР)			Б	2	179	-19	548	3	171	3	260	6	-	2
Синскладчатая компонента (60 %)			Б		172	-9	3562	2	-	-	-	-	-	-5
Среднее по ТК, ТБ, ТВ, ТГ, СК, С, АМ, БМ, АТ			А	6	145	-8	3	34	139	-16	17.9	13.5	-	-8
Метахронная компонента (Е?) (Т, ЧУ, КГ, БС, СУР)			Б	5	-	-	-	-	168	-18	17.1	14	-	-9
Метахронная компонента (PZ <sub>2</sub> ) (С, АМ, БМ, Т, М)			-	4	216	-30	44.5	12	-	-	-	-	-	16

*Примечание.* Объект – участок отбора образцов; компонента намагниченности: А – доскладчатая, близкая первичной, Б – синскладчатая наложенная; п – количество проанализированных образцов (в строках со средним направлением – количество объектов);  $Dec_c$  – палеомагнитное склонение в современной системе координат;  $Inc_c$  – палеомагнитное наклонение в современной системе координат;  $K_c$  – кучность в современной системе координат;  $\alpha_{95}$  – угол овала доверия;  $Dec_a$  – палеомагнитное склонение в древней системе координат;  $Inc_a$  – палеомагнитное наклонение в древней системе координат;  $K_a$  – кучность в древней системе координат; R – доля образцов с обратной магнитной полярностью; пш – палеоширота. Круги – метод пересечения кругов перематгничивания в ходе Т-чистки.



таномангнетита, тогда как образцы направления Б относятся исключительно к первично-немагнитным габбро, содержащим только зерна вторичного магнетита, связанного с наложенными процессами. Естественно, в образцах А есть аналогичный вторичный магнетит, но его вклад в  $J_{nt}$  менее заметен, чем в образцах Б, где вся  $J_{nt}$  связана с вторичным магнетитом. Есть случаи, когда вклад компоненты Б преобладает в первично-магнитных габбро. Сложная палеомагнитная картина усугубляется следующим обстоятельством: по данным теста Шолпо–Лузяниной,  $N_t > 0.28$  у всех образцов направления А, т.е. их  $J_{nt}$  соотносится с полной термоостаточной намагниченностью, среди же образцов направления Б есть  $N_t < 0.24$ , но есть и  $N_t > 0.3$ . Следовательно, носителем  $J_{nt}$  направления Б является и высокотемпературный (образован выше  $T_c$  магнетита) и относительно низкотемпературный (образован ниже  $T_c$  магнетита) магнетиты.

Совокупность приведенных петромагнитных данных с учетом геологической информации о многократном низкотемпературном метаморфизме во время внедрения раннепалеозойских (офиолитовых) и девонских интрузий объясняет большой разброс палеомагнитных направлений. В то же время, в компоненте  $J_{nt}$  направления А заметная ее доля относится к продуктам высокотемпературного изменения первичного титаномангнетита на стадии остывания магматических пород района. Компонента Б преимущественно доскладчатая и/или синскладчатая и связана главным образом с вторичным магнетитом. Природа компоненты Б неясна. Возможно, это результат образования зерен вторичного магнетита во время существования геомагнитного поля разной полярности, которое могло происходить как в кембрии, так и в среднем палеозое во время внедрения девонских даек.

В образцах из эндо- и экзоконтактов магматических тел (лав и силлов) в осадочной толще, как и в габбро, выделяются те же направления А и Б (табл. 6.5). Отсюда следует, во-первых, что полосчатость в габбро была действительно исходно субгоризонтальной, во-вторых, подтверждается первично-субгоризонтальное залегание магматических тел.

Тест обжига в большинстве случаев “не срабатывает”, так как температура этого обжига не достигала, вероятно, температур точки Кюри магнетита. У осадочных пород с признаками и без признаков обжига чаще сохраняется направление А (71 % образцов), тогда как эндоконтакты силлов и потоков чаще перемагничены (у 56 % образцов  $J_{nt}$  имеет направление Б). С этим согласуется и стабильность  $J_n$  к нагревам. В среднем, у образцов осадков направления А  $J_{nt}/J_n = 0.35$ , а у образцов направления Б – 0.15; у образцов силлов направления А – 0.14, направления Б – 0.13.

Близость палеомагнитных направлений А у габбро, у осадков и у силлов в сочетании с фактом

слабого обжига осадков свидетельствует об очень близком времени всех трех процессов: кристаллизации и остывания габбро, осадконакопления и внедрения силлов.

Направление А выделяется в образцах, имеющих как прямую, так и обратную магнитную полярность, распределение их в пределах участка и между участками неравномерное, разница близка к  $180^\circ$ . Методом обращения определено наиболее близкое к первичному среднее для района палеомагнитное направление:  $Dec = 318^\circ$  и  $Inc = 13^\circ$ . О магнитной полярности образцов направления Б судить нельзя: и в современных и в древних координатах склонение варьирует от  $25^\circ$  до  $61^\circ$ , наклонение – от  $-25^\circ$  до  $+42^\circ$ . Это, вероятно, согласуется с предлагаемой интерпретацией природы компоненты Б – она была приобретена породами во время существования геомагнитного поля разной полярности. Направление компоненты Б очень сходно с направлениями доскладчатых метакристаллических компонент  $J_n$  венд-раннекембрийских офиолитов и перекрывающих их конгломератов Западной Монголии (см. главу 7).

Направление А близко палеомагнитным склонениям обратной полярности ордовикских образований “соседнего” Казахстана (см. главу 5). Вероятно, можно принять обратную полярность и для кембрийских образований Тувы с  $Dec = 318^\circ$  (компонента А). В таком случае, аллохтонные пластины Карашатского массива и терригенно-карбонатных отложений, потоков и силлов раннекембрийского возраста находились в раннем кембрии близ экватора (табл. 6.5) и занимали субширотное положение.

Фрагменты параллельных даек имеют субвертикальное падение и простирание  $305-340^\circ$  в современной системе координат. Последнее близко среднему палеосклонению компоненты А, т.е. направлению палеомеридиана (табл. 6.5), следовательно, эти дайки имели первичное субмеридиональное простирание. О том, что мы имеем дело с дайками, а не с силлами, свидетельствует залегание вмещающего дайки расслоенного комплекса (аз. ПД.  $330-360^\circ$ ,  $\angle 80-90^\circ$ ). Вероятно, первично-магматическая полосчатость исследованного габбрового массива на стадии своего формирования и остывания была субгоризонтальной. При введении поправки на залегание полосчатости в габбро диабазовые интрузивные тела остаются вертикальными. В таком случае получается, что палеопадение даек было близко к вертикальному, что типично для даек параллельного комплекса.

Ко времени приобретения компоненты Б блок, включающий Карашатский массив, повернулся вокруг вертикальной оси против часовой стрелки на  $80^\circ$  – ситуация подобна офиолитам Озерной зоны Западной Монголии (см. главу 7).

**Западная Тува (Шатский массив).** Векторы  $J_{nt}$  галек диабазов, близких по составу породам даек, лежащих непосредственно под конгломератами,

имеют хаотичный разброс. Единственная компонента, образованная позднее попадания галек в конгломераты, близка по направлению современному геомагнитному полю (табл. 6.5). Тест галек показывает, что породы не претерпели существенных термальных и химических изменений и позволяет говорить о выделении компоненты  $J_{nt}$  в диабазовых даек, близкой первичной, точнее “доконгломератовой”, т.е. досреднеордовикской. Однако после Т-чистки до 450–550 °С сохраняется большой разброс векторов  $J_{nt}$ , и только в результате применения метода пересечения кругов перемагничивания (выше 400 °С) выделена компонента  $J_p$ , практически совпадающая со средним палеомагнитным направлением района Карашатского массива (табл. 6.5). Применить тест складки не удалось, зато довольно уверенно определена первичная палеогоризонталь по согласованию элементов залегания даек и лежащих на них конгломератов. Современное простирание даек Шатского массива ~80°, направление палеомеридиана – 144°, следовательно, древнее простирание даек составляло примерно 300°.

**Куртушибинские офиолиты.** Для этого объекта не удалось применить ни один тест палеомагнитной надежности. Положение палеогоризонтальной плоскости определено по совпадению средних элементов залегания даек и полосчатости расчлененного комплекса. Достаточно уверенно методом пересечения кругов перемагничивания в ходе Т-чистки выделено палеомагнитное направление:  $Dec_a = 328^\circ$  и  $Inc_a = -9^\circ$ . Это направление сходно с палеомагнитными направлениями двух рассмотренных выше объектов (табл. 6.5).

**Северо-Саянские офиолиты.** Для палеомагнитного изучения был выбран терригенно-вулканогенный разрез на правом берегу р. Енисей в районе дер. Сизая. Отбор образцов для палеомагнитных исследований был выполнен на шести объектах. Три объекта представляют собой фрагменты комплекса “дайка в дайке”, два – фрагменты комплекса разноориентированных тел даек и дайко-силлов и один – дайки, прорывающие турбидиты.

По скалярным магнитным характеристикам изученные породы достаточно четко распадаются на две группы – сильномагнитные и слабомагнитные, при этом сильномагнитные и слабомагнитные породы присутствуют в каждом из шести объектов. По данным о составе пород слабомагнитные дайки палеоспрединового комплекса отличаются от сильномагнитных даек несколько пониженным содержанием  $TiO_2$  и  $Fe_2O_3$  и резким увеличением содержания  $Cr$  [Симонов, Буслов и др., 1994].

По данным терромагнитного анализа, основным магнитным минералом во всех изученных образцах является магнетит. Гематит также отмечен во всех образцах, однако его вклад в общую намагниченность по сравнению с магнетитом чрезвычайно мал. Очевидно, что различия в магнитных свойствах изученных образцов определяются только концентрацией магнетита, о чем свидетель-

ствует тесная положительная корреляция между естественной остаточной намагниченностью и магнитной восприимчивостью ( $r_k = 0.81$ ).

Ступенчатое терморазмагничивание образцов позволило выявить два различных типа поведения намагниченности при последовательных нагревах. Практически во всех образцах присутствуют две компоненты намагниченности. Низкотемпературная компонента имеет только прямую (в современных координатах) полярность и в целом соответствует направлению современного магнитного поля в точке отбора. Высокотемпературная компонента (А) имеет две полярности и отлична по направлению от современного поля. При значительном перекрытии спектров (сохранения низкотемпературной компоненты почти до конца терморазмагничивания), компоненты не разделяются, в таких случаях для определения направления компоненты А использовался метод пересечения кругов перемагничивания.

Средние направления компоненты А приведены в табл. 6.5. Для комплекса “дайка в дайке” установлены как прямая, так и обратная магнитные полярности компоненты А. В породах комплекса разноориентированных даек и силлов и даек верхнемонокской свиты, перекрывающей разноориентированные дайки и силлы, присутствует только обратная полярность. Следует отметить, что обратной полярностью в комплексе параллельных даек обладают в основном слабомагнитные образцы, отличающиеся по составу от сильномагнитных. Различия в величинах скалярных магнитных параметров и направлениях высокотемпературной компоненты примерно на 180° по дуге большого круга (прямая и обратная полярности) пород даек подтверждает сделанный ранее вывод о существовании различных генераций этих тел [Симонов, Буслов и др., 1994; Meteolkin et al., 1997].

Средние направления по всем изученным объектам хорошо согласуются между собой. Различные модификации теста складки, поставленные на уровне объектов, свидетельствуют о доскладчатой природе компоненты А. Таким образом, наиболее вероятно, что выделенная в результате ступенчатого терморазмагничивания компонента А близка к первичной и образовалась в момент внедрения даек.

Сходным с направлением компоненты А Северо-Саянских офиолитов является палеомагнитное направление высокотемпературной компоненты, полученное для офиолитов Куртушубы:  $Dec = 328^\circ$ ,  $Inc = 9^\circ$ ,  $\alpha_{95} = 8^\circ$  [Печерский, Диденко, 1995]. Склонения для этих объектов практически совпадают, а наклонения различаются на 15–20° (табл. 6.5).

Тем не менее, все остальные определения для нижнего кембрия юго-западного обрамления Сибирской платформы не согласуются с направлениями Северо-Саянских и Куртушибинских офиолитов. Такие расхождения могут свидетельствовать о том, что офиолиты Западного Саяна обла-

дали общей геологической историей, несколько отличной от истории офиолитов соседних регионов (Тува и Горный Алтай). Вероятно, эти отличия приобретены офиолитами Западного Саяна на стадии их формирования в энзиматической островодужной системе [Симонов и др., 1994a; Meteolkin et al., 1997].

**Горный Алтай (Курайский, Чаган-Узунский, Баратальский массивы).** В результате детальной Т-чистки в породах почти всех изученных объектов выделены две компоненты  $J_{nt}$ : 1. Компонента Б выделяется во многих образцах коллекции при относительно низких температурах (главным образом до 350 °С). В равной степени присутствуют образцы как прямой (положительное наклонение в современных координатах), так и обратной полярности. Более того, есть отдельные объекты, где встречаются и прямое, и обратное направления компоненты Б, различающиеся приблизительно на 180° по дуге большого круга (обр. М-1-8; руч. Мештуярык, см. рис. 6.3). Благодаря разному залеганию пород уверенно определяется синскладчатая природа компоненты Б (табл. 6.5). Ее происхождение, видимо, подобно происхождению компоненты Б пород Карашатского массива, а образование растянуто во времени от доскладчатого до послескладчатого. 2. Компонента А прямой и обратной полярности фиксируется при высоких температурах и далеко не во всех образцах. Направления этой компоненты для большинства изученных объектов весьма близки, а тест складки свидетельствует в пользу доскладчатой ее природы во всех объектах, кроме обр. Т-1-16, где образование компоненты А, вероятно, относится к самой ранней фазе складчатости (табл. 6.5).

В гальках конгломератов Ануйско-Чуйского преддугового прогиба (Баратальский массив) также обнаружена компонента А доскладчатого происхождения. С учетом различий в геодинамических обстановках формирования изученных объектов и их разновозрастности наиболее вероятным представляется, что компонента А южных объектов Горного Алтая является преимущественно метахронной и соответствует более позднему процессу коллизии, ближе к среднему кембрию. Среднее направление ( $Dec_a=148^\circ$  и  $Inc_a=-23^\circ$ ) этой компоненты близко палеомагнитным направлениям объектов венд-кембрийского возраста, рассмотренных выше. Современное простираие даек параллельного комплекса Курайского массива равно 143°, направление палеомеридиана – 148°, отсюда следует, что древнее простираие даек было субмеридиональным (355°).

Формирование этого массива происходило в приэкваториальных широтах Южного полушария. Примерно на этих же широтах формировались породы Чаган-Узунского и Баратальского массивов (табл. 6.5). Палеосклонение у двух последних объектов несколько отличается от палеосклонения пород Курайского массива (на 20–30°; табл. 6.5), что, вероятно, связано с относительными разво-

ротами этих блоков во время обдукции на край Сибирского палеоконтинента.

**Северный Алтай (Бийский и Катунский массивы).** В образцах этих участков присутствует низкотемпературная компонента, связанная с пирротином ( $T_c < 320^\circ\text{C}$ ), и высокотемпературная компонента. По направлению в древней системе координат обе компоненты похожи на компоненту А (табл. 6.5). Тест складки показывает, что низкотемпературная компонента – доскладчатая, высокотемпературная – синскладчатая ( $K_{max}=60\%$ ). При этом, направление первой низкотемпературной компоненты ( $Dec_a=102^\circ$ ,  $Inc_a=-31^\circ$ ) близко доскладчатому направлению А пород Баратальского массива (обр. АТ-1-4,  $Dec_a=113^\circ$ ,  $Inc_a=-27^\circ$ ), а направление второй высокотемпературной компоненты ( $Dec_a=172^\circ$ ,  $Inc_a=-9^\circ$ ) сходно с направлением компоненты А участка “Тыдтуярык” Курайского массива в Горном Алтае (обр. Т-1-16,  $Dec_a=187^\circ$ ,  $Inc_a=-11^\circ$ ), образованной в начале складчатости (табл. 6.5).

Таким образом, компонента А намагниченности венд-кембрийских офиолитовых массивов Горного Алтая отражает отдельные моменты истории развития Горно-Алтайской островной дуги от начала субдукции до формирования зрелой островной дуги. Видимо, наиболее близким первичному направлению является направление, выделенное методом пересечения кругов перемагничивания в ходе Т-чистки ( $Dec_a=133^\circ$ ,  $Inc_a=-22^\circ$ ,  $\alpha_{95}=22^\circ$ ) (табл. 6.5), показывающее, что дуга формировалась на  $11 \pm 11^\circ$  ю.ш.

**Кузнецкий Алатау (Среднетерсинский массив).** В большинстве исследованных образцов присутствует низкотемпературная компонента  $J_p$ , связанная, вероятно, с пирротином ( $T_c \leq 320^\circ\text{C}$ ). Ее направление сходно с направлением компоненты Б вышерассмотренных офиолитовых массивов Алтае-Саянской области (табл. 6.5). Температурные превращения пирротина существенно осложняют процесс Т-чистки при высоких температурах. Тем не менее, для двух имеющихся в регионе систем даек получены сходные палеомагнитные направления. В обоих случаях присутствуют образцы с прямой и с обратной магнитной полярностью. Среднее направление по двум дайковым сериям Среднетерсинского массива соответствует компоненте А:  $Dec_a=158^\circ$ ,  $Inc_a=-18^\circ$ . Простираие даек в современной системе координат – субмеридиональное ( $\sim 10^\circ$ ), соответственно, в древней системе оно составляло около 30°.

### 6.5.3. Результаты палеомагнитных исследований

Палеомагнитные направления изученных венд-нижнекембрийских офиолитовых массивов Алтае-Саянской области образуют три группы.

Первая – наиболее близкие к первичным доскладчатые направления, среднее  $Dec_a=139^\circ$ ,  $Inc_a=-16^\circ$ ,

$K_a=17.9$  ( $K_c=2.3$ ),  $\alpha_{95}=13.5^\circ$  (табл. 6.5). Близость этого палеомагнитного направления к рассчитанному с кембрийских палеомагнитных полюсов Сибирского континента [Печерский, Диденко, 1995] позволяет отнести их к направлению прямой магнитной полярности. Соответственно, средняя палеоширота их образования составляет  $8^\circ$  ю.ш. и варьирует от участка к участку от  $-14^\circ$  до  $+4^\circ$  (табл. 6.5). Древнее простираение даек этих комплексов в среднем близко субмеридиональному.

Вторую группу направлений составляют доскладчатые и близкие к началу складчатости метакхронные намагниченности. Их среднее палеомагнитное направление  $Dec_a=168^\circ$ ,  $Inc_a=-18^\circ$ ,  $psh=-9^\circ$ ,  $K_a=17.1$ ,  $\alpha_{95}=14^\circ$  (табл. 6.5). Это направление показывает, что палеоширота изученных массивов на момент приобретения этой компоненты намагниченности существенно не изменилась и что здесь сохранились те же приэкваториальные широты. К концу раннего кембрия весь регион испытал вращение против часовой стрелки примерно на  $80^\circ$ .

Третью группу составляют метакхронные намагниченности, близкие послескладчатой, среднее  $Dec_c=216^\circ$ ,  $Inc_c=-30^\circ$ ,  $K_c=44.5$ ,  $\alpha_{95}=12.1^\circ$  (табл. 6.5). Судя по времени приобретения и относительно сходимости с Сибирским позднепалеозойским направлением обратной полярности, эта метакхронная намагниченность является результатом позднепалеозойского перемагничивания.

Приведенные средние палеомагнитные направления офиолитов Алтае-Саянской области позволяют восстановить следующую последовательность событий: на момент магматического формирования офиолитов палеоширота составляла в среднем  $11^\circ$  ю.ш.; в раннем кембрии разные блоки региона вращались против часовой стрелки от нуля до  $80^\circ$ , оставаясь, в среднем, на тех же приэкваториальных широтах; ко времени средне-позднепалеозойского перемагничивания район испытал вращение по часовой стрелке более  $100^\circ$ , что согласуется с вращением Сибирского палеоконтинента, и оказался в тропических широтах Северного полушария.

## 6.6. Геодинамические аспекты формирования палеоспрединовых комплексов Алтае-Саянской области

В результате комплексных геологических, петролого-геохимических и палеомагнитных исследований офиолитов Алтае-Саянской покровно-складчатой области удалось выяснить особенности палеогеодинамических обстановок развития спрединговых процессов в структурах Палеоазиатского океана. Установлено, что они формировались в различных палеогеодинамических обстановках: срединно-океанических хребтов, островных дуг, задуговых бассейнов и рифтогенных структур

красноморского типа. Основные этапы развития этой области сводятся к следующему.

**Офиолиты Горного Алтая (поздний венд – ранний кембрий).** Они формировались в палеогеодинамических условиях рассеянного спрединга примитивной островодужной системы (Курайские офиолиты) на океанической литосфере (Чаганузунские офиолиты). Палеоширота образования Курайских и Чаганузунских офиолитов составляла  $10-15^\circ$  ю.ш., простираение этой островодужной системы, исходя из восстановленного палеопростираения даек параллельного комплекса Курайского массива, было субмеридиональным.

**Офиолиты Кузнецкого Алатау (ранний кембрий).** Они формировались над зонами субдукции в условиях островодужных систем Палеоазиатского океана. Толетитовые серии, положившие начало образованию палеоостроводужной системы, по мере ее развития сменялись известково-щелочными. Раскол островной дуги и начало формирования задугового бассейна фиксируются появлением субщелочных дайковых комплексов (породы типа АВВВ), сменяемых при дальнейшем развитии бассейна базальтами типа ВВВВ. Палеоширота формирования Среднетерсинского массива составляла около  $9^\circ$  ю.ш. Простираение этой зрелой островодужной системы, исходя из восстановленного палеопростираения двух дайковых комплексов, было субмеридиональным ( $10^\circ$ ). Вероятно, Среднетерсинская островная дуга формировалась севернее Курайской энзиматической дуги.

**Офиолиты Западного Саяна (венд – ранний кембрий).** Палеоспрединовые комплексы из офиолитов Западного Саяна формировались в палеогеодинамических условиях зарождения субдукции и начала формирования примитивных островных дуг на океанической литосфере (типа Идзу-Бонинской, Тонга, Марианской). Этот вывод обосновывается существованием многофазного дайкового комплекса, представленного продуктами концентрированного спрединга, переходящими в комплексы рассеянного спрединга. Смена палеогеодинамической обстановки срединно-океанического хребта островодужной привела к изменению петрогеохимических характеристик пород офиолитов Куртушубинского массива от NMORB-типа до бонинитов. Полученное палеомагнитное направление для этого комплекса не подкреплено прямыми тестами палеомагнитной надежности, но по его сходимости с другими палеомагнитными направлениями Алтае-Саянского региона, мы полагаем, что офиолиты Куртушубинского массива формировались на  $4-5^\circ$  с.ш.(?).

**Офиолиты Западной Тувы (венд – кембрий).** Полученные данные свидетельствуют о формировании палеоспрединовых комплексов офиолитов Западной Тувы в геодинамических условиях междугового и/или задугового рассеянного спрединга. Образование пород офиолитов Шатского массива проходило на  $10^\circ$  ю.ш., вероятно, несколько севернее офиолитов Курайского хребта Горного

Алтая. Простираие энсиматической дуги было северо-западным, и если предположить одновременное формирование офиолитов Курайского и Шатского массивов, то, следовательно, эта дуга сменила простираие с субмеридиального на северо-западное.

**Офиолиты Южной Тувы (ранний кембрий).** Полученные данные свидетельствуют о формировании офиолитов Южной Тувы в ходе спрединга при расколе древнего континентального блока и начальных стадиях развития океанического бас-

сейна. В этом процессе участвовали высокотитанистые глубинные магматические системы, сменявшиеся по мере раскрытия рифтогенного бассейна нормальными океаническими расплавами NMORB-типа. Можно предположить, что геодинамическая ситуация была близка таковой бассейнов красноморского типа и офиолитов Тихама-Азир. Палеомагнитные данные свидетельствуют о формировании офиолитов Карашатского массива на 6–8° ю.ш. в субмеридиональной зоне палеоспрединга.

## Глава 7

# Палеоспрединовые комплексы Монголии

Офиолитовые массивы Монголии, располагающиеся в восточной части Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса, представлены как древними венд-кембрийскими комплексами (каледонидами), так и более молодыми – девонскими и каменноугольными (герцинидами и индосинидами). Первые располагаются, в основном, в пределах Озерной зоны на западе Монголии, вторые – на территории Гобийского Алтая на юге Монголии (рис. 7.1).

В Озерной зоне Северо-Западной Монголии, представленной венд-кембрийскими отложениями, изучены крупные офиолитовые массивы: Хан-Тайшири и Наран (рис. 7.2). В пределах юго-западного края Хангайского прогиба, сложенного терригенными толщами ранне-среднепалеозойского возраста, исследовался Баян-Хонгорский офиолитовый массив (рис. 7.1).

Впервые комплексы пород, входящие в состав каледонских офиолитов хребта Хан-Тайширин описаны в 1959 г. К.С. Диваковым, И.И. Волчком и Ю.А. Кудрявцевым [Леснов, 1982]. Позднее восточная часть офиолитов была выделена и ис-

следовалась в качестве самостоятельного Наранского плутона [Агафонов и др., 1978; Леснов, 1979, 1982; Пинус, Леснов и др., 1979; Пинус и др., 1984]. Западная часть ассоциации (массив Хан-Тайшири) рассматривалась другими исследователями в качестве реликтов древней океанической коры [Зоненшайн, 1977; Зоненшайн, Кузьмин, 1978; Зоненшайн и др., 1985; Кепежинкас и др., 1985; Кузьмин, 1985; Кузьмин, Конусова, 1982].

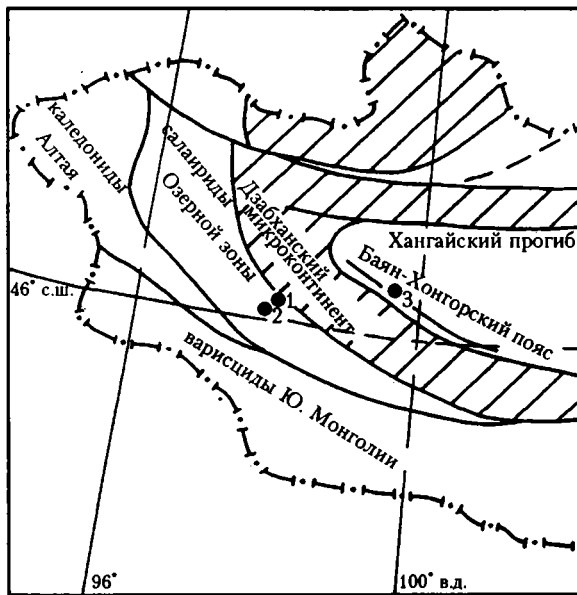
Баян-Хонгорский офиолитовый пояс, находящийся к востоку от Дзабханского микроконтинента, относится к числу наиболее детально изученных объектов Монголии [Дергунов, 1989; Дергунов и др., 1997; Коптева и др., 1984; Перфильев, Херасков, 1980; Рязанцев, 1994; Тектоника Монгольской Народной Республики, 1974; Томурто-го, 1989].

Каледонские структуры Монголии с юга и докембрийский фундамент Северо-Китайской плиты с севера обрамляют варисский складчатый пояс, который протягивается более чем на 2000 км от Хингана на востоке до Джунгарии на западе (рис. 7.3). Варисциды Южной Монголии формировались в рифтогенном бассейне с ордовика до карбона [Енжин, 1983; Руженцев, 1985; Руженцев и др., 1987, 1989, 1991; Руженцев, Бадарч, 1989]. Бассейн закрылся в позднем палеозое в результате коллизии Северо-Китайской плиты с каледонским обрамлением Сибири. Палеоспрединовые комплексы офиолитовых ассоциаций Монголии детально изучались авторами в 1987–1989, 1998 гг.

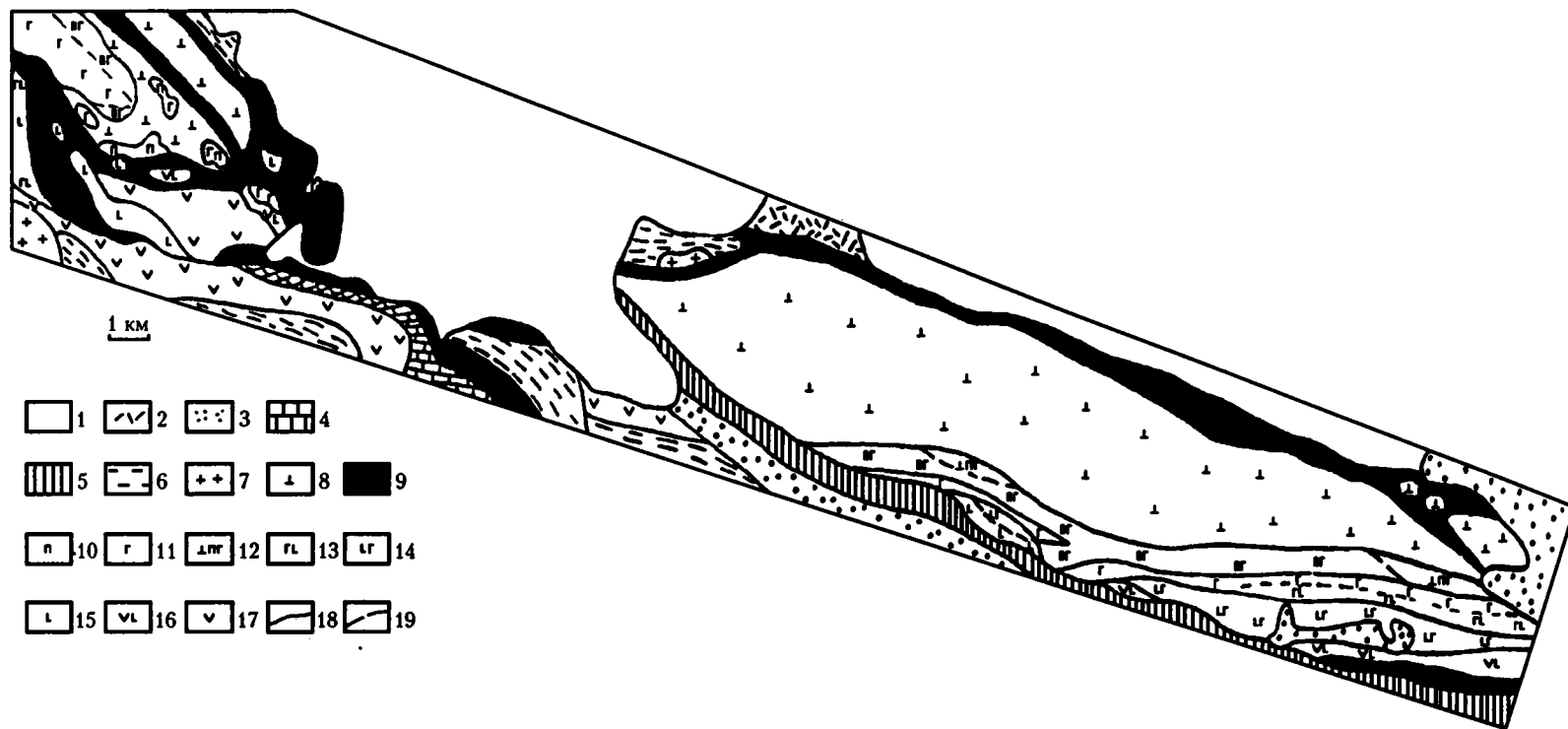
## 7.1. Хан-Тайширские офиолиты

### 7.1.1. Геологическая характеристика

Массив расположен в пределах северного склона хребта Хантайширин-Ула (северные отроги Гобийского Алтая), относящегося к салаиридам Озерной складчатой системы Монголии. В современной структуре на севере они граничат с Дзабханским докембрийским континентом, на юге – с варисцидами Гобийского Алтая (рис. 7.1). Хан-Тайширские офиолиты характеризуются полным разрезом: гипербазиты, полосчатый комплекс, габбро, дайковые серии [Зоненшайн, Кузьмин, 1978; Перфильев, Херасков, 1980; Кепежинкас и др., 1987;

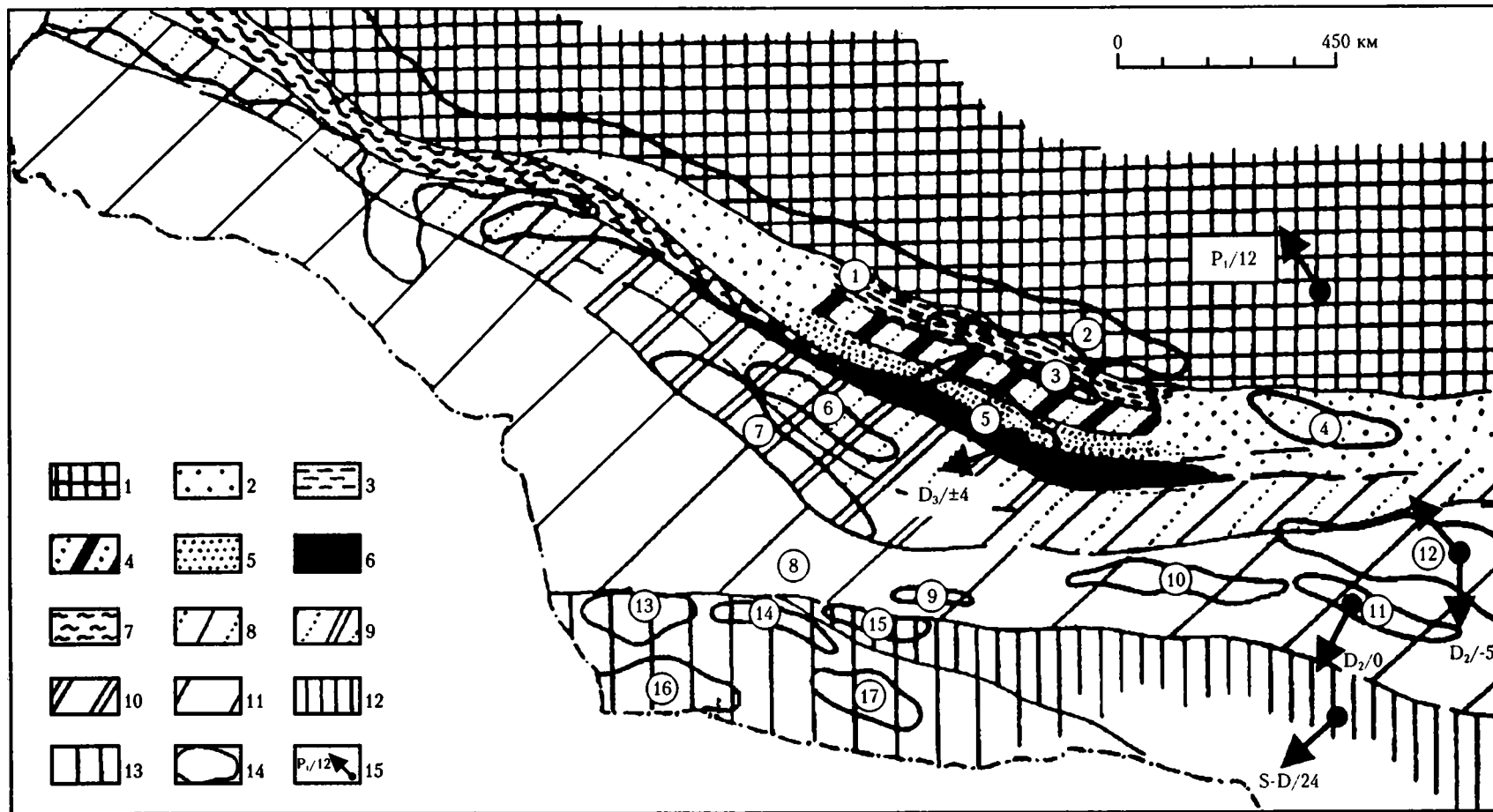


**Рис. 7.1.** Схема тектонического районирования Западной Монголии  
Объекты исследований: 1 – Хан-Тайшири; 2 – Наран; 3 – Баян-Хонгор



**Рис. 7.2.** Схема геологического строения офиолитовых массивов Хан-Тайшири и Наран (хребет Хан-Тайширин). Составлена В.А. Симоновым на основе совместных с Ф.П. Лесновым экспедиционных работ и с использованием данных: [Зоненшайн и др., 1985; Кузьмин, 1985; Пинус и др., 1984]

1 – четвертичные отложения; 2 – порфириды (D); 3 – песчаники, конгломераты, сланцы; 4 – известняки; 5 – известняки с лиственитами и метаморфическими сланцами; 6 – метаморфические сланцы; 7 – гранитоиды; 8 – массивные перидотиты, дуниты; 9 – интенсивно тектонизированные гипербазиты (серпентиниты); 10 – пироксениты; 11 – габброиды; 12 – расслоенный дунит-пироксенит-габброидный комплекс; 13 – габбро с дайками; 14 – комплекс параллельных даек со скринами габбро; 15 – комплекс типа “дайка в дайке”; 16 – пиллоу-лавы с дайками; 17 – эффузивы; 18 – геологические границы; 19 – зоны постепенных переходов



**Рис. 7.3.** Схема тектонической зональности Юго-Западной Монголии по: [Руженцев и др., 1987] с указанием палеомагнитных направлений

1 – каледониды Западной и Центральной Монголии; 2–13 – варискиды Южной Монголии: 2–7 – Гоби-Алтайская зона (2 – Гоби-Алтайская зона, нерасчлененная, 3 – Баянгобийская, 4 – Баянлегская, 5 – Баянцаганская, 6 – Джинсетская подзоны, 7 – Целский метаморфический комплекс), 8–10 – Эндрэнгийская зона (8 – Эндрэнгийская зона, нерасчлененная, 9 – Хувинхаринская и 10 – Эйдрэнгийннуринская подзоны, 11 – Заалайская зона, 12, 13 – Гоби-Тянь-Шаньская (Южно-Гобийская) зона (12 – Эхингольская и 13 – Тумуртинская подзоны); 14 – контуры некоторых горных массивов; 15 – направление палеомагнитного склонения (в числителе – возраст намагниченности, в знаменателе – палеоширота, °).

Цифрами на схеме обозначены: 1, 2 – Гобийский Алтай (1 – Баян-Цаган, 2 – Ихэ-Богдо), 3 – Харын-Шандын-Нуру, 4 – Арц-Богдо, 5 – Джинст, 6 – Сомон-Хайран, 7 – Эдрэнгийн-Нуру, 8 – выходы серпентинитового меланжа в Заалайской Гоби, 9 – Онгон-Улан-Ула, 10 – Немегт-Сеурей, 11 – Дзолен, 12 – Гурван-Сайхан, 13 – Атас-Богдо, 14 – Тумуртинский хребет, 15 – Эхингольские горы, 16 – Норан-Себестин-Нуру, 17 – Цаган-Богдо



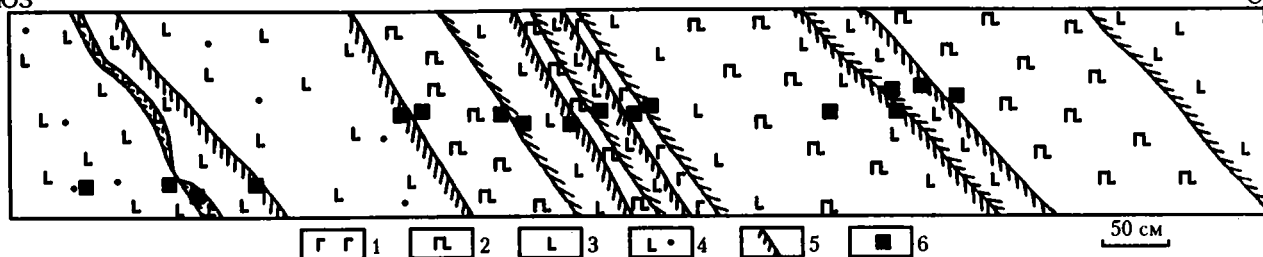


Рис. 7.4. Схема строения фрагмента разреза комплекса типа "дайка в дайке" в Хан-Тайширских офиолитах

1 – мелкозернистое габбро; 2 – габбро-диабазы; 3 – диабазы; 4 – порфириды с преимущественно пироксеновыми включениями; 5 – зоны закалки; 6 – точки отбора образцов

Руженцев, Бурашников, 1995]. Вулканогенные образования представлены толентовыми базальтами, бонинитами, андезито-базальтами, риолитами и их эпикластами. Присутствуют линзы яшм и биогермных известняков. Все эти образования объединились в хантайширскую свиту ( $\epsilon_1$ ), которая сложно дислоцирована и трансгрессивно перекрыта известняками ( $\epsilon_{1b}$ ) [Маркова, 1975].

Авторами изучен офиолитовый разрез, расположенный в 2–5 км юго-восточнее развалин монастыря Хан-Тайшири-Хуре.

В центральной части массива преобладают серпентинизированные верлиты, дуниты и пироксениты, слагающие линзовидные горизонты. В верхней части разреза появляются плагиоклазовые пироксениты и меланократовое габбро, в самых верхах – тела пироксен-роговообманкового габбро, нередко с кварцем. Габбро связаны с пироксенитами постепенными переходами. В основном это среднекристаллические породы, состоящие более чем наполовину из плагиоклаза. Общая мощность габбро-пироксенитового слоя примерно 1 км. Габбро-пироксениты прорваны многочисленными дайками, имеющими простирания  $50\text{--}80^\circ$  и угол падения, близкий к вертикальному. Они дискордантны по отношению к расслоенности габбрового комплекса. Внедрение даек в габбро-пироксениты произошло после первого этапа деформаций последних.

Верхние части офиолитовой ассоциации обнажаются в пластине, расположенной в южной части массива. Здесь Л.П. Зоненшайном и М.И. Кузьминым впервые описан комплекс типа "дайка в дайке", имеющий крутые падения в северо-восточных румбах [1978]. Наши исследования показали, что дайковый комплекс состоит из двух, различающихся по залеганию серий: первая имеет простирание  $350^\circ$ , вторая, прорывающая первую, –  $50\text{--}70^\circ$ . Выше дайкового горизонта располагаются пиллоу-лавы, хотя прямых соотношений между ними нами не наблюдалось. Общая мощность горизонта даек и лав составляет более 1 км. На подушечных лавах согласно залегают кремнисто-туфогенные отложения хантайширской свиты –  $\epsilon_1$  [Маркова, 1975; Зоненшайн, Кузьмин, 1978].

Совокупность пород и образований в отдельных тектонических блоках и пластинах в пределах

массива Хан-Тайшири позволяет реконструировать полный разрез офиолитовой ассоциации: серпентинизированные гипербазиты, расслоенный комплекс, изотропное габбро, дайково-силловая серия, подушечные лавы и перекрывающие их кремнисто-туфитовые отложения. Характерной особенностью офиолитов Хан-Тайшири является присутствие пород бонинитовой серии [Кебезинский и др., 1987; Симонов, 1993].

Наши исследования палеоспредиговых дайковых комплексов в Хан-Тайширских офиолитах показали, что основная часть дайковых тел наклонена до  $45^\circ$  к северо-востоку (рис. 7.4). Скрины крупнокристаллических интрузивных габбро встречаются редко. Мелкозернистые габброиды между дайками диабазов представляют другие, более крупные по размерам, дайковые тела с зонами закалки. При детальном анализе оказалось возможным выделить как минимум три генерации даек: наиболее древние, сложенные мелкозернистыми габброидами и габбро-диабазами; диабазовые порфириды; мало мощные жилообразные диабазовые дайки, которые формируются последними. Такие дайковые серии пространственно разобщены и формируют отдельные рои шириной в первые десятки, реже сотни метров. Только в центральных частях этих роев наблюдаются типичные комплексы "дайка в дайке".

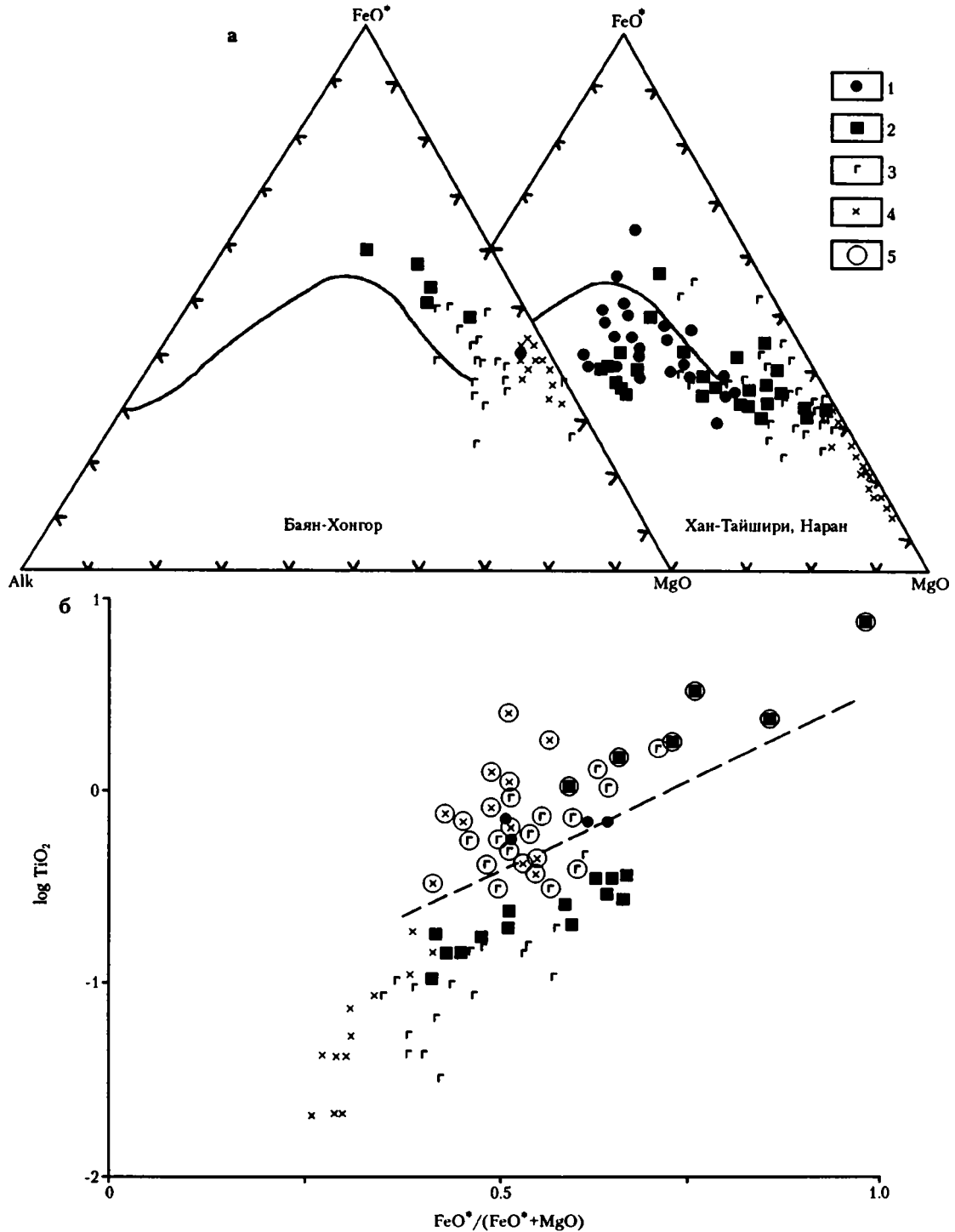
Наблюдения в пределах слабдеформированных блоков позволили установить, что данные комплексы были первично разноориентированными, нередко образуя взаимноперпендикулярные системы. По имеющимся данным можно предположить, что их образование происходило практически одновременно из разноориентированных магмоподводящих трещин. В ряде обнажений, где дайковые серии перекрываются вулканогенно-кремнистыми образованиями, по соотношениям элементов слоистости осадков и простирания контактов даек установлено, что часть дайковых тел первично являлись вложенными друг в друга пластовыми телами, построенными по принципу "силл в силле".

Особенности строения палеоспредиговых комплексов Хан-Тайшири указывают, что офиолиты формировались в геодинамической обстановке рассеянного спрединга.

### 7.1.2. Петролого-геохимические особенности магматических пород

Петрохимические данные предыдущих исследований [Зоненшайн, Кузьмин, 1978; Изох

и др., 1990; Kerezhinskas, Kerezhinskas, 1991] свидетельствуют о различных трендах дифференциации для габбро-пироксенитов, с одной стороны, и даек и лав – с другой. Точки первых на диаграмме AFM следуют толеито-



**Рис. 7.5.** Диаграммы AFM (а),  $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO}) - \text{TiO}_2$  (б) для составов магматических пород офиолитов Баян-Хонгора, Хан-Тайшири и Нарана по данным: [Зоненшайн, Кузьмин, 1978; Изох и др., 1990; Kerezhinskas, Kerezhinskas, 1991]

1 – базальты и андезитово-базальты лав; 2 – диабазы даек; 3 – габбро, габбро-пироксениты; 4 – серпентинизированные перidotиты; 5 – образцы из офиолитов Баян-Хонгора

Таблица 7.1. Химический состав пород палеосрединного комплекса офиолитов Хан-Тайшири, мас. %

№ п/п	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
1	x-71-1a	53	0.17	9.54	6	2.5	0.16	15.4	7.3	0.19	0.01	0.03	5.4	99.70
2	x-71-2	64.5	0.2	11.4	3.4	2.2	0.13	6.4	6.4	3.14	0.4	0.03	1.6	99.80
3	x-71-3	58.2	0.36	12.7	3.7	2.7	0.11	8.3	9.2	2.33	0.25	0.03	2.6	100.48
4	x-71-4	46.6	0.05	20.2	3.1	1.7	0.1	9.2	15.5	0.36	0.01	0.03	3.1	100.04
5	x-71-5	56.7	0.26	13.9	4	3.2	0.14	7.7	8	2.55	0.48	0.03	2.7	99.66
6	x-71-6	57.2	0.23	13.2	4.2	2.9	0.14	8.3	7.7	2.46	0.57	0.03	2.6	99.62
7	x-71-7	51	0.17	9.5	6	2.4	0.19	17.2	7.2	1.58	0.07	0.03	4.8	100.26
8	x-71-8	47.8	0.2	9.7	6.4	2.6	0.23	18.8	7.3	1.38	0.05	0.03	5.4	99.89
9	x-71-9	63.6	0.23	10.6	4.7	1.4	0.14	7.5	6	2.84	0.42	0.03	2.1	99.56
10	x-71-10	50.8	0.2	10	6.2	2.9	0.2	16.8	5.2	0.68	0.03	0.03	6.8	99.84
11	x-71-11	56.7	0.23	13.7	4.4	3	0.16	9.1	6.9	3.03	0.35	0.03	1.75	99.35
12	x-71-12	58.5	0.26	13.5	4	2.5	0.12	7.3	7.3	3.23	0.78	0.03	2	99.52
13	x-71-13	59.5	0.23	14.4	3.6	2.4	0.11	6.6	7.7	2.41	1.16	0.03	2.3	100.44
14	x-71-14	59.4	0.24	13.5	4.6	2	0.11	6.8	6.4	3.98	0.29	0.03	2.2	99.55
15	x-71-15	53.6	0.18	11.5	5.5	2.4	0.17	12.8	6.3	3.28	0.09	0.03	3.4	99.25
16	x-71-16	57.8	0.21	12.7	5.1	2.1	0.14	8.8	7.1	3.33	0.37	0.03	2.4	100.08
17	x-71-17	57.4	0.24	12.8	4.4	2.9	0.17	8.4	8.2	2.68	0.47	0.03	2.5	100.19
18	x-71-186	51.5	0.15	9.1	6.1	2.2	0.16	17.2	7.1	0.24	0.35	0.03	5.9	100.03

Примечание. 1–18 – породы комплекса типа “дайка в дайке” (рис. 7.4.). Состав определен атомно-абсорбционным и количественным спектральными методами анализа (ОИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

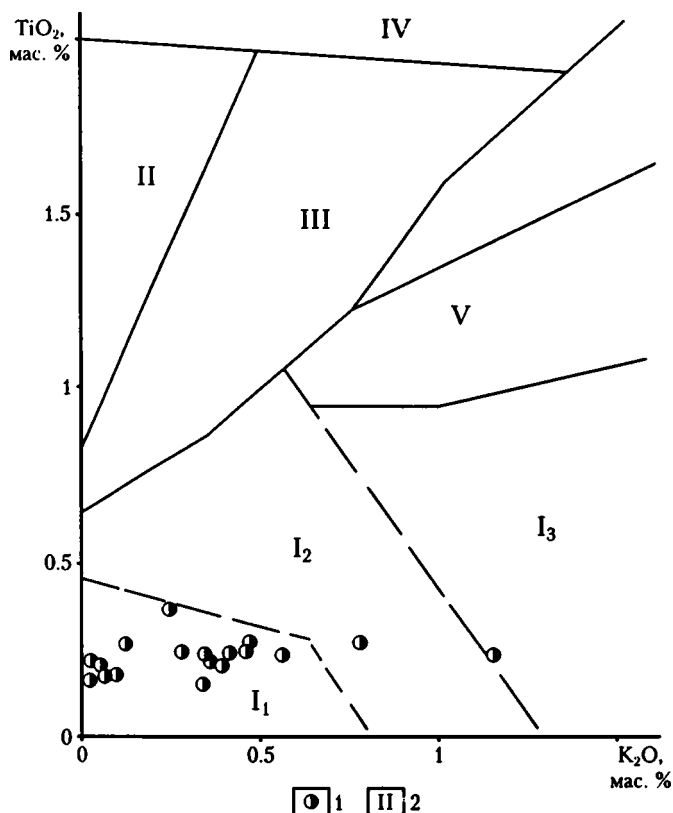
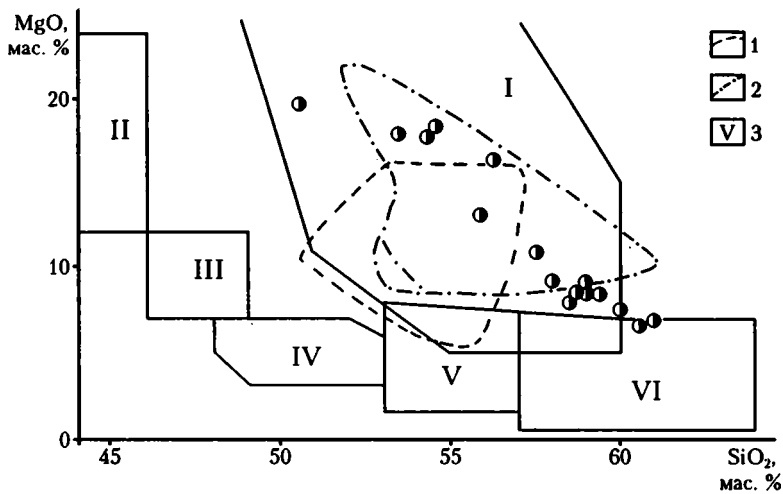


Рис. 7.6. Диаграмма TiO<sub>2</sub>–K<sub>2</sub>O для составов пород из дайковых комплексов Хан-Тайширских офиолитов

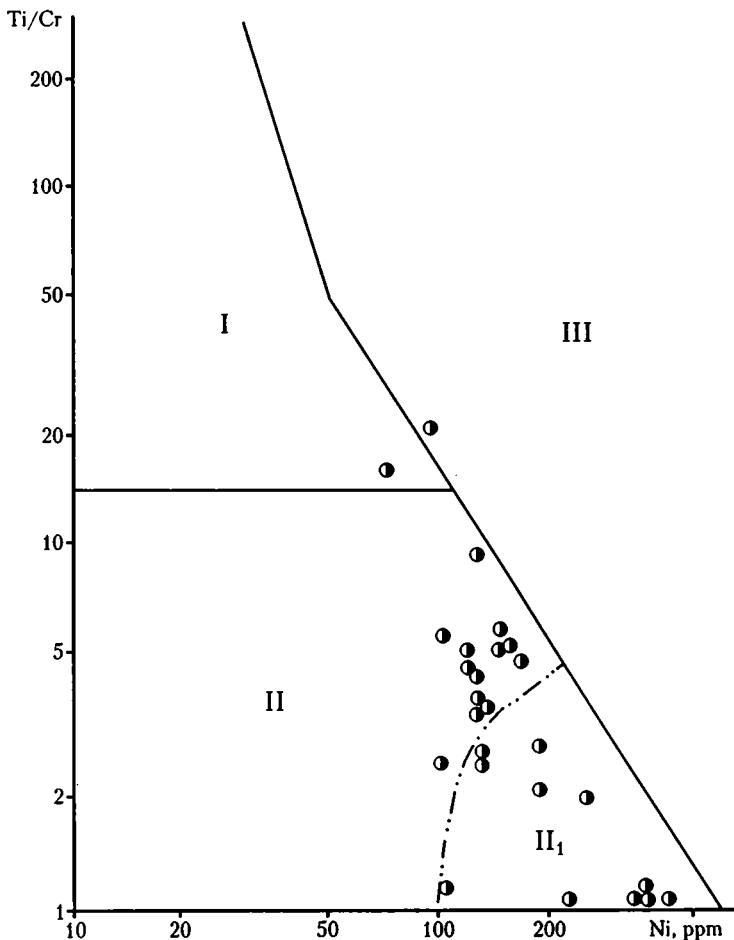
1 – породы дайкового комплекса Хан-Тайширских офиолитов; 2 – поля пород (построены с использованием данных: [Миронов, 1990]): I – островодужные ассоциации (I<sub>1</sub> – бониниты, I<sub>2</sub> – толенты, I<sub>3</sub> – известково-щелочные серии), II – срединно-океанические (NMORB), III – обогащенные срединно-океанические (EMORB) и задуговых бассейнов (BABB), IV – океанические внутриплитные острова, V – известково-щелочные островодужные и обогащенные задуговых бассейнов (ABABB)



**Рис. 7.7.** Диаграмма  $MgO-SiO_2$  для составов пород из дайковых комплексов Хан-Тайширских офиолитов. Построена с использованием данных: [Симонов, Добрецов, Буслов, 1994]

1, 2 – поля бонинитов: 1 – из офиолитов Горного Алтая, 2 – из офиолитов Восточного Саяна (по данным: [Добрецов и др., 1985, 1986]); 3 – поля составов пород: I – бониниты западной части Тихого океана, II – пикробазальты, III – оливиновые базальты, IV – базальты, V – андезито-базальты, VI – андезиты.

Остальные условные обозначения см. на рис. 7.6



**Рис. 7.8.** Диаграмма  $Ti/Cr-Ni$  для составов пород из дайковых комплексов Хан-Тайширских офиолитов. Построена с использованием материалов: [Кепежинский и др., 1987; Симонов, 1993; Симонов, Добрецов, Буслов, 1994; Vercalova et al., 1983].

I-III: I – умеренно титанистые островодужные серии, II – низкотитанистые островодужные серии (II<sub>1</sub> – бониниты), III – высокотитанистые серии срединно-океанических хребтов, задуговых бассейнов и т.п.

Остальные условные обозначения см. на рис. 7.6

**Таблица 7.2.** Содержание редких элементов в породах палеоспрединовых комплексов офиолитов Нарана и Хан-Тайшири, г/т

№п/п	№ обр.	Cr	Ni	Co	Cu	Zn	Pb	V	Be	Ba	Sr	Li	Rb
<b>Офиолиты Наранского массива</b>													
1	н-64-1	190	44	10	2.7	14	42	100	1.1	13	106	2.3	1.1
2	н-64-2	160	42	20	2.8	18	48	220	1.2	15	65	3.1	1.1
3	н-64-3	220	50	16	4.2	20	3.2	200	1.6	13	85	3.6	2.2
4	н-64-4	330	70	10	8	12	7.8	176	1.3	сл.	126	1.3	1.1
5	н-64-5	270	61	22	5.6	20	27	300	1.5	60	140	3.7	2.8
6	н-64-6	400	82	21	16.5	28	3.3	350	1.6	43	120	5.5	1.4
7	н-64-7	200	57	23	6.4	22	2	380	1.4	31	130	3.9	1.6
8	н-64-9	280	76	21	10	24	24	250	1.4	56	140	3.6	3.2
9	н-64-11	410	100	16	10.5	22	10.1	300	1.5	62	136	2.9	3.2
10	н-64-12	42	28	14	10	27	8.2	260	1.3	56	145	3.7	2.9
11	н-64-13	22	33	30	14	46	500	250	1.5	33	110	2.9	3.2
12	н-64-15	30	27	22	9	30	60	280	1.6	113	123	3.6	1.8
13	н-64-16	35	44	30	13	23	37	265	1.1	46	135	3.1	4
14	н-64-18	180	47	36	18.3	32	7	280	1	71	100	3.1	3.2
15	н-64-19	20	30	34	11	27	51	370	1.3	49	110	6	2.2
16	н-64-21	130	47	33	3	18	9.9	260	1	сл.	70	2.9	2.5
17	н-64-22	310	70	31	10	13	7	330	1	сл.	200	2.3	1.54
18	н-64-8	480	100	16	9	16	7.2	220	1.6	64	110	2.6	3.6
19	н-64-10	40	39	13	8	25	10.8	270	1.3	47	120	2.3	1.6
<b>Хантайширские офиолиты</b>													
20	х-71-1а	1250	243	56	8.5	66	0.8	200	0.5	сл.	28	4.9	3.8
21	х-71-2	480	100	32	14.2	35	сл.	188	1.3	42	60	0.4	4.6
22	х-71-3	600	130	36	19	46	52	200	0.5	33	68	1	3.2
23	х-71-4	265	104	35	7	30	0.7	130	0.3	сл.	70	1	2.8
24	х-71-5	290	100	28	8	51	150	226	0.3	46	78	2.1	5.6
25	х-71-6	420	135	36	21	51	33	240	0.3	53	68	2.1	6.3
26	х-71-7	1100	356	53	8	90	0.4	210	0.4	сл.	16	4.7	3.9
27	х-71-8	1200	370	58	65	310	60	230	0.4	40	16	4.7	2.5
28	х-71-9	550	130	25	22	48	6	225	0.6	38	41	1	4.5
29	х-71-10	1300	420	56	13	134	3.3	180	0.4	33	8	5.5	1.8
30	х-71-11	320	116	32	22	56	–	240	0.5	33	50	2.3	2.8
31	х-71-12	500	130	33	9	29	13	230	0.4	64	65	1	7.7
32	х-71-13	350	120	31	14	57	70	230	0.3	71	56	0.8	9.8
33	х-71-14	550	131	76	12	35	24	210	0.3	45	65	1.7	4
34	х-71-15	820	260	44	13	70	11	170	0.3	сл.	16	3.9	1
35	х-71-16	850	190	32	17	38	102	220	0.2	35	50	2.1	3.6
36	х-71-17	410	125	33	14	44	14	230	0.1	62	75	2.9	5.6
37	х-71-18в	1400	350	52	7	72	4.4	210	0.4	сл.	30	5.2	1.8

*Примечание.* 1–19 – комплекс типа “дайка в дайке” офиолитов Наранского массива (рис. 7.11.): 1–17 – диабазы, габбро-диабазы, 18–19 – мелкозернистое дайковое габбро; 20–37 – комплекс типа “дайка в дайке” Хан-Тайширских офиолитов (рис. 7.4.). Содержание определено атомно-абсорбционным методом анализа (ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск).

вому тренду, вторых – известково-щелочному (рис. 7.5).

Петрохимический анализ показал, что по соотношению содержаний титана и калия практичес-

ки все точки составов пород палеоспрединовых дайковых комплексов Хан-Тайширских офиолитов располагаются в поле бонинитов западной части Тихого океана (табл. 7.1, рис. 7.6). На диаграмме

MgO-SiO<sub>2</sub> видно, что практически все точки составов пород дайковых комплексов Хан-Тайширских офиолитов располагаются также в поле бонинитов западной части Тихого океана (рис. 7.7). По очень высоким содержаниям MgO (до 20 %), сравнимым с пикробазальтами, породы дайкового комплекса Хан-Тайшири наиболее близки бонинитам из офиолитов Восточного Саяна и достаточно хорошо отличаются от бонинитов офиолитов Горного Алтая (рис. 7.7).

Соотношения Ti, Sr, Ni в породах комплекса "дайка в дайке" Хан-Тайширских офиолитов свидетельствуют об их близости продуктам современных островных дуг, располагаясь в полях бонинитов западной части Тихого океана и низкотитанистых островодужных серий (табл. 7.2, рис. 7.8).

Петрохимические и геохимические исследования пород дайковых комплексов Хан-Тайширских офиолитов показывают, что части из них присущи островодужные характеристики с преобладанием пород бонинитовых серий. Эти данные свидетельствуют о том, что палеоспрединовые комплексы хребта Хан-Тайширин формировались в надсубдукционных палеогеодинамических обстановках примитивных островных дуг типа Идзу-Бонинской, Тонга и Марианской.

### 7.1.3. Палеомагнитная и петромагнитная характеристики

Петромагнитные исследования показали, что величины естественной остаточной намагниченности ( $J_n$ ) и начальной магнитной восприимчивости ( $k$ ) закономерно растут от интрузивных пироксенитов и габбро до лав базальтов, отражая рост концентрации магнитных минералов. Так, у габбро-пироксенитов  $J_n=0.2-10$  мА/м и редко превышает 20–30 мА/м, отношение Кенигсбергера ( $Q_n$ ), как правило, близко 1. В породах даек и лав  $J_n=200-1000$  мА/м,  $Q_n>1$ , в базальтах встречаются величины  $J_n$  до 10 А/м и  $k>0.1$  ед. СИ. По данным термомангнитного анализа, магнитные свойства исследованных магматических пород обусловлены катион-дефицитным магнетитом и маггемитом, а кремнистых осадочных пород – как магнетитом, так и гематитом.

Все отобранные 118 образцов были подвергнуты ступенчатой (10–12 шагов) Т-чистке до 600–630 °С в экранированной печи. Примерно треть образцов пришлось забраковать из-за слабой магнитной стабильности или полного их перемагничивания по направлению современного геомагнитного поля. В оставшихся образцах удалось выделить две древние компоненты  $J_n$ : А и Б (табл. 7.3).

Компонента Б более характерна для образцов диабазов даек, базальтов лав и кремнистых осадков (рис. 7.9). У ряда образцов на диаграммах Зийдервельда выделяются линейные участки практически на всем интервале температурной чистки, доходящие иногда до полного размагни-

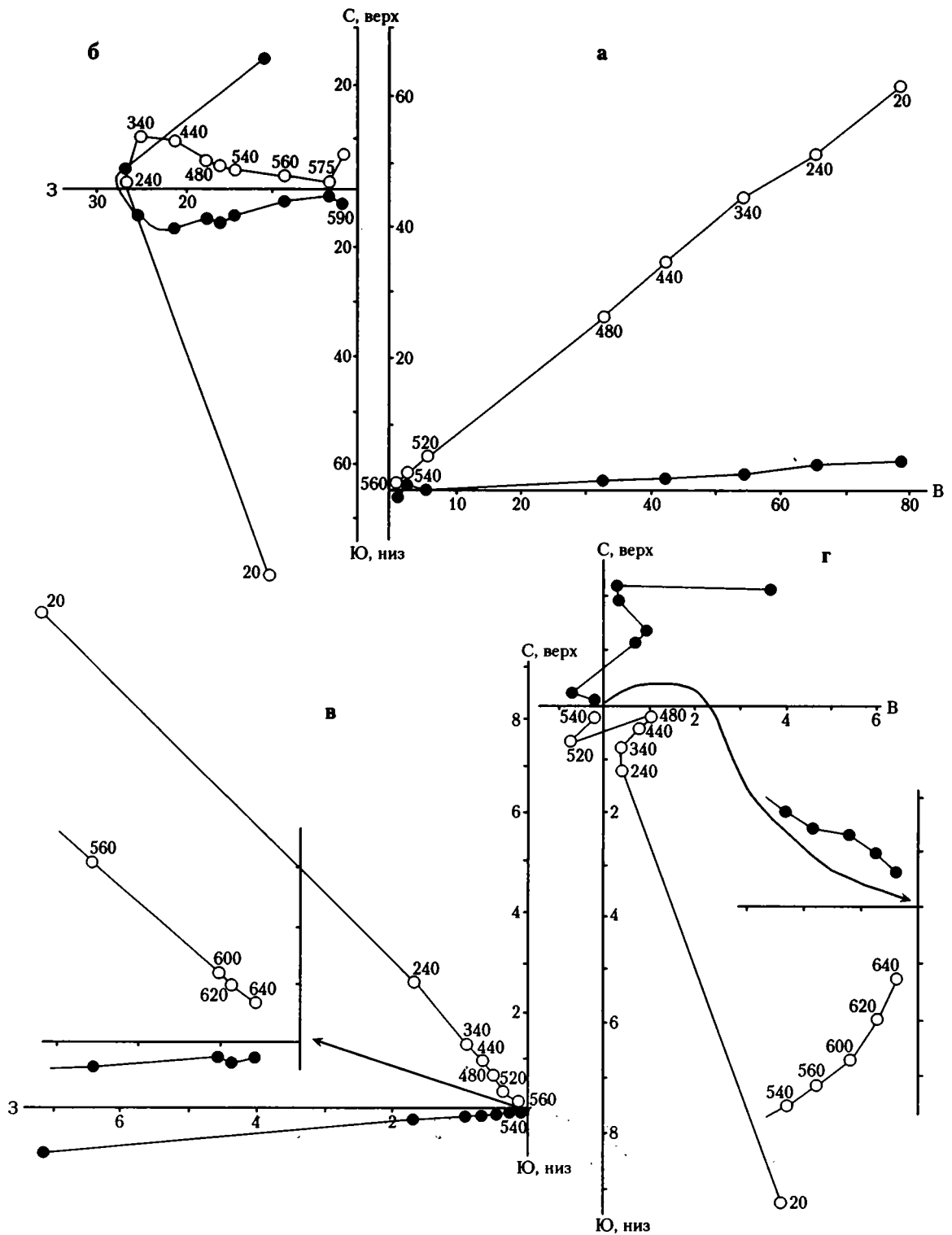
чивания (рис. 7.9). Компонента Б кремнистых осадков доскладчатая, так как кучность единичных направлений существенно выше в древней системе координат ( $K_a/K_c>3$ , при этом  $K_c<3$ , т.е. явно незначима). К остальным объектам даек и лав тест складки неприменим из-за их моноклиналиного залегания.

В  $J_n$  образцов габбро и пироксенитов, наряду с компонентой Б, выделяется в древней системе координат компонента А (табл. 7.3). У ряда образцов компонента А выделяется только после полного уничтожения компоненты Б (рис. 7.9, б). Компонента А выделена в  $J_n$  более древних даек (обр. ХТ-1ж), имеющих простираание 340–350°. Выделение компоненты А недостаточно уверенно, проблематично время ее приобретения. Так, например, у образцов габбро и пироксенитов точки ХТ-3 компонента А синскладчатая (К максимально при введении 30 %-ной поправки на залегание, табл. 7.3). В то же время, направление высокотемпературной компоненты образцов габбро точки ХТ-7 близко компоненте Б в древней системе координат, т.е. в данном случае компонента А скорее доскладчатая.

Полученные в результате компонентного анализа палеомагнитные направления по отдельным объектам имеют большой разброс и, за исключением габбро точек ХТ-3 и ХТ-5, имеющих синскладчатую намагниченность, они образуют единую полосу, близкую дуге большого круга (рис. 7.10).

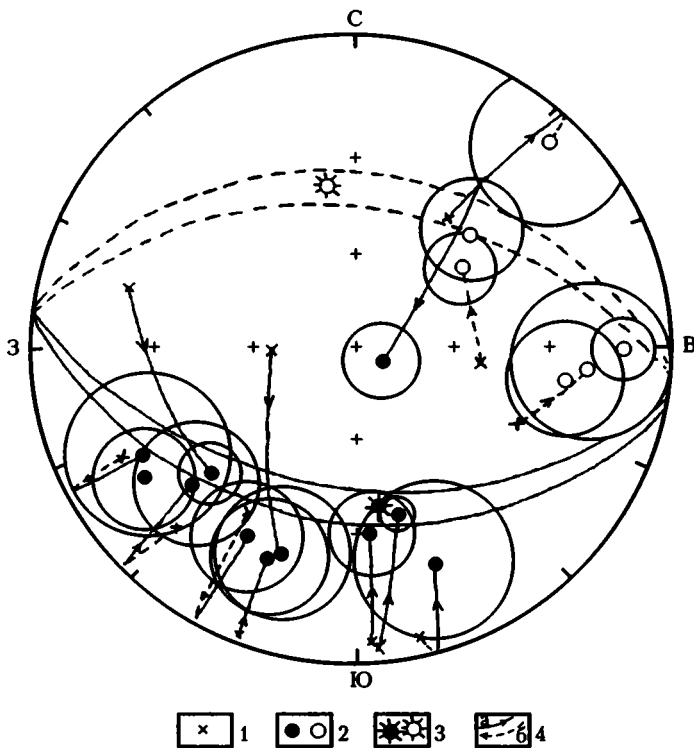
Так как в большинстве случаев в ходе Т-чистки траектории вектора  $J_n$  не приходят в начало координат на диаграмме Зийдервельда, более эффективным должен быть метод пересечения кругов перемагничивания. В результате применения последнего для образцов диабазов даек и базальтов лав получено отчетливое доскладчатое палеомагнитное направление  $D_a=173^\circ$  и  $I_a=+35^\circ$  (табл. 7.3). При этом круги перемагничивания для температур, превышающих 600 °С, в подавляющем большинстве случаев "разбегаются" в древней системе координат, т.е. связанная с ними намагниченность (компонента А) преимущественно послескладчатая [Диденко и др., 19986].

Обобщая сказанное, можно утверждать, что среднее доскладчатое палеомагнитное направление, полученное по образцам даек и габбро методом пересечения кругов перемагничивания в ходе температурной чистки, наиболее достоверно и, видимо, близко первичному. Учитывая, что верхнюю часть офиолитового разреза относят к нижнему кембрию, можно предположить, что  $D=146^\circ$  и  $I=+35^\circ$  отражают направление геомагнитного поля времени формирования более древних габбро и пироксенитов (точки ХТ-3, -5, -7). Данных для такого утверждения мало, однако определенный оптимизм для такой интерпретации вселяет совпадение  $D=146^\circ$  со средним палеосклонением венд-кембрийских офиолитов Алтае-Саянской области (см. главу 6).



**Рис. 7.9.** Диаграммы Зейдверельда для образцов офиолитов Хан-Тайшири (в современной системе координат)

а, б – диабазы из даек: а – ранней генерации (обр. хт-1ж), б – поздней генерации (обр. хт-5д); в, г – кремнистые алевролиты: в – из северного крыла складки (обр. хт-4н), г – из южного крыла складки (хт-4т).  
Залитые значки – проекция на горизонтальную плоскость, незалитые – на вертикальную



**Рис. 7.10.** Стереограмма распределения палеомагнитных направлений объектов Хан-Тайшири и Нарана

1, 2 – направления в разных системах координат: 1 – современной, 2 – древней; 3 – среднее направление, определенное методом пересечения кругов перемагничивания в ходе температурной чистки; 4 – линии, соединяющие направления одного образца (а – проекция на нижнюю полусферу, б – то же, на верхнюю). Залитые значки – проекция на нижнюю полусферу, незалитые – на верхнюю. Круги вокруг средних направлений соответствуют овалу доверия с 95 %-ной вероятностью (табл. 7.3)

Т-чисткой без применения метода пересечения кругов перемагничивания не удастся выделить первичную компоненту. Она в различной степени перемагничена еще до тектонических деформаций пород, что выражается в полосовом распределении компоненты Б (рис. 7.10). При этом направления прямой полярности этой компоненты имеют заниженные наклоны относительно большого круга, а направления обратной полярности – завышенные, что подчеркивает “недочищенность”  $J_n$  при Т-чистке (данная компонента по времени приобретения ближе к синскладчатому направлению). Такое распределение палеомагнитных направлений по объектам логично объяснить перемагничиванием пород геомагнитным полем разной полярности. Для кембрийского времени характерно многократное изменение геомагнитной полярности [Палеомагнитология, 1982]. Подобный эффект нами отмечен при изучении офиолитов герцинид Туркестана-Алая (см. главу 4).

Для точной оценки полярности доскладчатого и, вероятно, первичного палеомагнитных направлений офиолитов Хан-Тайшири имеющейся магнитостратиграфической информации недостаточно. Вероятно, палеомагнитное направление с  $D_a = 150-220^\circ$  имеет прямую полярность по следующим причинам: во-первых, имеется сходство средних палеосклонений, полученных методом пересечения кругов перемагничивания, со средним палеосклонением прямой полярности венд-

нижнекембрийских офиолитов Алтае-Саянской области; во-вторых, исследованный блок палеоокеанической коры с середины кембрия примкнул к Сибирскому континенту [Дергунов, 1989], палеомагнитные склонения прямой полярности кембрийских пород которого располагаются в южных румбах. Тем самым, можно говорить о их согласованном движении, начиная с кембрия. Соответственно, формирование коры спредингового типа (габбро, пироксениты и более древние дайки) происходило на  $20^\circ$  с.ш. Позднее палеоширота снижалась (компонента Б приобретена на разных широтах близ экватора) вплоть до  $20^\circ$  ю.ш. ко времени приобретения метакристаллической намагниченности габбро точки ХТ-3 ( $D=39^\circ$ ,  $I=+36^\circ$ , табл. 7.3).

Судя по простиранию даек точки ХТ-1 ( $340-350^\circ$ , современная система координат) и первичному палеомагнитному склонению ( $170^\circ$ , табл. 7.3), ось спрединга имела в древней системе координат субмеридиональное простирание. Ориентировки более поздних даек субдукционного типа (известково-щелочной серии) в современной системе координат достаточно выдержаны и составляют  $50-60^\circ$  (табл. 7.3). Соответственно, в древней системе координат эти дайки имели северо-восточное простирание, а ко времени приращения к Сибирскому континенту (время приобретения компоненты Б) – субмеридиональное.



Таблица 7.3. Палеомагнитные направления офиолитов Хан-Тайшири (46.3° с.ш., 96.1° в.д.)

Объект	Порода	Аз., °	Угол, °	Ком.	N	n	Dec, °	Inc, °	K	$\alpha_{95}, °$	пш, °
		ПД									
ХТ-4, -1	Кремнистые осадки	350–50	70–97	Б	1	6	233.8	-37.2	6.8	22.1	–
							232.8	25.6	7.6	20.9	–
ХТ-4, -2	То же	170–220	77–95	Б	1	9	321	45.4	7.5	17.2	–
							224.2	31.4	8.9	15.7	–
ХТ-4 -1, -2	“	170–50	70–97	Б	2	15	285	19.1	1.8	–	–
							227.8	29.1	8.7	12.3	15.5
ХТ-2	Базальты лав	170	70	Б	1	4	269.2	61.7	9.2	23	–
							200	21.8	9.2	23	–
ХТ-10	Диабазы даек, про-стирание 210–230°	0	0	Б	5	5	89.1	-12.3	31.3	11.2	–
							89.1	-12.3	31.3	11.2	6.1
ХТ-1	То же, простирание 35–40°	0	0	Б	3	3	97	-24.1	14.8	21	–
							97.7	-24.1	14.8	21	12.0
ХТ-7	То же, простирание 50–70°	0	0	Б	5	5	44.5	-36.4	17.2	18.9	–
							44.5	-36.4	17.2	18.9	20.0
ХТ-3	То же, простирание 55–80°	0	0	Б	6	6	238.3	15.4	9.6	18.5	–
							238.3	15.4	9.6	18.5	7.8
ХТ-5	То же, простирание 50–70°	170	40	Б	10	10	97.1	-48.8	12.5	12.5	–
							51.7	-44.5	12.5	12.5	26.0
ХТ-1	То же, простирание 340–350°	0	0	А	6	6	266	-17.4	19.4	13	–
							266	-17.4	19.4	13	-9.0
ХТ-7	Габбро	210	40	Б?	1	3	113.4	-30.5	5.9	41.3	–
							94.8	-19	5.9	41.3	10.0
ХТ-3	Габбро-пироксениты	190–235	60–75	А?	1	8	37.5	22.7	15.8	12.5	–
							117.6	80.8	13.3	13.6	–
ХТ-3	Синскладчатая компонента (30 %)			А	1	8	39	36.1	16.9	12.1	-20.0
ХТ-5	Габбро-пироксениты	320–350	70–83	А	1	11	271.3	-30.6	13.6	11.5	–
							218.1	-26.7	17.9	10	-14.0
ХТ-1, -2, -3, -5, -7, -10	Дайки+лавы, круги	–	–	–	6	51	–	–	–	–	–
							173	35	16.5	5	19.3
ХТ-3, -5, -7	Габбро, круги (ЮВ группа)	–	–	–	3	18	–	–	–	–	–
							146	35	37.8	5	19.3
ХТ-3, -5, -7	Габбро, круги (ЮЗ группа)	–	–	–	3	23	–	–	–	–	–
							212	37	20.1	6	20.6

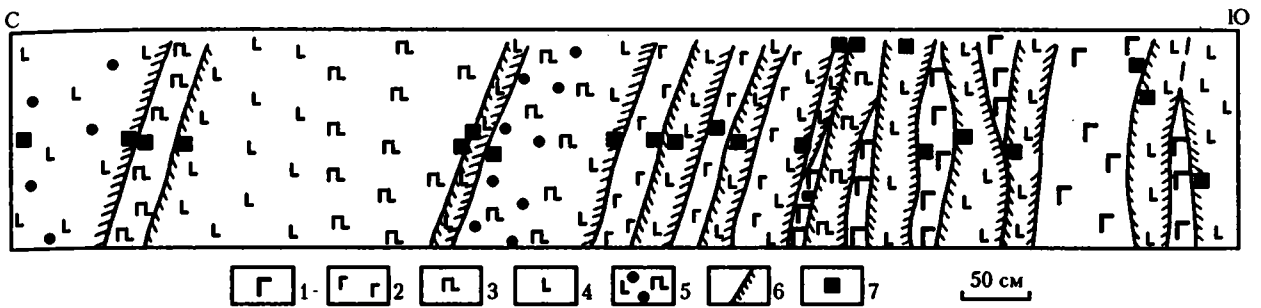
Примечание. Объект – участок отбора образца, Ком. – компонента намагниченности (см. текст); N, n – количество точек отбора и независимо ориентированных образцов, соответственно; Dec, Inc – палеомагнитное склонение и наклонение, соответственно (верхние строки – среднее направление в современной системе координат, нижние – в древней); K,  $\alpha_{95}$  – кучность и радиус овала доверия вокруг среднего [Fisher, 1953], соответственно; пш – палеоширота.

## 7.2. Офиолиты Наранского массива

### 7.2.1. Геологическая характеристика

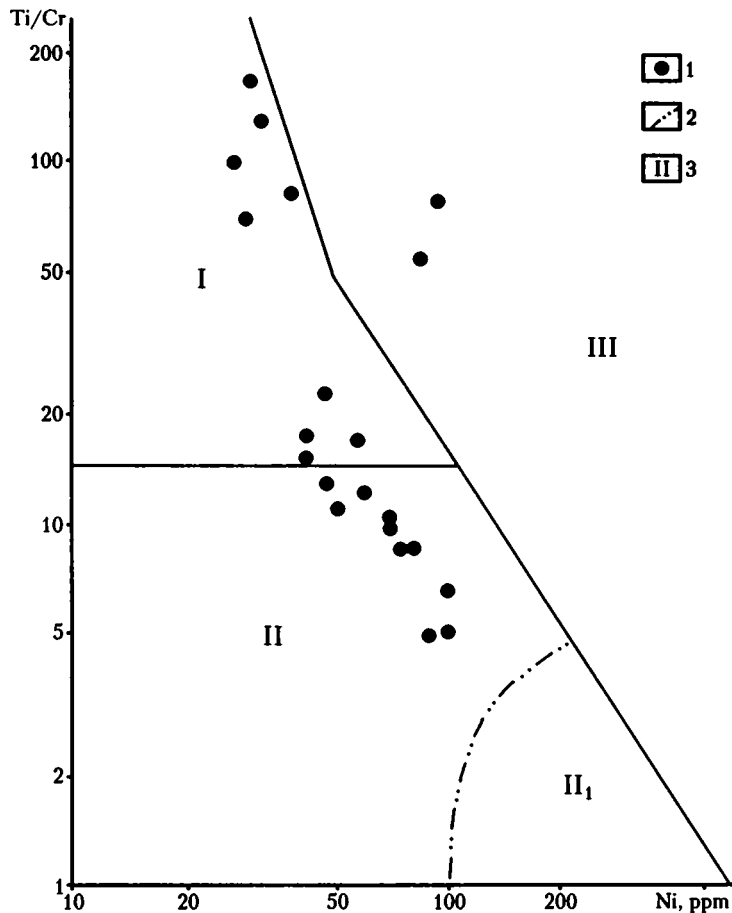
Наранские офиолиты слагают восточную часть офиолитовой ассоциации хребта Хан-Тайширин (рис. 7.2). Они образуют мощную тектоническую пластину, местами интенсивно меланжированную, надвинутую на нижнекембрийские известняки. Офиолиты характеризуются достаточно полным разрезом, хотя базальты сохранились далеко не повсеместно. Иногда на базальтах, местами непосредственно на ультрабазитах и габбро, здесь залегают мощная тефрогенно-грауваковая серия (аринбулакская и наранская свиты,  $E_1$ ), формировавшаяся в обширном задуговом бассейне [Руженцев, Бурашников, 1995].

В составе офиолитов Наранского массива выделяются: тектонизированные гипербазиты, расслоенный ультрамафитовый (перидотит-пироксенит-габбровый) комплекс, габбро, дайковая серия и эффузивы. Гипербазиты представлены в основном гарцбургитами с подчиненным количеством лерцолитов и дунитов. В целом, пластина ультрабазитов протяженностью около 28 км и мощностью до



**Рис. 7.11.** Схема строения фрагмента разреза комплекса типа “дайка в дайке” в офиолитах Наранского массива

1 – скрины крупнокристаллических габбро; 2 – мелкозернистые дайковые габбро; 3 – габбро-диабазы; 4 – диабазы; 5 – порфириты с пироксеновыми включениями; 6 – зоны закалки; 7 – точки отбора образцов



**Рис. 7.12.** Диаграмма Ti/Cr–Ni для составов пород из дайковых комплексов офиолитов Наранского массива. Построена с использованием данных: [Кеpezинскas и др., 1987; Симонов, 1993; Симонов, Добрецов, Буслов, 1994; Весcaluva et al., 1983]

1 – породы дайкового комплекса офиолитов Наранского массива; 2 – поле бонинитов западной части Тихого океана; 3 – поля составов пород: I – умеренно титанистые островодужные серии; II – низкотитанистые островодужные серии (II<sub>1</sub> – бониниты); III – высокотитанистые серии срединно-океанических хребтов, задуговых бассейнов и т.п.

5 км падает на юг под углом около 50° и подстилается серпентинитовым меланжем. К югу гипербазиты сменяются расслоенным комплексом, в котором в начале наблюдаются сложные взаимопереходы с жиллообразными телами пироксенитов в ультрабазитах, а затем идет чередование полос пироксенитов и габбро. На самом юго-востоке Наранского массива дайковый комплекс перекрывается пилло-лавами с отдельными дайками.

Зона массивного габбро сменяет расслоенный комплекс и узкой полосой (шириной до 400 м) прослеживается на расстоянии более 15 км вдоль Наранского массива. Габбро постепенно переходят в дайковый комплекс с появлением в габброидах отдельных разноориентированных даек. Южнее располагается полоса отчетливо выраженных прямолинейных даек со скринами габбро, которая сменяется комплексом типа "дайка в дайке" с редкими маломощными скринами габбро (рис. 7.11). Здесь выделяются три генерации даек: 1) крупные габбро-диабазовые дайки с микрогаббровой структурой; 2) дайки с центральными габбро-диабазовыми зонами, которые прорывают первые; 3) маломощные диабазовые дайки (до 0.5 м), рвущие две первые генерации даек. Дайки слагают серии с различающимися элементами залегания: падение на север под углами от 70° до 35–45°.

Таким образом, учитывая, что пластина подстилающих гипербазитов падает на юг под углом около 50°, можно сделать вывод, что дайковые тела при первичном залегании офиолитов были субвертикальными. Не исключено, что часть диабазовых тел, имеющих в современной структуре углы падения свыше 70°, могли быть силлами, так как полосчатость во вмещающих их габбро-пироксенитах субвертикальна. О возможной силловой природе диабазовых тел свидетельствуют и палеомагнитные данные (см. ниже). В то же время, возможно и другое

объяснение – диабазовые тела внедрялись в уже перемещенные и деформированные блоки габбро-пироксенитов. Сходная ситуация отмечалась выше для офиолитов Тан-Тайшири, где внедрение даек в габбро-пироксениты произошло после первого этапа деформаций последних. О реальности процессов существенных перемещений блоков с глубинными породами (со значительным изменением первичных залеганий) вблизи зон спрединга свидетельствуют, в частности, результаты исследований в Центральной Атлантике [Строение зоны разлома..., 1989; Геологические исследования..., 1991; Симонов, Колобов, Пейве, 1999].

Габбро Наранского массива характеризуются известково-щелочным трендом [Изох и др., 1990], тогда как габбро-пироксениты Хан-Тайшира близки к толеитовому тренду (рис. 7.5). Это подтверждается и соотношениями Ti, Cr, Ni – породы из комплекса параллельных даек офиолитов Наранского массива обладают островодужными характеристиками, располагаясь в полях умеренно титанистых и низкотитанистых островодужных серий (рис. 7.12; табл. 7.2).

### 7.2.2. Палеомагнитная и петромагнитная характеристики

Ориентированные образцы отобраны в десяти точках в верховьях р. Уригал-гол из габбро-пироксенитовых пород и рвущих их пластовых интрузий диабазового состава. Всего отобрано 60 образцов. Непосредственно под конгломератами (точка НК-1) опробованы диабазы из интрузивных тел (точка НИ-1). Конгломераты лежат на диабазе с азимутальным несогласием (азимуты падения, соответственно, 100° и 20°, углы падения 60–65°, табл. 7.4 и 7.5). Ниже по разрезу отобраны образцы изотропных габбро и секущих их

Таблица 7.4. Палеомагнитные направления галек конгломератов Наранского и Баян-Хонгорского массивов

Температура чистки, °С; объект	НК-1 (Аз. ПД 100°, < 60°)				НК-2 (Аз. ПД 50°, < 10°)				МУ-3 (Аз. ПД 355°, < 30°)			
	n	Dec, °	Inc, °	K	n	Dec, °	Inc, °	K	n	Dec, °	Inc, °	K
20	36	111	51	1.7	10	332	-51	1.1	17	353	74	2
230	36	113	34	1.5	10	285	-72	1.1	17	213	65	1.9
330	36	116	29	1.4	10	213	-82	1.2	17	196	48	1.8
440	36	131	19	1.3	10	182	-75	1.2	17	204	-40	2
Среднетемпературная компонента	17	216	-37	10.7	6	214	3	3.3	17	195	-41	1.8
	–	234	1	10.7	–	214	13	3.3	–	190	-12	1.8
НК-1+НК-2	23	215	-17	8.4	–	–	–	–	–	–	–	–
	–	224	7	25	–	–	–	–	–	–	–	–
Высокотемпературная компонента	36	150	16	1.3	10	180	-11	1.6	17	216	-13	2.4
	–	153	-33	1.3	10	181	-4	1.6	–	215	10	2.4
НК-1, -2+МУ-3	3	215	-15	16.6	–	–	–	–	–	–	–	–
	–	221	8	40.2	–	–	–	–	–	–	–	–

Примечание. НК-1, -2 – Наран; МУ-3 – Баян-Хангор. Остальные пояснения см. в табл. 7.3.

Таблица 7.5. Палеомагнитные направления офиолитов Нарана (46.3° с.ш., 96.5° в.д.)

Объект	Порода	Аз., °	Угол, °	N	n	Dec, °	Inc, °	K	$\alpha_{95}, °$	пш, °
		ПД								
НИ-1	Силлы(?), простиране 100–110°	20	65	9	9	202.8	-47.2	4.7	21.4	–
						202.2	17.9	4.7	21.4	9.2
НИ-2	Изотропное габбро с интрузиями диабазов, простиране 70–110°	110	45	1	5	243.9	-14.3	4.7	29.0	–
						242.9	17.8	4.7	29.0	9.1
НИ-5	То же, простиране 90–100°	0	55	1	4	211.1	-27.3	12.7	19.7	–
						209.5	21.4	12.7	19.7	11.1
НИ-3	Меланократовое габбро с интрузиями диабазов, простиране 50–90°	50	60	1	4	167	-4.1	5.7	29.4	–
						161.2	17.6	5.7	29.4	9.0
НИ-4	Меланократовое габбро + пироксениты	350	60	1	6	224.2	-13.1	6.9	21.8	–
						228.6	22.6	6.9	21.8	11.8
НИ-7/1	Меланократовое габбро с интрузиями диабазов, простиране 80°	30	37	1	3	174	6.1	196.5	5.8	–
						167.4	34.8	196.5	5.8	19.2
НИ-7/2	То же	55	63	1	2	179	-1.1	–	–	–
						164.3	29.4	–	–	15.7
НИ-7/3	То же, простиране 80–90°	10	35	1	3	178.0	-5.1	9.6	26.1	–
						176.3	29.2	9.6	26.1	15.6
НИ-7/4	То же, простиране 80°	350	70	1	3	210.2	-25.1	6.1	32.6	–
						212.6	30.5	6.1	32.6	16.4
НИ-7/5	То же, простиране 60–100°	0	20	1	2	201.0	0.1	–	–	–
						202.2	18.6	–	–	9.6
Среднее				10	41	198.5	-14.6	8.3	15.4	–
						197.2	26.5	9.6	14.3	14.0
Синскладчатая компонента (75 %)				10	41	197.5	16.3	9.9	14.1	8.3
Круги				10	41	171.0	37.0	14.3	6.0	20.6

Примечание. Круги – метод пересечения кругов перематничивания в ходе Т-чистки. Остальные пояснения см. в табл. 7.3.

тел диабазов (точки НИ-2 и -5), еще ниже – из габбро и пироксенитов расслоенного комплекса с секущими телами диабазов (точки НИ-3, -4 и -7; табл. 7.5).

Носителем магнетизма в исследованных породах являются, в основном, магнетит ( $T_c = 570–580$  °С) и продукты его однофазного окисления ( $T_c = 590–630$  °С). Наиболее слабомагнитными породами являются диабазы и диориты интрузивных тел: их  $J_n < 10$  мА/м,  $k < 1$  мед. СИ в среднем, что необычно для неизмененных или слабоизмененных магматических пород 2-го слоя современной океанической коры. Габбро и пироксениты в целом значительно “магнитнее”: средняя  $J_n = 100–150$  мА/м и иногда  $J_n > 1$  А/м,  $k = 10–15$  мед. СИ в среднем.

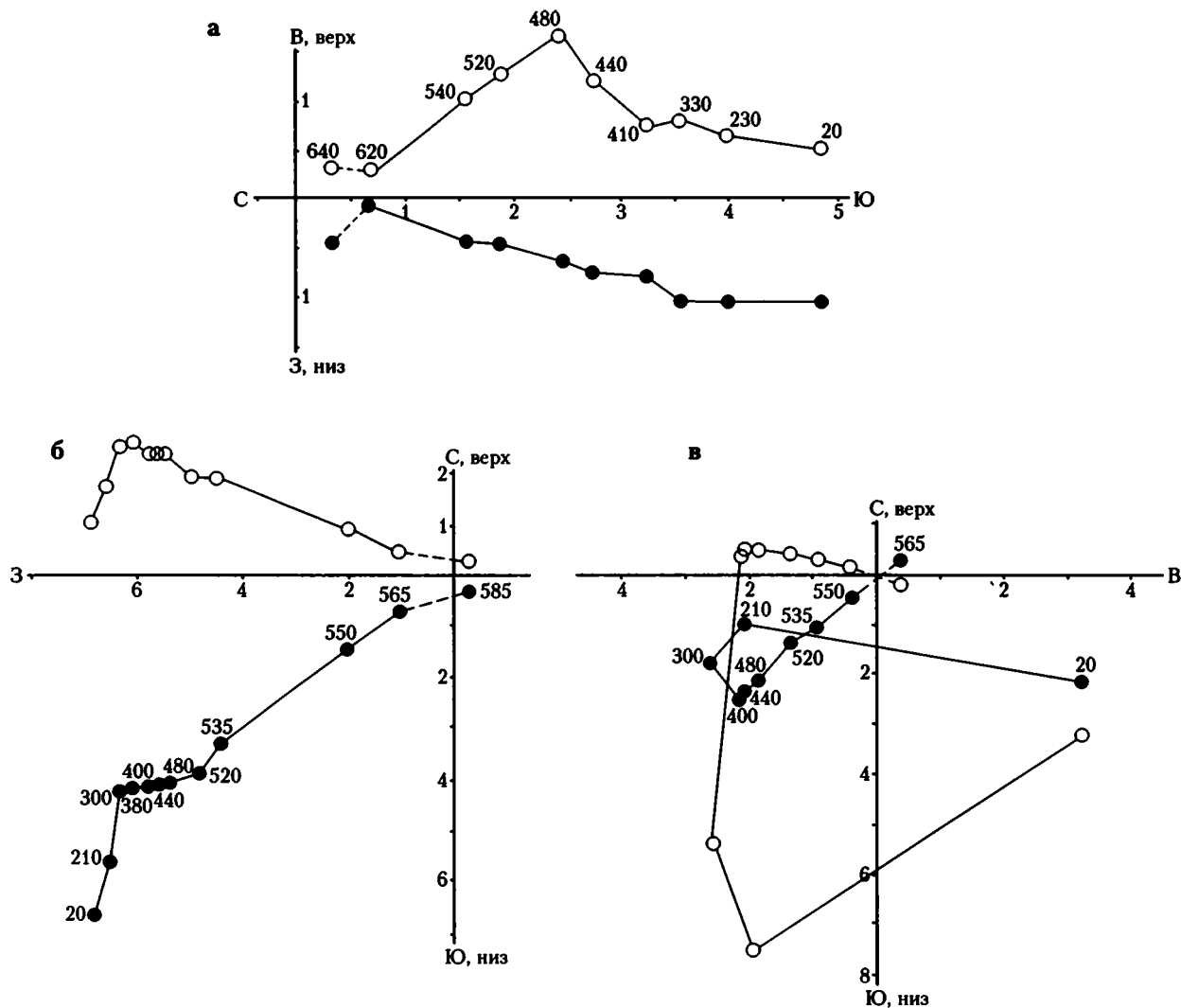
Из 60 отобранных образцов 19 забраковано из-за недостаточной палеомагнитной стабильности, выразившейся в резком и незакономерном изменении направлений  $J_n$  в процессе Т-чистки.

Компонентный анализ результатов ступенчатой Т-чистки показывает, что  $J_n$  как диабазов, так и габбро состоит, как правило, из двух компонент (рис. 7.13): 1) близкой по направлению современному геомагнитному полю (полностью

уничтожается при нагревах до 300–360 °С); 2) имеющей пологое наклонение и склонение в ЮЮЗ румбах в древней системе координат, прямую и обратную полярности (температура ее деблокирования 440–600 °С).

Подобная компонента  $J_n$  присутствует в образцах галек из конгломератов точек НК-1 и -2: на фоне разброса векторов видно (рис. 7.14, а), как направление суммарного вектора (табл. 7.4) закономерно смещается от низких температур к высоким в ЮЮЗ румбах с заметным выполаживанием наклонения (величина его достигает минимума при 440 °С). Эта среднетемпературная метакронная компонента  $J_n$  является доскладчатой – максимальная кучность достигается при введении 100 %-ной поправки на залегание конгломератов и  $K_a/K_c = 2.93$  (табл. 7.4).

С дальнейшим повышением температуры разброс направлений  $J_{nt}$  возрастает, что отражается на параметре К – он уменьшается (табл. 7.4, рис. 7.14, б), что может свидетельствовать о сохранении доли “догалечной” компоненты  $J_n$ . На рис. 7.14, а видно закономерное распределение точек прямой и обратной магнитной полярностей, которые можно объединить в шесть групп.



**Рис. 7.13.** Диаграммы Зийдервельда для образцов офиолитов Нарана (а) и Баян-Хонгора (б, в) а, б – диабазы из даек: а – обр. ни-1и, б – обр. му-15г; в – базальт пиллоу-лавы, обр. му-2и. Остальные условные обозначения см. на рис. 7.9

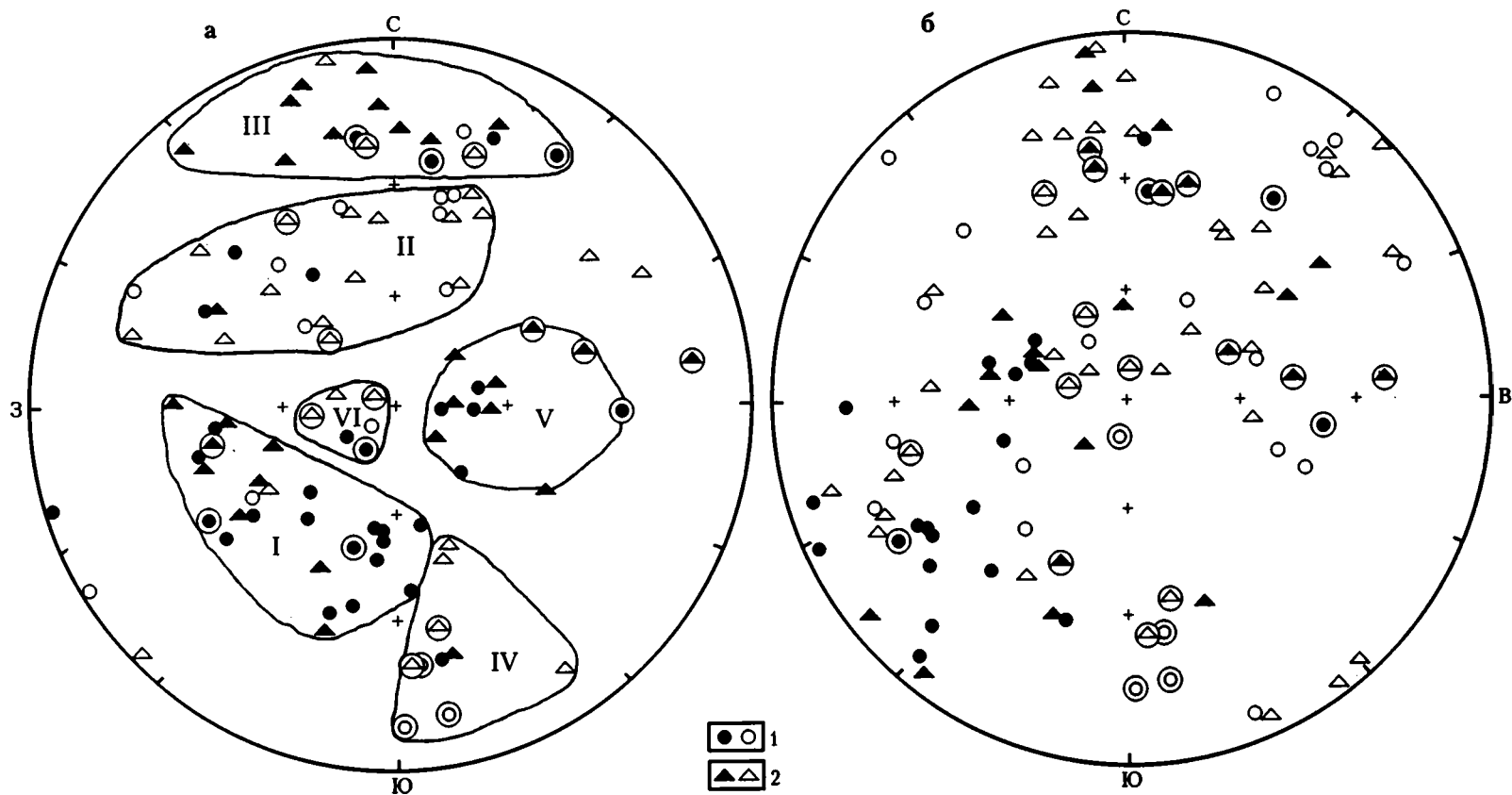
Суммирование групп I и II, включающее и средне- и высокотемпературную компоненты  $J_n$ , дает в современной системе координат направление, близкое современному геомагнитному полю. В группе III прямой полярности и антипараллельной ей по направлению группе IV явно преобладают высокотемпературные компоненты  $J_n$ , соответственно их сумма (метод обращения) имеет довольно высокую кучность  $K=57$  и направление, приближающееся к доскладчатому (табл. 7.4 и 7.5).

В древней системе координат эти группы “расползаются”, свидетельствуя о преимущественно послескладчатом и, возможно, синскладчатом метакронном происхождении компонент  $J_n$ , образующих группы на стереограмме (рис. 7.14, а). Разная полярность групп и положительный эффект теста обращения для групп III и IV в современной системе координат подтверждают интерпретацию о

перемагничивании галек в геомагнитном поле разной полярности.

Можно заключить, что компонентным анализом не удастся выделить первичную или близкую ей компоненту  $J_n$  из-за существенного перемагничивания офиолитов Нарана после формирования конгломератов, но до и во время деформаций всего слоя конгломератов. Палеомагнитные направления по объектам имеют большой разброс и образуют полосу, близкую дуге большого круга, лежащую ниже по наклонению полосы точек Хан-Тайшири в случае прямой полярности и выше – в случае обратной полярности (рис. 7.10 и табл. 7.5), что отвечает преобладанию синскладчатой компоненты в  $J_n$  галек.

Для выделения доскладчатой компоненты  $J_n$ , близкой первичной, применен метод пересечения кругов перемагничивания в ходе температурной чистки. Их пересечения образуют рой точек, прак-



**Рис. 7.14.** Стереогаммы распределения палеомагнитных направлений среднетемпературной (1) и высокотемпературной (2) компонент естественной остаточной намагниченности галек конгломератов офиолитового массива Наран  
 а, б – системы координат: а – современная, б – древняя. Залитые значки – проекция на нижнюю полусферу, незалитые – на верхнюю. Образцы объекта нк-2 обведены вторым кружком. Области, обозначенные римскими цифрами, поясняются в тексте

тически аналогичный рою точек образцов офиолитов Хан-Тайшири. Соответственно, доскладчатое, близкое первичному среднее палеомагнитное направление офиолитов Нарана ( $D=171^\circ$ ,  $I=37^\circ$ ) совпадает с таковым для офиолитов Хан-Тайшири (табл. 7.3 и 7.5). Распределение же палеомагнитных направлений по объектам, как и в случае обр. ХТ, отражает разную степень их синскладчатого и доскладчатого перемагничивания в эпохи действия геомагнитного поля разной полярности, что наглядно подтверждено данными по конгломератам точки НК (табл. 7.4).

Только в образцах габбро (точка НИ-7) выделяется доскладчатая компонента, близкая первичной, которая почти совпадает с палеомагнитным направлением, выделенным методом пересечения кругов перемагничивания (табл. 7.5 и рис. 7.10). Подчеркнем, что метахронность высокотемпературной компоненты  $J_n$ , выделенной при компонентном анализе образцов Нарана, однозначно подтверждается, во-первых, тестом галек Грэхема (выделение сходной по направлению доскладчатой метахронной намагниченности в гальках) и, во-вторых, тестом складки Мак-Фаддена [McFadden, 1990] – кучность максимальна при введении 75 %-ной поправки на залегание всех объектов Нарана. Если соединить точки палеомагнитных направлений по каждому объекту в современных и древних координатах, то отчетливо видно стремление всех точек в древних координатах “прийти” в одну полосу как для Хан-Тайшири, так и Нарана (рис. 7.10). При этом палеомагнитные направления в современной системе координат Нарана довольно близки компоненте А массива Хан-Тайшири (точка ХТ-3, табл. 7.3).

Конгломераты Наранского офиолитового комплекса предположительно имеют девонский возраст [Изох и др., 1990; Пинус и др., 1984], следовательно, возраст метахронной компоненты  $J_n$  должен быть не древнее девонского. Однако этому противоречит ряд фактов как геологических, так и палеомагнитных. Как отмечено выше, среди галек не встречены осадочные породы. Следовательно, можно предположить, что образование конгломератов было близко ко времени внедрения диабазов, на которых конгломераты залегают. Несомненный же разрыв во времени между формированием офиолитов и конгломератов следует, во-первых, из факта разрушения офиолитов с образованием конгломератов и, во-вторых, из азимутального несогласия между залеганием силлов диабазов точки НИ-1 и конгломератов точки НК-1.

Исходя из того, что Озерная зона Монголии, начиная, по крайней мере, с позднего кембрия, являлась частью Сибирского палеоконтинента [Дергунов, 1989; Зоненшайн, Кузьмин, Натапов, 1990], можно прийти к выводу, что полученное направление метахронной намагниченности конгломератов точки НК ( $D=224^\circ$ ,  $I=+7^\circ$ ) должно совпасть с направлением, пересчитанным с девонского полюса Сибири на координаты Наранского массива

( $D=127^\circ$ ,  $I=+57^\circ$ ), но они явно различаются. На основании приведенных данных можно считать возраст выделенных компонент  $J_n$  по конгломератам и собственно породам офиолитов Наранского массива не моложе раннекембрийского, а их полярность при склонении  $170-220^\circ$  – прямой. Полученные магнитотектонические данные позволяют утверждать, что образование близкой первичной намагниченности офиолитов Нарана происходило на широте  $20^\circ$  с.ш., как и офиолитов Хан-Тайшири. Появление палеоширот  $3-20^\circ$  ю.ш. и палеосклонений  $210-230^\circ$  мы связываем с метахронным синскладчатым и доскладчатым перемагничиванием пород кембрийским геомагнитным полем в эпохи разной его полярности.

Остановимся на палеомагнитном подтверждении палеогоризонтального залегания части тел диабазов Нарана, изученных нами. При повороте этих тел вокруг горизонтальной оси до вертикального положения кучность векторов резко падает, тогда как введение поправки на залегание по элементам расслоенности габбро и пироксенитов приводит пластовые тела в субгоризонтальное положение, кучность суммарного вектора по десяти обнажениям возрастает и достигает максимума при введении 75 %-ной поправки на залегание (табл. 7.5). Причем направление этой компоненты становится близким к метахронному направлению галек конгломератов точек НК-1 и -2 (табл. 7.4).

Таким образом, и по палеомагнитным данным тела диабазов являются силлами и представляли собой комплекс “силл в силле”, что подтверждает предположение о формировании офиолитов Нарана в расейно-спрединговых условиях.

### 7.3. Баян-Хонгорские офиолиты

Баян-Хонгорский офиолитовый пояс располагается в юго-западной части Хангайского срединного массива и представляет собой узкую линейную зону северо-западного простирания (рис. 7.1), где на протяжении более 150 км прослеживаются выходы офиолитов [Дергунов и др., 1997; Зоненшайн и др., 1985; Изох и др., 1990; Коптева и др., 1984; Рязанцев, 1994; Томуртоого, 1989]. Они слагают пакет тектонических пластин, представленных гипербазитами, габбро, диабазами и вулканогенно-осадочными породами. В строении паравтохтонного комплекса участвуют зеленые метаморфические сланцы по вулканогенно-осадочным породам и мраморизованные известняки.

Вулканические породы офиолитовой ассоциации Баян-Хонгора традиционно считались вендско-кембрийскими [Перфильев, Херасков, 1980]. Кроме того, для пород габбрового слоя Sm/Nd методом получен абсолютный возраст по образцу горнблэндит-пироксен-плагиоглазового габбро, который составляет  $569 \pm 21$  млн лет [Kepezhinskas, Kepezhinskas, 1991; Kepezhinskas et al., 1991]. Одинаковые изотопные отношения, полученные для по-

роды, пироксена, плагиоклаза и амфибола, свидетельствуют, вероятно, о близости времени образования пород и зеленосланцевого метаморфизма.

### 7.3.1. Геологическая характеристика

Баян-Хонгорский офиолитовый пояс нарушен системой крутых продольных нарушений и расчленен на ряд блоков меридиональными сдвигами. В наиболее полном виде строение офиолитовой ассоциации можно представить в следующем виде (снизу вверх).

Мощность, м  
1. Аподунитовые и аповерлитовые серпентиниты ..... до 150  
(видимая)

2. Бластионитизированные такситовые габбро, в которых наблюдаются единичные жилы диабазов мощностью в первые метры ..... 700

3. Амфиболитизированные крупнозернистые габбро, представленные крупнозернистыми габбро-норитами с сосюритизированным плагиоклазом и практически полным отсутствием рудных минералов. Габбро пронизано многочисленными дайками диабазов, имеющими невыдержанные простирания. В приконтактных зонах даек диабазов и габбро развиты участки магматических брекчий, подобных описанным в Куртушибинском массиве (см. главу 6). В верхних частях разреза в габбро наблюдаются полосчатые текстуры, обусловленные чередованием лейкократовых и мезократовых разностей ..... 500

4. Дайковый комплекс, сложенный диабазовыми телами и построенный по принципу "дайка в дайке". Такие образования наблюдаются на правом берегу р. Ульдзит-гол, где в непрерывных обнажениях установлены блоки, выполненные многими сотнями дайковых тел. Есть обнажения, сложенные исключительно дайками, среди которых выделяются три генерации: первая, самая ранняя, представлена скринами пироксен-плагиоклаз-порфировых диабазов; вторая – дайками плагиоклаз-порфировых диабазов, которые рвут тела первой генерации; третья – маломощными (до 30–40 см) дайками афировых диабазов, рвущими тела первых двух генераций; простирание всех тел параллельное, почти меридиональное.

Вместе с тем, дайковый "горизонт" офиолитов Баян-Хонгора имеет сложное строение. Здесь, кроме стандартных пакетов "дайка в дайке", принимают участие блоки, в которых габбро настолько интенсивно пронизано многочисленными разноориентированными дайками диабазов, что в результате образуются магматические брекчии, подробно описанные А.С. Перфильевым и Н.Н. Херасковым [1980].

Истинную мощность дайкового слоя оценить сложно, но в ряде хорошо сохра-

нившихся дайковых блоков на правом берегу р. Ульдзит-гол она составляет не менее ..... 300

5. Лавовый комплекс, представленный чередованием пиллоу-лав и слоями гиалокластиков (размер обломков от первых сантиметров до 1 м), ассоциирующий с дайковым комплексом. Мощность прослоев пиллоу-лав и гиалокластиков варьирует от 3–5 до 30–40 м ..... не менее 400

В южной части Баян-Хонгорского пояса на правом берегу р. Туин-гол А.С. Перфильевым и Н.Н. Херасковым [1980] установлен непосредственный контакт эффузивов с гипербазитами и габбро. Базальты с подушечной отдельностью в зоне контакта включают в себя мелкие обломки серпентинизированных гипербазитов, что несомненно свидетельствует о стратиграфическом налегании вулканитов на гипербазиты. В верхней части слоя появляются андезит-базальты и их туфы. Мощность слоя ..... не менее 500

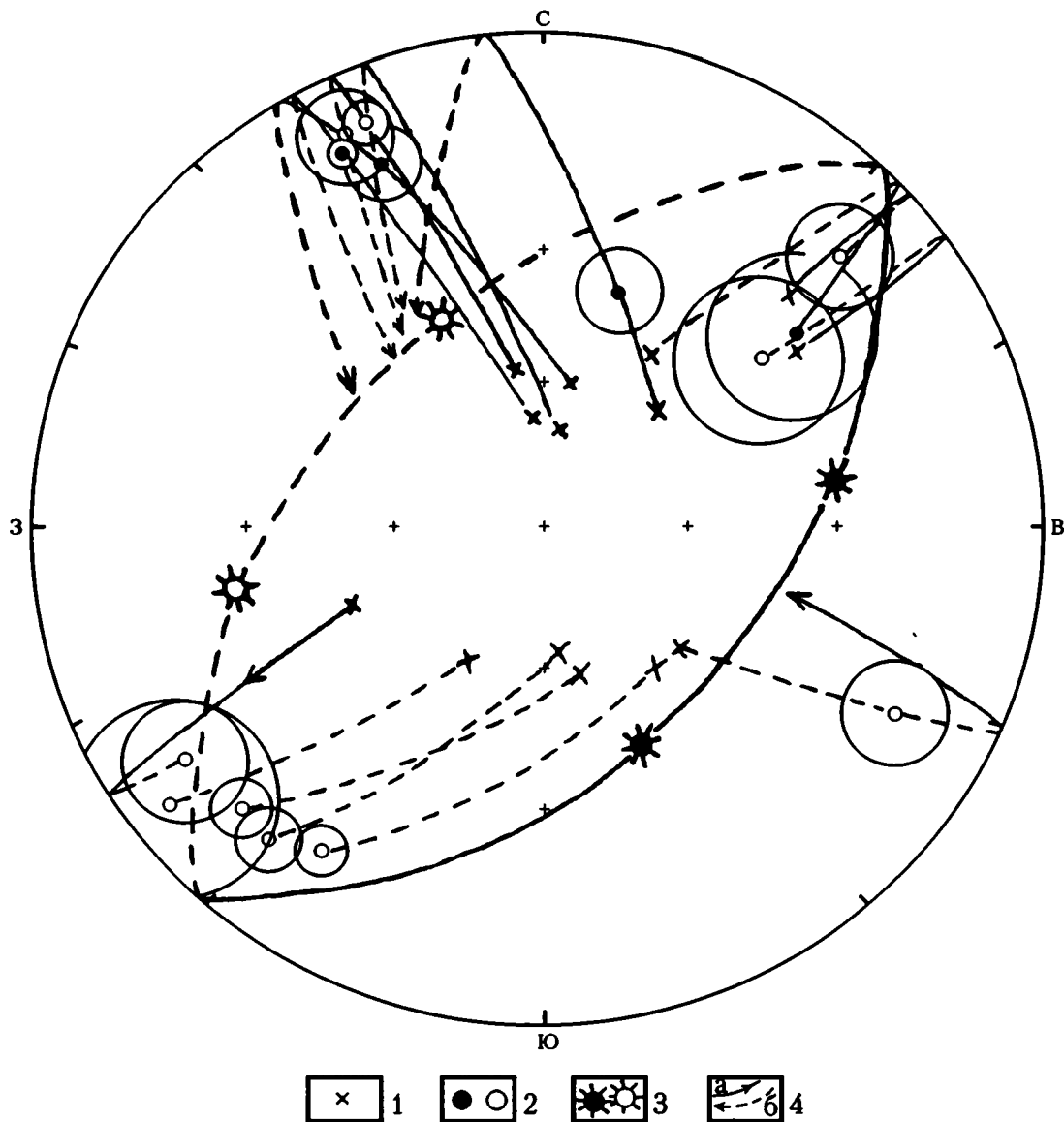
Изучение палеоспредиговых комплексов офиолитов Баян-Хонгора позволяет предполагать, что они формировались как минимум в два этапа, каждый из которых характеризуется присущей ему геодинамической ситуацией. Часть комплексов, представленных "стандартными" разрезами дайковых и лавовых серий, вероятно, образовалась в условиях концентрированного спрединга, сходных с условиями спрединга в современных срединно-океанических хребтах. Комплексы с непосредственным налеганием лав на гипербазиты и магматическими брекчиями формировались, вероятно, в условиях рассеянного спрединга. Во время образования комплексов второго типа нельзя исключить и протрузивный механизм выведения серпентинизированных гипербазитов в верхние горизонты палеоокеанической коры.

Офиолиты в районе р. Ульдзит-гол имеют явно толеитовый тренд (рис. 7.5) с высоким содержанием  $TiO_2$  как для вебстеритов и габбро (в среднем 1%), так и для диабазов (>1.5%) [Изох и др., 1990]. Отмеченное поведение титана, а также других малоподвижных элементов Zr, Y, Ni, Cr, V свидетельствует о спрединговом генезисе этих офиолитов [Кеpezhinskas et al., 1991].

### 7.3.2. Палеомагнитная и петромагнитная характеристики

Над пиллоу-лавами на правом берегу р. Ульдзит-гол зафиксирован слой конгломератов, представленный гальками тектонизированных диабазов и единичными гальками тонкозернистых песчаников (точка МУ-3, табл. 7.4). Непосредственного контакта между конгломератами и нижележащими лавами не обнаружено. Судя по элементам залегания конгломератов (аз. ПД  $355^\circ$ ,  $\angle 30^\circ$ ) и пиллоу-лав (аз. ПД  $75^\circ$ ,  $\angle 60^\circ$ ), между ними существуют значительные азимутальное и угловое несогласия.





**Рис. 7.15.** Стереодиаграмма распределения палеомагнитных направлений объектов офиолитов Баян-Хонгора

1, 2 – направления в разных системах координат: 1 – современной, 2 – древней; 3 – средние палеомагнитные направления, определенные по пересечению кругов перемagnetничивания в ходе температурной магнитной чистки; 4 – линии, соединяющие направления одного образца (а – проекция на нижнюю полусферу, б – то же, на верхнюю). Круги вокруг значков – овалы доверия с 95 %-ной вероятностью (см. табл. 7.6). Затитые значки – проекция на нижнюю полусферу, незатитые – на верхнюю

Из пород габбрового слоя для петромагнитного и палеомагнитного анализов образцы не отбирались, так как они значительно тектонизированы, и их восприимчивость, измеренная в обнажениях (первые мкед. СИ), чрезвычайно низка, что типично при зеленосланцевом метаморфизме, который проходил при  $T=500^{\circ}\text{C}$  и  $P=4-7$  кбар на стадии облущивания офиолитов Баян-Хонгора [Кеpezhinskas, Кеpezhinskas, 1991; Кеpezhinskas et al., 1991]. Низкая  $k < 50-60$  мкед. СИ и  $J_n < 15-20$  мА/м свойственны всем образцам офиолитов Баян-Хонгора.

В результате компонентного анализа данных ступенчатой Т-чистки в образцах изученных пород выделены три компоненты (табл. 7.6; см. рис. 7.13, б и в). Первая – в основном низко-среднетемпературная, послекладчатая ( $K_c > K_a$ ), прямой полярности, ее направление сходно с направлением современного геомагнитного поля, она присутствует во всех образцах объектов (точки МУ-7–МУ-10) и сохраняется до высоких температур Т-чистки. Вторая – близкая первой по направлению в современных координатах компонента  $J_n$  обратной полярности, выделенная в об-

Таблица 7.6. Палеомагнитные направления офиолитов Баян-Хонгора (46.5° с.ш., 95.5° в.д.)

Объект	Порода	Аз., °	Угол, °	N	n	Dec, °	Inc, °	K	$\alpha_{95}, °$	пш, °
		ПД								
МУ-7	Базальты пиллоу-лав	305	60	1	6	11.2	57.1	41.1	8.9	–
						335.7	13.3	41.1	8.9	6.7
МУ-8	То же	310	70	1	10	350.9	54	16.2	11	–
						332.9	-8.1	16.2	11	-4,1
МУ-9	“	315	60	1	7	356.1	64.1	156.4	4.2	–
						331.9	9.5	156.4	4.2	4.8
МУ-10	“	320	82	1	4	8.7	66	209.7	4.8	–
						338	-8	209.7	4.8	-4.0
МУ-13	Диабазы даек, простирание 0–10°	275	40	7	7	129	-51	19.1	12.1	–
						116.4	-15.1	19.1	12.1	-7.7
МУ-2	Базальты пиллоу-лав	75	60	1	5	207.4	-57.4	7.2	23.3	–
						231.4	-6.1	7.2	23.3	-3.1
МУ-11	Пиллоу-лавы+гиалокластиты	275	100	1	5	30.4	-44.8	12.4	17.7	–
						50	25	12.4	17.7	13.1
МУ-16/1	Пиллоу-лавы с интрузиями диабазов	70	87	1	5	139.6	-51.1	105.9	6.1	–
						212.5	-15	105.9	6.1	-7,6
МУ-16/2	То же	80	80	1	5	162.6	-55.6	77	7.2	–
						225	-12.4	77	7.2	-6.3
МУ-16/3	“	67	70	1	5	169.6	-62.4	72.1	7.4	–
						219.4	-12.3	72.1	7.4	-6.2
МУ-4	Диабазы даек, простирание 330°	60	35	7	7	45	21.3	19.1	12.1	–
						45	-12	19.1	12.1	-6.1
МУ-5	Дайки, простирание 330°	60	60	5	5	51.1	26.2	10.7	19.2	–
						50	-32	10.7	19.2	-17.3
МУ-15	То же	210	65	8	8	247.4	46.9	12.3	14.1	–
						235	-10.6	12.3	14.1	-5,3
МУ-6	Меланократовое габбро с интрузиями диабазов	330	30	1	4	42.7	52	52.3	9.7	–
						16.8	36.2	52.3	9.7	20.1
Синскладчатая компонента (90 %)				15	–	223.5	-20.2	32.9	8.2	-10.4
Среднее (МУ-7, -8, -9, -10)				4	27	1.3	60.6	115.2	6.5	–
						334.6	1.7	48.4	10.1	–
Среднее (МУ-2, -3, -13, -16)				6	–	167	-56	17.7	13.6	–
						204	-15	4.5	27.5	–
Среднее (МУ-2, -11, -15, -16)				6	–	192	-33	2	40.7	–
						224	-14	74.7	6.6	-7.0
Среднее (МУ-3, -4, -5, -6, -13)				5	–	208	-44	6.4	24.7	–
						195	-5	2.7	38	–
Круги (СВ группа)				–	49	258	-29	17.2	4.8	-15.5
Круги (ЮВ группа)				–	41	154	40	14.5	5.7	22.8

Примечание. В двух нижних строках курсивом отмечено среднее направление в древней системе координат. Остальные пояснения см. в табл. 7.3.

разцах точек МУ-2, -3, -13, -16, также послескладчатая ( $K_c/K_a=4$ ). Соответственно, методом обращения эта компонента выделяется более точно:  $D_c=353^\circ$ ,  $I_c=59^\circ$ ,  $K_c=168.4$  и  $K_c/K_a=32$  (табл. 7.6). В последнюю группу объектов включено и направление среднетемпературной компоненты, выделенное в гальках конгломератов точки МУ-3 (табл. 7.4).

Кроме того, компонентный анализ  $J_n$  галек позволил выделить третью, высокотемпературную, компоненту с  $D_a=215^\circ$ ,  $I_a=10^\circ$ , при этом видно, как направление суммарного вектора в процессе чистки “смещается” от направления современного поля в юго-западные румбы (табл. 7.4). Для трех точек отбора галек  $K_a/K_c=2.4$ . Сходство направлений метакронных намагни-

ченностей галек конгломератов Наранского массива и Баян-Хонгорского пояса, удаленных друг от друга на 250 км, можно объяснить выведением офиолитов в зону денудации и образованием конгломератов. Вероятно, этот процесс незначительно оторван от времени образования собственно офиолитов, так как в конгломератах чрезвычайно редки гальки осадочных пород. В дальнейшем, в результате погружения и регионального прогресса гальки офиолитов приобрели преимущественно доскладчатую намагниченность.

После чистки до 400–450 °С у 30 % образцов величина  $J_n$  упала до предела чувствительности магнитометра JR-4, и надежно выделить в этих образцах древнюю компоненту  $J_{nt}$  не удалось. В результате компонентного анализа  $J_n$  оставшихся образцов выделены стабильные компоненты  $J_n$  по каждому объекту (рис. 7.15, табл. 7.6). Как отмечено выше, часть их образует в современных координатах группы прямой и обратной полярности, в сумме очень близкие направлению современного геомагнитного поля. Среднее палеомагнитное направление всех объектов скорее послескладчатое ( $D_c=359^\circ$ ,  $I_c=+64^\circ$ ;  $K_c/K_a=2.2$ ; табл. 7.6), оно близко направлению современного геомагнитного поля в месте работ. Часть объектов,  $J_n$  которых имеет обратную полярность, входят в группу, для которой тест складки положителен: точки МУ-2, -11, -15, -16. В древней системе координат склонение этой компоненты сходно с метакриной намагниченностью конгломератов с высокой температурой деблокирования (224° и 215°, соответственно), но существенно отличается наклоном (+10° и -16°, табл. 7.4 и 7.6).

Судя по отношению  $K_a/K_c=37$ , которое существенно больше F-критерия для 95 %-ной вероятности ( $n=9$ , F-критерий=2.33) [Баженов, Шипунов, 1988; Bazhenov, Shipunov, 1991], компонента с  $D_a=224^\circ$  и  $I_a=-14^\circ$ , средняя по объектам точек МУ-2, -11, -15, -16 (рис. 7.13, б, в; табл. 7.6), доскладчатая. Последняя выделена в образцах диабазов даек и базальтов из низов лавовой толщи. Породы верхних горизонтов лавовой толщи оказались палеомагнитно нестабильными, в  $J_n$  фиксируется главным образом компонента, близкая по направлению современной (табл. 7.6). В ряде объектов (точки МУ-3, -4, -5, -6, -13) преобладает послескладчатая или близкая ей по времени компонента  $J_{nt}$ , так как для нее тест складки отрицательный:  $K_c/K_a=2.4$  (табл. 7.6).

В целом, поведение палеомагнитных направлений по объектам напоминает ситуацию для массивов Хан-Тайшири и Наран (рис. 7.10 и 7.15): в древней системе координат они широко разбросаны, но если соединить точки каждого объекта в современной и древней системе координат, то видно их "тяготение" к дуге большого круга. Для ряда точек, близких к современному полю, эти линии экстраполированы до "ожидаемой" дуги большого круга.

Картина распределения точек пересечения кругов перемагничивания в ходе чистки расплывчатая и напоминает ситуацию для габбро Хан-Тайшири, что свидетельствует о существенном перемагничивании пород, когда во многих образцах полностью была уничтожена первичная намагниченность, а приобретенная метакриная отражает время и сочетание вкладов геомагнитного поля прямой и обратной полярностей. На фоне полосы можно выделить две группы точек с доскладчатыми направлениями: 1)  $D_a=258^\circ$ ,  $I_a=-29^\circ$ ; 2)  $D_a=154^\circ$ ,  $I_a=+40^\circ$  (рис. 7.15 и табл. 7.6). Если через эти точки провести большой круг, то к нему и тяготеет большинство точек (рис. 7.15). Круги, построенные для направлений  $J_n$  в ходе чистки у большинства образцов из объектов точек МУ-6, -10 и -11, "разбегаются" в древней системе координат, т.е. в таких образцах вообще не сохранилась доскладчатая компонента  $J_n$ . Направление  $D_a=154^\circ$ ,  $I_a=+40^\circ$  близко среднему первичному палеомагнитному направлению массивов Хан-Тайшири и Наран ( $D_a=171^\circ$ ,  $I_a=+36^\circ$ ) и направлению, выделенному у образцов габбро Хан-Тайшири ( $D_a=146^\circ$ ,  $I_a=+35^\circ$ , табл. 7.3). Направление  $D_a=258^\circ$ ,  $I_a=-29^\circ$  приближается к среднему доскладчатому с отчетливо положительным тестом складки (см. выше).

Таким образом, как и в случае офиолитов Хан-Тайшири и Нарана, в офиолитах Баян-Хонгора преобладает стабильная метакриная намагниченность, приобретенная как до, так и во время деформаций пород. Во время протекания данного процесса геомагнитное поле было разной полярности. Во многих образцах от первичной намагниченности почти ничего не сохранилось. Это привело к более частому пересечению кругов перемагничивания в области направления метакриной доскладчатой намагниченности и к выделению направления, "промежуточного" между первичным и доскладчатым метакриным. "Первичное" направление выявлено еще менее четко, чем метакриное.

Геологическим событием, ответственным за сходство направлений метакриных намагниченностей галек конгломератов Нарана и Баян-Хонгора может быть приращение к окраине Сибирской плиты и последующая обдукция офиолитов, образованных как в краевых, так и во внутренних областях Палеоазиатского океана. По мнению А.Б. Дергунова [1989], скучивание офиолитов различного генезиса у окраины Сибири имело место в конце раннего кембрия. Этому не противоречат палеомагнитные данные: палеоширота образования метакриной намагниченности в конгломератах ( $4^\circ \pm 6^\circ$  с.ш.) совпадает с вычисленной по раннекембрийскому (540 млн лет) палеомагнитному полюсу Сибири для координат Озерной зоны Монголии ( $6^\circ \pm 6^\circ$  с.ш.). Однако существенно различаются склонения (221° – наблюдаемое, 318° – вычисленное), что можно объяснить неполным совмещением в это время офиолитовых блоков с Си-

бирью (возможно, образование конгломератов произошло до обдукции?).

Возраст офиолитов Баян-Хонгора,  $569 \pm 21$  млн лет [Kerezhinskas et al., 1991], вероятно, включает стадии от образования пород до зеленосланцевого метаморфизма. Соответственно, приобретение стабильных компонент  $J_n$  от первичной, подобной Хан-Тайширинской и Наранской, до метаксонной, выделенной по кругам перемагничивания и методом складки, можно отнести к венду – раннему кембрию.

Из магнитотектонических данных следует, что формирование офиолитов проходило на той же широте ( $20^\circ$  с.ш.), что и офиолитов Хан-Тайшири и Нарана, т.е. направление  $D_a = 150-170^\circ$  и  $I_a = +36^\circ$  относится к прямой полярности геомагнитного поля. По простиранию дайки Баян-Хонгора образуют в современной системе координат две группы:  $330^\circ$  и  $0^\circ$ , что по отношению к предполагаемому первичному склонению  $154^\circ$  в древней системе координат составит  $355^\circ$  и  $25^\circ$ . Первое направление преобладает, следовательно, как и на Хан-Тайшири, простирание оси спрединга в венде – раннем кембрии было субмеридиональным. В соответствии с принятой полярностью первичного направления полярность доскладчатой компоненты с  $D_a = 224^\circ$  и  $I_a = -14^\circ$  следует также считать прямой. Тогда получается следующая последовательность событий: первоначально спрединговые офиолиты Баян-Хонгора находились на  $20^\circ$  с.ш.; ко времени образования доскладчатой метаксонной намагниченности у галек конгломератов район повернулся против часовой стрелки на  $60^\circ$  и сместился к югу на  $15^\circ$  до  $5^\circ$  с.ш., а ко времени образования доскладчатой метаксонной намагниченности пород офиолитов точек МУ-2, -11, -15, -16 сместился еще южнее до  $-7^\circ$  ю.ш.

Такая интерпретация позволяет предположить, что возраст метаксонной намагниченности конгломератов древнее, чем возраст метаксонной доскладчатой намагниченности у офиолитов перечисленных объектов. В дальнейшем, после присоединения к Сибири, Баян-Хонгорский офиолитовый пояс испытывал общий поворот по часовой стрелке примерно на  $190-230^\circ$  вместе со всем регионом, включая офиолиты Хан-Тайшири и Нарана. Однако на Хан-Тайшири и Наране последовательность событий несколько иная: ко времени приобретения доскладчатой метаксонной намагниченности офиолиты Хан-Тайшири находились практически на исходной широте около  $20^\circ$  Северного полушария, офиолиты Нарана – на  $8^\circ$  с.ш., а ко времени образования метаксонной намагниченности у конгломератов точки НК немного южнее – на  $3-4^\circ$  с.ш. Для офиолитов Баян-Хонгора картина обратная: их метаксонная намагниченность древнее метаксонной намагниченности конгломератов. Судя по сопоставлению палеоширот и палеосклонений офиолитов Баян-Хонгора с пересчитанными с Сибирской платформы, возраст их преимущественно поздневендский, а досклад-

чатая метаксонная намагниченность относится к позднему венду – раннему кембрию.

## 7.4. Среднепалеозойские палеоспрединговые комплексы Южной Монголии

Каледонские структуры Монголии с севера и докембрийский фундамент Северо-Китайской плиты с юга разделяет варисский складчатый пояс, который протягивается более чем на 2000 км от Хингана на востоке до Джунгарии на западе (рис. 7.1). По мнению С.В. Руженцева и его соавторов [Руженцев, 1985; Руженцев и др., 1987], варисциды Южной Монголии формировались в рифтогенном бассейне с ордовика до карбона. Эта часть палеозойского океанического бассейна закрылась в результате коллизии Северо-Китайской плиты с каледонским обрамлением Сибири. О времени закрытия этого бассейна есть, как минимум, две точки зрения. Согласно первой, палеоокеанический бассейн закрылся в позднепалеозойское время [Руженцев и др., 1987; Зорин и др., 1994], а все последующие относительные движения связываются со сдвиговыми деформациями. Согласно второй, этот бассейн закрылся в раннем мезозое. Эта точка зрения опирается, в основном, на палеомагнитные данные, свидетельствующие о существовании пространства между Центральной Монголией и Северо-Китайской плитой в раннем триасе [Enkin et al., 1992; Didenko, 1992].

### 7.4.1. Геологическая характеристика

Варисциды южной Монголии делятся на три тектонические зоны (рис. 7.3): 1) центральную, Гоби-Тянь-Шаньскую, зону, выполненную вулканогенными, вулканогенно-осадочными формациями, в том числе и офиолитами спредингового типа; 2) северную, Гоби-Алтайскую, зону; 3) южную, Южно-Гобийскую, зону. Две последние зоны относятся к континентальным окраинам, обрамлявшим Южно-Монгольский палеобассейн [Руженцев и др., 1987], образования которого представлены в центральной зоне.

В основании офиолитов хребтов Дзолен и Гурван-Сайхан залегают серпентинитовый меланж и ультрабазитовый комплекс, на которых с тектоническим несогласием располагаются образования второго слоя океанической коры, представленные дайками диабазов и андезито-базальтов, а также в ряде мест пиллоу-лавами. Мощность слоя невыдержанная, но местами может достигать 2000 м. Выше располагаются глубоководные кремнистые отложения и конгломераты с гальками базальтов, андезито-базальтов и кремнистых пород. В кремнистых отложениях наблюдаются многочисленные силлы базальтового и андезито-базальтового составов мощностью от 1 до 10 м. Зона обжига в красных кремнистых породах фик-

сируется черным цветом и резким увеличением магнитной восприимчивости (табл. 7.7; рис. 7.16).

#### 7.4.2. Палеомагнитная и петромагнитная характеристики

Для определения структуры, состава и концентрации магнитных минералов измерен ряд петромагнитных характеристик образцов офиолитов (табл. 7.7). Термомагнитный анализ как  $J_s(T)$ , так и  $J_{rs}(T)$  показывает, что основными носителями намагниченности в магматических породах и обожженных кремнях являются катион-дефицитный магнетит с  $T_c = 590-625$  °С, маггемит и гематит (последний присутствует в кремнистых осадках). Маггемит фиксируется по подъему  $J_s$  при температурах 150–200 °С и резкому спаду в районе 400 °С; величина  $J_{st}$  после нагрева до 600 °С падает в 1.5–2 раза. Такое поведение  $J_s$  при нагревах типично для пород офиолитов, подвергшихся вторичным изменениям как на стадии остывания пород, так и при дальнейших гидротермальных изменениях и низкотемпературном окислении. При обжиге кремнистых осадков в восстановительных условиях присутствующие в породе гематит и/или гидроокислы железа переходят в магнетит.

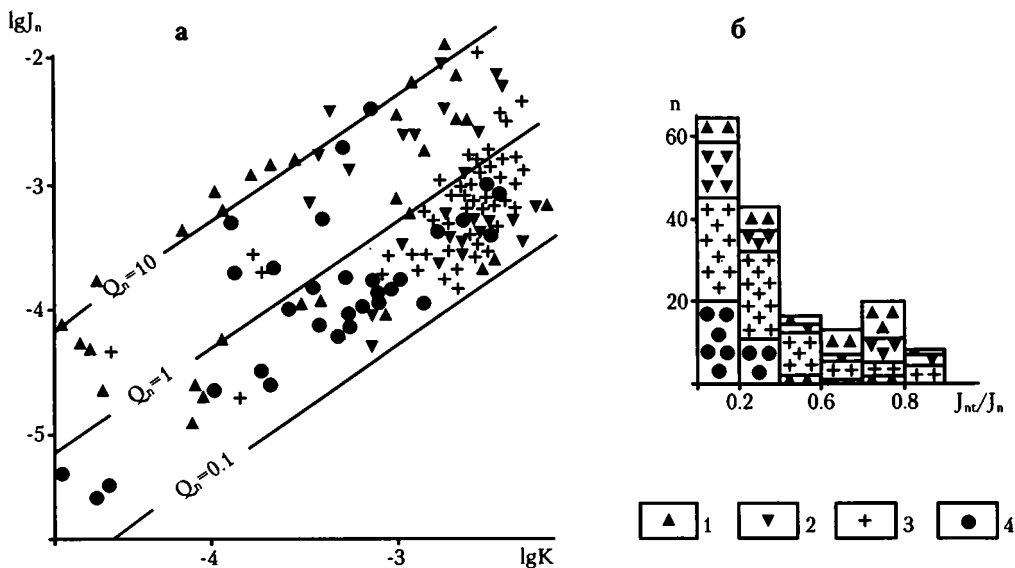
Величины  $J_n$  и  $k$  офиолитов широко варьируют (табл. 7.7), при этом  $Q_n > 1$  только у образцов обожженных осадков и в закалочной части силлов, обжигавших эти осадки (рис. 7.16, а). Высокая магнитная стабильность обожженных осадков отражается также в величине  $J_{nt}/J_n$  после нагрева до 460 °С, где влияние маггемита уже не сказывается (рис. 7.16, б): у более  $2/3$  образцов обожженных кремней  $J_{nt}/J_n > 0.3$ , тогда как у других пород  $J_{nt}/J_n$  часто  $< 0.1$ .

**Офиолиты хребтов Гурван-Сайхан и Дзолен.** Для теста галек из внутриформационных конгломератов берхеулинской свиты в точках ГК-1 и -2, имеющих различные залегания, отобраны группы галек базальтов, андезито-базальтов, необожженных кремнистых пород и обожженных кремней (табл. 7.8). Наибольший разброс направлений единичных векторов  $J_{nt}$  галек и, соответственно, наибольшая палеомагнитная стабильность отмечаются для образца обожженных кремней точки ГК-2. Близкой им стабильностью обладают базальты из точки ГК-1 и наименее стабильны базальты точки ГК-2. Следовательно, наиболее вероятно обнаружение “догалечной” компоненты  $J_n$  в обожженных кремнях, в меньшей мере – у базальтов, приуроченных к выходам конгломератов точки ГК-1. Обоснование “догалечного” возраста компоненты  $J_n$  практичес-

Таблица 7.7. Магнитные свойства образцов офиолитов хребтов Дзолен и Гурван-Сайхан

№ обр.	Порода	$J_n$ , А/м	$k \cdot 10^3$ , ед. СИ	$Q_n$	$H_{cr}$ , мТл	$J_s$ , Ам <sup>2</sup> /кг	$J_{st}/J_s$ , %	$T_c$ , °С	$J_{st}/J_s$ , %	$J_{rst}/J_{rs}$ , %
гб-2б	Диабаз, эндо	0.33	6.21	0.13	425	4.36	7	595	76	–
гб-3в	Диабаз, центр	0.45	4.65	0.24	275	4.1	7	600	90	5
гб-3г	Кремень, экзо	0.11	0.45	0.61	680	1.3	23	600; 670	92	18
гб-3г	Диабаз, эндо	0.33	2.93	0.28	860	2.29	18	600	104	14
гб-5б	Диабаз, эндо	5.57	5.18	2.70	855	3.00	24	610	94	14
гб-6в	Пиллоу-базальт	1.82	3.96	1.16	720	4.14	22	625	91	17
гб-8г	Диабаз, эндо	0.22	2.11	0.27	520	2.66	8	595	87	–
гб-10е	Кремень, экзо	0.55	1.49	0.93	745	2.58	27	605	101	21
гб-10е	Диабаз, эндо	0.43	2.25	0.48	810	0.88	20	610	71	24
гб-13а	Кремень, экзо	0.24	4.26	0.14	990	1.68	29	605	110	13
гб-13а	Диабаз, эндо	0.42	3.60	0.29	840	1.71	43	600	131	27
дз-1д	Кремень, экзо	4.31	0.84	12.9	1200	0.67	25	605	100	–
дз-4в	Диабаз, эндо	0.47	2.40	0.5	710	1.67	12	590	77	–
дз-5г	Диабаз, центр	0.42	3.47	0.3	690	2.92	15	600	80	13
дз-7б	Диабаз, центр	1.03	3.03	0.9	1125	2.57	22	595	72	–
дз-8в	Диабаз, эндо	0.05	0.94	0.1	1030	0.65	29	595	53	34
дз-12а	Пиллоу-базальт	650.00	2819.0	0.6	490	1.34	25	600	108	23
дз-12в	Кремень	20.00	71.00	0.7	490	0.07	–	675	124	–
дз-13е	Диабаз дайка	1.00	36.00	0.1	530	0.03	1	Пар.	111	–
дз-14а	Пиллоу-базальт	171.00	224.00	2.0	1150	0.27	46	600	48	–
дз-15а	Диабаз, эндо	1.00	23.00	0.1	1150	0.02	3	Пар.	128	–

*Примечание.* Эндо, экзо – эндоконтактовая и экзоконтактовая зоны, соответственно.  $J_n$  – естественная остаточная намагниченность;  $k$  – начальная магнитная восприимчивость;  $Q_n$  – коэффициент Кенигсбергера;  $H_{cr}$  – остаточная коэрцитивная сила;  $J_s$  – намагниченность насыщения;  $J_{rs}$  – остаточная намагниченность насыщения;  $T_c$  – точка Кюри;  $J_{st}$ ,  $J_{rst}$  – намагниченность насыщения и остаточного насыщения после лабораторного нагрева до 700 °С, соответственно; Пар. – парамагнитный тип зависимости  $J_s(T)$ .



**Рис. 7.16.** Диаграмма распределений начальной магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности (а) и гистограмма  $J_{nt}/J_n$  (б) образцов среднепалеозойских офиолитов Южной Монголии

1 – обожженные кремнистые осадочные породы; 2 – образцы из эндоконтактов интрузивных тел; 3 – базальты и андезиты-базальты; 4 – осадочные породы.  $J_{nt}$  – после Т-чистки до 450 °С

ки доказывает ее синхронность времени формирования офиолитов.

В результате статистической обработки  $J_{nt}$  галек выделены три компоненты: 1) сходная с направлением современного геомагнитного поля и разрушающаяся до 300 °С (разностный вектор между 20° и 300 °С); 2) средне-высокотемпературная, свойственная базальтам точки ГК-2 ( $D_c = 286-301^\circ$ ,  $I_c = -23-48^\circ$ ; табл. 7.8); величины суммарных векторов каждой из двух компонент превосходят критическое значение теста Рэлея для 95 %-ной вероятности [Шипунов, 1993]; только для группы галек обожженных кремней (точка ГК-2) эта величина меньше критического значе-

ния (табл. 7.8); 3) в гальках базальтов и необожженных кремней точки ГК-1 при 300–420 °С выделяется компонента, имеющая  $D_c = 317-335^\circ$  и  $I_c = +26-44^\circ$ .

Согласно тесту складки Мак-Фаддена [McFadden, 1990], для двух точек отбора конгломератов вторая компонента  $J_n$  преимущественно синскладчатая, близкая послескладчатой: максимальная кучность достигается после введения 20 %-ной поправки на залегание (табл. 7.8).

Палеомагнитная стабильность образцов наглядно отражена на векторных диаграммах. Наиболее стабильный – образец обожженного кремня из офиолитов хребта Дзолен (рис. 7.17, обр.

**Таблица 7.8.** Палеомагнитные направления галек конгломератов берхеулинской свиты из массива Гурван-Сайхан

Температура чистки, °С; объект	ГК-1; Аз. ПД 45°, $\angle 125^\circ$						ГК-2; Аз. ПД 35°, $\angle 89^\circ$					
	Образцы кремней (n=9)			Образцы базальтов (n=6)			Образцы базальтов (n=16)			Образцы обожженных кремней (n=6)		
	Dec, °	Inc, °	K	Dec, °	Inc, °	K	Dec, °	Inc, °	K	Dec, °	Inc, °	K
Исходная	343	46	14.8	351	3	8.2	266	-19	3.1	286	-36	1.9
300	317	44	5.3	335	41	3.2	280	-35	3.8	284	-44	2.3
20–300	5	62	14.5	7	58	6.1	264	-27	3.6	286	-36	2.3
360	316	-11	7.9	331	26	2.3	284	-37	3.8	279	-46	2.4
420	320	-23	8.0	316	32	3.0	285	-35	3.8	283	-46	2.4
480	310	-19	4.3	316	12	1.7	287	-36	3.8	293	-50	2.2
540	301	-23	4.0	297	-48	1.6	286	-35	3.5	290	-46	1.8
ГК-1+ГК-2	292	-36	116	$\alpha_{95} = 9.2$			$K_{max}, 20\%$					
	279	24	19.3	$\alpha_{95} = 22.7$			281	-27	197.6	$\alpha_{95} = 7.1$		

*Примечание.* Все направления даны в современной системе координат (в последней строке курсивом дано среднее направление в древней системе координат). Остальные пояснения см. в табл. 7.3.

сируется черным цветом и резким увеличением магнитной восприимчивости (табл. 7.7; рис. 7.16).

#### 7.4.2. Палеомагнитная и петромагнитная характеристики

Для определения структуры, состава и концентрации магнитных минералов измерен ряд петромагнитных характеристик образцов офиолитов (табл. 7.7). Термомагнитный анализ как  $J_s(T)$ , так и  $J_{rs}(T)$  показывает, что основными носителями намагниченности в магматических породах и обожженных кремнях являются катион-дефицитный магнетит с  $T_c = 590-625$  °С, маггемит и гематит (последний присутствует в кремнистых осадках). Маггемит фиксируется по подъему  $J_s$  при температурах 150–200 °С и резкому спаду в районе 400 °С; величина  $J_{st}$  после нагрева до 600 °С падает в 1.5–2 раза. Такое поведение  $J_s$  при нагревах типично для пород офиолитов, подвергшихся вторичным изменениям как на стадии остывания пород, так и при дальнейших гидротермальных изменениях и низкотемпературном окислении. При обжиге кремнистых осадков в восстановительных условиях присутствующие в породе гематит и/или гидроокислы железа переходят в магнетит.

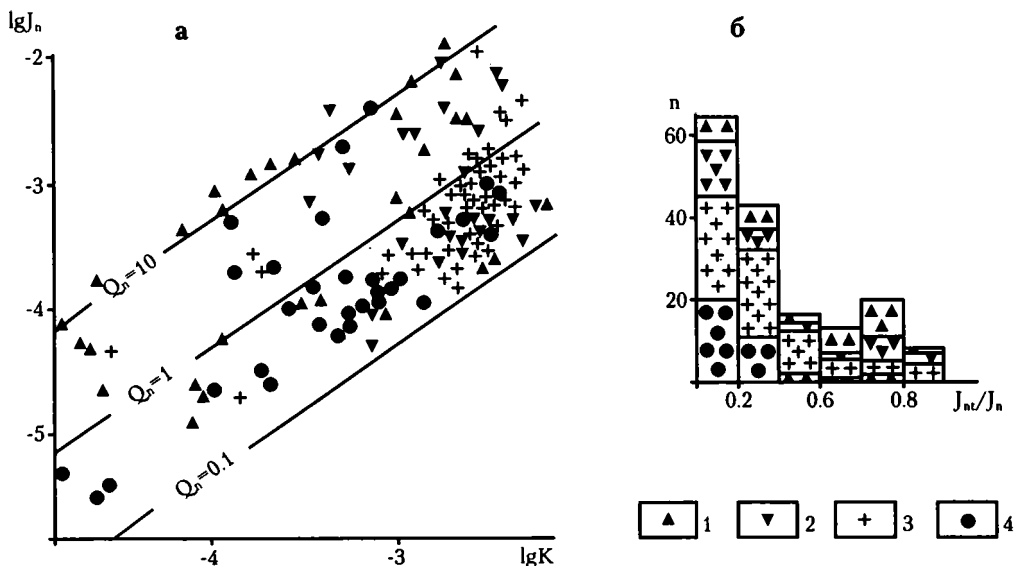
Величины  $J_n$  и  $k$  офиолитов широко варьируют (табл. 7.7), при этом  $Q_n > 1$  только у образцов обожженных осадков и в закалочной части силлов, обжигавших эти осадки (рис. 7.16, а). Высокая магнитная стабильность обожженных осадков отражается также в величине  $J_{nt}/J_n$  после нагрева до 460 °С, где влияние маггемита уже не сказывается (рис. 7.16, б): у более 2/3 образцов обожженных кремней  $J_{nt}/J_n > 0.3$ , тогда как у других пород  $J_{nt}/J_n$  часто  $< 0.1$ .

**Офиолиты хребтов Гурван-Сайхан и Дзолен.** Для теста галек из внутрiformационных конгломератов берхеулинской свиты в точках ГК-1 и -2, имеющих различные залегания, отобраны группы галек базальтов, андезитов-базальтов, необожженных кремнистых пород и обожженных кремней (табл. 7.8). Наибольший разброс направлений единичных векторов  $J_{nt}$  галек и, соответственно, наибольшая палеомагнитная стабильность отмечаются для образца обожженных кремней точки ГК-2. Близкой им стабильностью обладают базальты из точки ГК-1 и наименее стабильны базальты точки ГК-2. Следовательно, наиболее вероятно обнаружение “догалечной” компоненты  $J_n$  в обожженных кремнях, в меньшей мере – у базальтов, приуроченных к выходам конгломератов точки ГК-1. Обоснование “догалечного” возраста компоненты  $J_n$  практичес-

Таблица 7.7. Магнитные свойства образцов офиолитов хребтов Дзолен и Гурван-Сайхан

№ обр.	Порода	$J_n$ , А/м	$k \cdot 10^3$ , ед. СИ	$Q_n$	$H_{cr}$ , мТл	$J_s$ , Ам <sup>2</sup> /кг	$J_{st}/J_s$ , %	$T_c$ , °С	$J_{st}/J_s$ , %	$J_{rst}/J_{rs}$ , %
гб-2б	Диабаз, эндо	0.33	6.21	0.13	425	4.36	7	595	76	–
гб-3в	Диабаз, центр	0.45	4.65	0.24	275	4.1	7	600	90	5
гб-3г	Кремень, экзо	0.11	0.45	0.61	680	1.3	23	600; 670	92	18
гб-3г	Диабаз, эндо	0.33	2.93	0.28	860	2.29	18	600	104	14
гб-5б	Диабаз, эндо	5.57	5.18	2.70	855	3.00	24	610	94	14
гб-6в	Пиллоу-базальт	1.82	3.96	1.16	720	4.14	22	625	91	17
гб-8г	Диабаз, эндо	0.22	2.11	0.27	520	2.66	8	595	87	–
гб-10е	Кремень, экзо	0.55	1.49	0.93	745	2.58	27	605	101	21
гб-10е	Диабаз, эндо	0.43	2.25	0.48	810	0.88	20	610	71	24
гб-13а	Кремень, экзо	0.24	4.26	0.14	990	1.68	29	605	110	13
гб-13а	Диабаз, эндо	0.42	3.60	0.29	840	1.71	43	600	131	27
дз-1д	Кремень, экзо	4.31	0.84	12.9	1200	0.67	25	605	100	–
дз-4в	Диабаз, эндо	0.47	2.40	0.5	710	1.67	12	590	77	–
дз-5г	Диабаз, центр	0.42	3.47	0.3	690	2.92	15	600	80	13
дз-7б	Диабаз, центр	1.03	3.03	0.9	1125	2.57	22	595	72	–
дз-8в	Диабаз, эндо	0.05	0.94	0.1	1030	0.65	29	595	53	34
дз-12а	Пиллоу-базальт	650.00	2819.0	0.6	490	1.34	25	600	108	23
дз-12в	Кремень	20.00	71.00	0.7	490	0.07	–	675	124	–
дз-13е	Диабаз дайка	1.00	36.00	0.1	530	0.03	1	Пар.	111	–
дз-14а	Пиллоу-базальт	171.00	224.00	2.0	1150	0.27	46	600	48	–
дз-15а	Диабаз, эндо	1.00	23.00	0.1	1150	0.02	3	Пар.	128	–

*Примечание.* Эндо, экзо – эндоконтактовая и экзоконтактовая зоны, соответственно.  $J_n$  – естественная остаточная намагниченность;  $k$  – начальная магнитная восприимчивость;  $Q_n$  – коэффициент Кенигсбергера;  $H_{cr}$  – остаточная коэрцитивная сила;  $J_s$  – намагниченность насыщения;  $J_{rs}$  – остаточная намагниченность насыщения;  $T_c$  – точка Кюри;  $J_{st}$ ,  $J_{rst}$  – намагниченность насыщения и остаточного насыщения после лабораторного нагрева до 700 °С, соответственно; Пар. – парамагнитный тип зависимости  $J_s(T)$ .



**Рис. 7.16.** Диаграмма распределений начальной магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности (а) и гистограмма  $J_{nt}/J_n$  (б) образцов среднепалеозойских офиолитов Южной Монголии

1 – обожженные кремнистые осадочные породы; 2 – образцы из эндоконтактов интрузивных тел; 3 – базальты и андезито-базальты; 4 – осадочные породы.  $J_{nt}$  – после Т-чистки до 450 °С

ки доказывает ее синхронность времени формирования офиолитов.

В результате статистической обработки  $J_{nt}$  галек выделены три компоненты: 1) сходная с направлением современного геомагнитного поля и разрушающаяся до 300 °С (разностный вектор между 20° и 300 °С); 2) средне-высокотемпературная, свойственная базальтам точки ГК-2 ( $D_c = 286-301^\circ$ ,  $I_c = -23-48^\circ$ ; табл. 7.8); величины суммарных векторов каждой из двух компонент превосходят критическое значение теста Рэля для 95 %-ной вероятности [Шипунов, 1993]; только для группы галек обожженных кремней (точка ГК-2) эта величина меньше критического значе-

ния (табл. 7.8); 3) в гальках базальтов и необожженных кремней точки ГК-1 при 300–420 °С выделяется компонента, имеющая  $D_c = 317-335^\circ$  и  $I_c = +26-44^\circ$ .

Согласно тесту складки Мак-Фаддена [McFadden, 1990], для двух точек отбора конгломератов вторая компонента  $J_n$  преимущественно синскладчатая, близкая послескладчатой: максимальная кучность достигается после введения 20 %-ной поправки на залегание (табл. 7.8).

Палеомагнитная стабильность образцов наглядно отражена на векторных диаграммах. Наиболее стабильный – образец обожженного кремня из офиолитов хребта Дзолен (рис. 7.17, обр.

**Таблица 7.8.** Палеомагнитные направления галек конгломератов берхеулинской свиты из массива Гурван-Сайхан

Температура чистки, °С; объект	ГК-1; Аз. ПД 45°, $\angle 125^\circ$						ГК-2; Аз. ПД 35°, $\angle 89^\circ$					
	Образцы кремней (n=9)			Образцы базальтов (n=6)			Образцы базальтов (n=16)			Образцы обожженных кремней (n=6)		
	Dec, °	Inc, °	K	Dec, °	Inc, °	K	Dec, °	Inc, °	K	Dec, °	Inc, °	K
Исходная	343	46	14.8	351	3	8.2	266	-19	3.1	286	-36	1.9
300	317	44	5.3	335	41	3.2	280	-35	3.8	284	-44	2.3
20–300	5	62	14.5	7	58	6.1	264	-27	3.6	286	-36	2.3
360	316	-11	7.9	331	26	2.3	284	-37	3.8	279	-46	2.4
420	320	-23	8.0	316	32	3.0	285	-35	3.8	283	-46	2.4
480	310	-19	4.3	316	12	1.7	287	-36	3.8	293	-50	2.2
540	301	-23	4.0	297	-48	1.6	286	-35	3.5	290	-46	1.8
ГК-1+ГК-2	292	-36	116	$\alpha_{95} = 9.2$			$K_{max}, 20\%$					
	279	24	19.3	$\alpha_{95} = 22.7$			281	-27	197.6	$\alpha_{95} = 7.1$		

*Примечание.* Все направления даны в современной системе координат (в последней строке курсивом дано среднее направление в древней системе координат). Остальные пояснения см. в табл. 7.3.



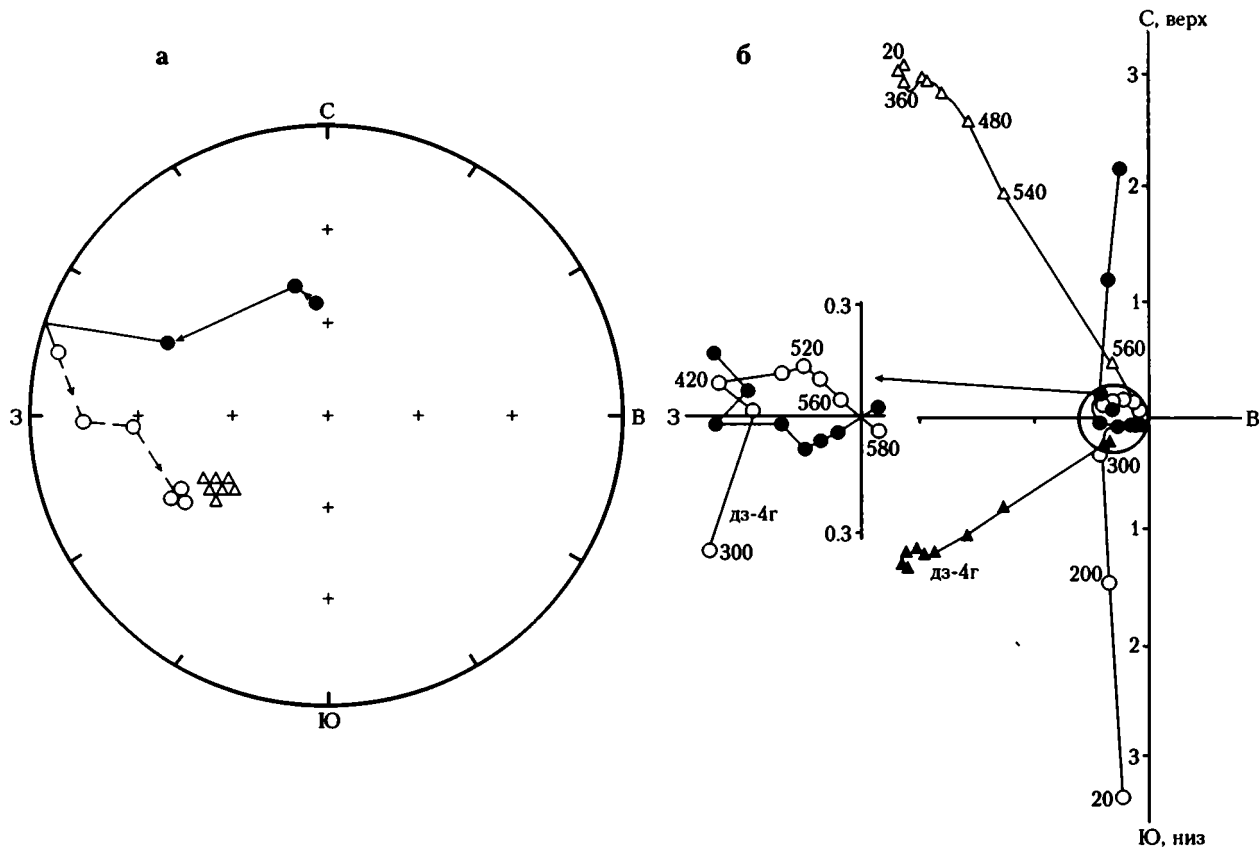


Рис. 7.17. Стереограмма палеомагнитных направлений (а) и диаграмма Зийдervельда (б) для образца из эндоконтакта интрузивного тела (обр. дз-4в, кружки) и обожженного им кремнистого осадка (обр. дз-4г, треугольники)

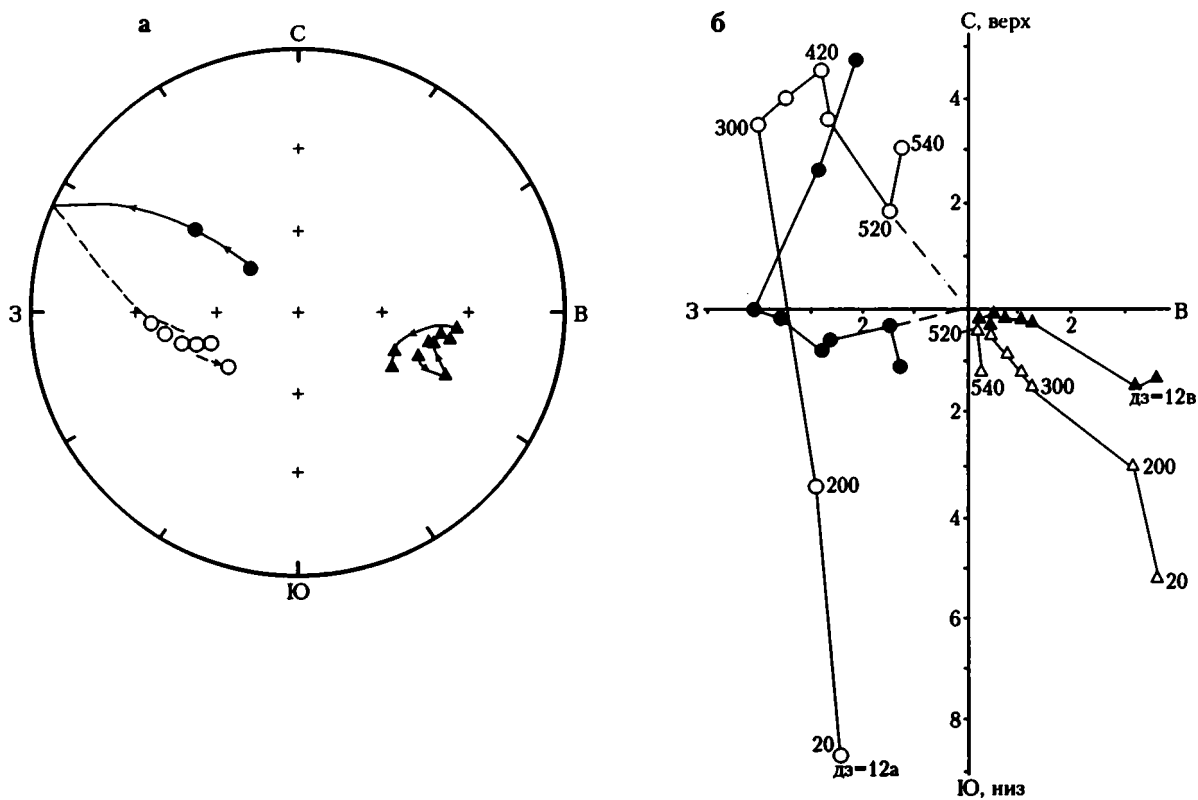


Таблица 7.9. Палеомагнитные направления палеоспрединговых комплексов офиолитов Южной Монголии

Порода	Аз., °	Угол, °	N	n	Dec, °	Inc, °	K	$\alpha_{95}, °$	Возраст	пш, °
	ПД									
Офиолиты хребта Дзолен (43.5° с.ш., 102.8° в.д.)										
Кремнистые алевролиты	140–165	55–70	2	7	101	42	54.5	8.2	C <sub>1</sub>	–
					114	-9	42.8	9.3		–
Базальты пиллоу-лава	160–210	40–90	13	20	283	-57	35.7	6.5	C <sub>1</sub>	–
					329	-19	12.2	11.1		–
Диабазы интрузий	160	67	14	20	290	-49	3.3	20.6	C <sub>1</sub> ?	–
					273	-25	15.5	9.5		+13.1
Эндоконтакты	340–350	60–75	14	14	234	-46	14.6	10.8	D <sub>2-3</sub>	–
					208	-2	25.6	8.0		-1.0
Экзоконтакты	340–350	60–75	13	13	223	-50	19.3	8.8	D <sub>2-3</sub>	–
					209	3.5	41.8	6.0		1.8
Среднее по Дзолену			14	27	228.7	-48	27	7.2	D <sub>2-3</sub>	–
					208.5	-0.7	60.8	4.8		-0.3
Офиолиты хребта Гурван-Сайхан (43.7° с.ш., 103.0° в.д.)										
Диабазы интрузий+конгломерат+разностный вектор 300–400 °С			3	24	319	37	7.1	10.7	P <sub>2</sub>	20.6
Конгломераты	35–45	89–125	2	32	292	-36	116	9.2	C <sub>1</sub>	–
					279	24	19.3	22.7		–
Туффиты	35–55	95–125	1	11	319	-36	4.1	20.9	C <sub>1</sub>	–
					285	24	3.5	22.6		–
Базальты пиллоу-лава	345–15	70–85	1	5	288	-32	21.2	17	C <sub>1</sub>	–
					239	-28	13.3	21.8		–
Диабазы интрузий	15–20	80–90	7	18	312	-19	5.1	29.6	C <sub>1</sub> ?	–
					266	-33	10.2	19.8		+18.0
Кремнистые осадки	345–5	80–90	1	6	8	-83	19.6	15.5	D <sub>2-3</sub>	–
					188	-15	39.7	10.8		-7.5
Базальты пиллоу-лава	345–15	70–85	2	14	97	-84	10.5	12.9	D <sub>2-3</sub>	–
					178	-14	15.6	10.3		-7.0
Эндоконтакты	345–15	70–90	7	7	151	-70	21.9	11.3	D <sub>2-3</sub>	–
					177	-3	50.4	7.5		-1.5
Экзоконтакты	345–15	75–90	7	7	125	-78	35.4	8.9	D <sub>2-3</sub>	–
					179	-12	58.3	6.9		-6.0
Среднее по Гурван-Сайхану			10	34	124.1	-81.6	21.3	9.6	D <sub>2-3</sub>	–
					180.2	-10.7	47.9	6.4		-5.4
Среднее по Дзолену и Гурван-Сайхану			7	113	287.6	-31.8	7.7	19.2	C <sub>1</sub> ?	–
					279.5	-7.8	5.3	23.2		–
Синскладчатая компонента (30 %)			–	–	282.5	-26.8	10.6	16.4		+14.2

Примечание. Пояснения см. в табл. 7.3.

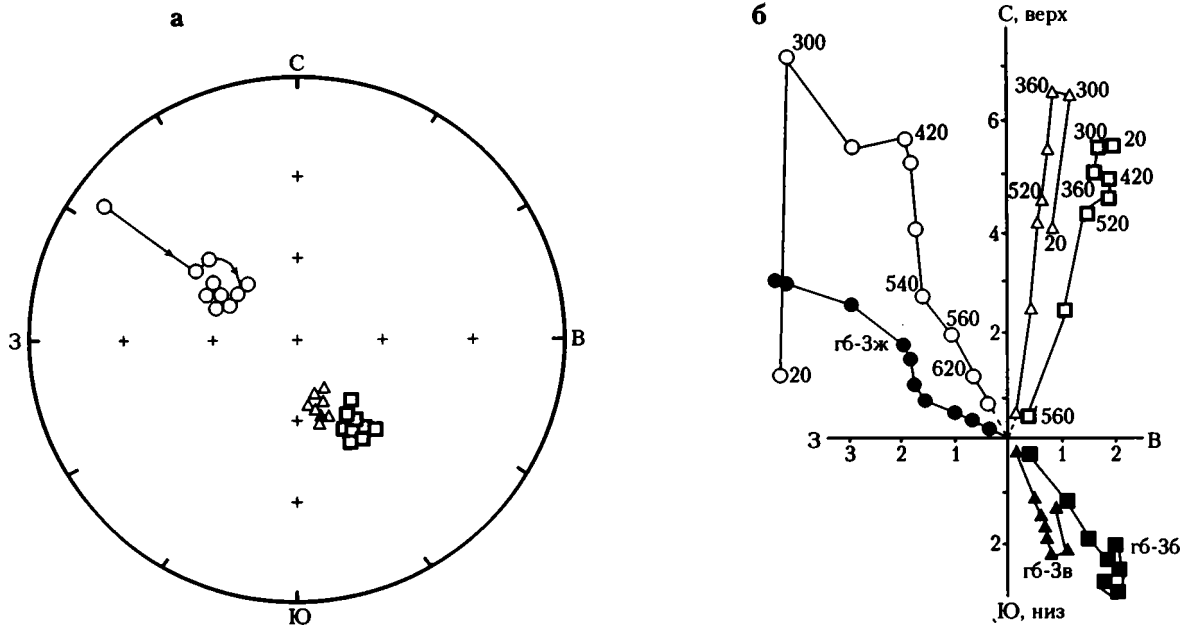
дз-4г): до 420 °С выделяются две компоненты J<sub>n</sub>; направление первой (J<sub>200</sub> °С) (D=353° и I=+68°) сходно с направлением современного геомагнитного поля; вторая – выделяется между 200° и 400 °С и имеет направление D<sub>c</sub>=277°, I<sub>c</sub>=-21°, в современной системе координат очень близкое метакронной намагниченности галек конгломератов (табл. 7.8). Выше 420 °С фиксирует-

ся третья компонента: линейный отрезок, идущий в начало координат; ему соответствуют D=237°, I=-53°; на долю этой компоненты приходится около 90 % J<sub>n</sub>.

В эндоконтактной зоне выделяются по направлению те же три компоненты, но поведение J<sub>n</sub> иное (рис. 7.17, обр. дз-4в): во-первых, более 90 % величины J<sub>n</sub> приходится на первую компоненту, кото-

←

Рис. 7.18. Стереодиаграмма палеомагнитных направлений (а) и диаграмма Зийдервельда (б) для образцов необожженного кремнистого осадка (обр. дз-12в, треугольники) и диабазы из центра дайки (обр. дз-12а, кружки)



**Рис. 7.19.** Стереограмма палеомагнитных направлений (а) и диаграмма Зийдervельда (б) для образцов из эндоконтакта интрузивного тела (гб-3б, квадраты), обожженного им кремнистого осадка (гб-3в, треугольники) и необожженного кремнистого осадка, отобранного в 15 м от контакта (гб-3ж, кружки)

рая уничтожается Т-чисткой до 360 °С, во-вторых, компонента с  $D_c=270^\circ$ ,  $I_c=-30^\circ$  выделяется между 420–520 °С и, в-третьих, компонента с  $D_c=241^\circ$ ,  $I_c=-46^\circ$  выделяется выше 520 °С.

В случае наименее стабильных образцов необожженных кремней (обр. дз-12в) и диабазов (обр. дз-12а) из центров интрузии (табл. 7.7), примерно до 200–300 °С, разрушается первая компонента, а, начиная с 420 °С и до конца чистки, фиксируется компонента, близкая по направлению метахронной намагниченности галек ( $D_c=265-275^\circ$  и  $I_c=-35-45^\circ$ ), но разной полярности в случае образца осадка и диабаза (рис. 7.18). Следовательно, время перемагничивания захватило, как минимум, две зоны полярности, подобно вторичной намагниченности офиолитов Южного Тянь-Шаня, Хан-Тайшири, Нарана.

Пример позитивного теста обжига для пород хребта Гурван-Сайхан приведен на рис. 7.19. Здесь поведение  $J_n$  образцов как из экзоконтакта (обр. гб-3в), так и из эндоконтакта (обр. гб-3б) сходно: до 300 °С уничтожается компонента, направление которой близко современному полю, далее фиксируется одна компонента с  $D_c=150^\circ$  и  $I_c=-70-80^\circ$  до полного размагничивания.  $J_n$  образца необожженных кремней, находящихся в 15 м от кровли силла (обр. гб-3ж), ведет себя сложно: в процессе Т-чистки выделяются три компонента. Помимо двух указанных, в ряде случаев разностный вектор (300–400 °С)  $J_n$  диабазов интрузий из хребта Гурван-Сайхан имеет статистически значимое направление  $D_c=319^\circ$ ,  $I_c=37^\circ$  (табл. 7.9). Это направление похоже на направление пермских пород Южной, Центральной Монголии

[Pruner, 1987] и Северо-Китайской плиты [Lin et al., 1985 а,б; Zhao et al., 1990; Enkin et al., 1992; Didenko, 1992].

В образцах офиолитов хребтов Дзолен и Гурван-Сайхан выделяются три древние компоненты  $J_n$ : две из них метахронные, а одна, вероятно, относится ко времени образования офиолитов.

Первая метахронная компонента ( $D_c=319^\circ$ ,  $I_c=37^\circ$ ) выделена по разностному вектору, ее возраст позднепалеозойский, полярность прямая.

Вторая метахронная компонента обнаружена практически во всех магматических породах в виде промежуточной среднетемпературной компоненты или конечной высокотемпературной, если порода полностью перемагничена; она преимущественно синскладчатая, обратной полярности: ее среднее направление, рассчитанное по семи объектам, –  $D=282.5^\circ$  и  $I=-26.8^\circ$  при введении 30 %-ной поправки на наклон пластов (максимум  $K=10.6$ , табл. 7.9). Образование этой метахронной намагниченности, возможно, связано с заключительными фазами варисской аккреции ( $C_1$ ) в этом регионе [Руженцев и др., 1987; Didenko, 1992];

Третья компонента –  $D_a=208.5^\circ$  и  $I_a=-0.7^\circ$  (хребет Дзолен),  $D_a=180^\circ$  и  $I_a=-11^\circ$  (хребет Гурван-Сайхан) имеет позитивные отклики трех тестов палеомагнитной надежности: галек, складки и обжига, так что ее можно считать первичной в магнитотектоническом плане. Во-первых, в интервале температур выделения этой компоненты распределение векторов  $J_{nt}$  галек хаотическое; во-вторых,  $K_d/K_c=2.25$  и 2.24 для хребтов Дзолен и Гурван-Сайхан, соответственно; в-третьих, на обоих участках направле-

ния высокотемпературных компонент как для обожженных кремней, так и для обжигавших их диабазов из эндоконтактных зон совпадают, в то время как  $J_{nt}$  необожженных кремней имеет другое направление. Разница в палеосклонениях высокотемпературной компоненты  $J_n$  пород хребтов Дзолен и Гурван-Сайхан равна  $29^\circ$ , что совпадает с разницей в современных простираниях структур этих хребтов ( $30^\circ$ ). Полярность направления первичной компоненты, вероятно, прямая, так как только она соответствует достаточно плавному вращению блоков офиолитов по часовой стрелке. При другом знаке полярности интерпретация движений вокруг вертикальной оси приобретает достаточно сложный характер: значительные движения как по, так и против часовой стрелки трудно объяснить с позиций региональной геологии.

По трем компонентам  $J_n$  прослеживается закономерное увеличение палеошироты района со временем:  $6^\circ$  ю.ш. – в силуре;  $0^\circ$  – в среднем–позднем девоне;  $14^\circ$  с.ш. – в раннем карбоне и  $21^\circ$  с.ш. – в поздней перми.

## 7.5. Геодинамические аспекты формирования палеоспрединовых комплексов Монголии

Комплексное изучение крупных офиолитовых массивов, располагающихся как в каледонидах Северо-Западной Монголии (Хан-Тайшири, Наран, Баян-Хонгор), так и в герцинидах Южной Монголии (Дзолен, Гурван-Сайхан), позволяет сделать ряд выводов.

Образование офиолитов Озерной зоны Западной Монголии происходило в различных геодинамических условиях: 1 – концентрированного спрединга (офиолиты Баян-Хонгора); 2 – рассеянного спрединга (офиолиты Хан-Тайшири и Нарана). Офиолиты Хан-Тайшири и Нарана в венд-кембрийское время находились у восточного края Сибирской плиты на  $3\text{--}7^\circ$  с.ш., тогда как формирование офиолитов Баян-Хонгора шло во внутренней части Палеоазиатского океана на  $20^\circ$  с.ш. на значительном удалении от края Сибирской плиты.

Формирование офиолитов Хан-Тайшири, вероятно, происходило в два этапа, что выразилось в дискордантности структурных элементов габбро-пироксенитового комплекса и даек поздней генерации и в различных палеомагнитных направлениях этих пород.

В конце раннего кембрия все три изученных венд-кембрийских офиолитовых массива были аккретированы к краю Сибирской плиты с синхронным размывом офиолитов. Одновременность этого события нашла отражение в приобретении метакронной намагниченности, одинаковой для всех комплексов.

Приведенные палеомагнитные и геологические материалы соответствуют друг другу. По крайней мере, часть палеоспрединовых комплексов офио-

литов Хан-Тайшири и Нарана, по геологическим данным, формировались в геодинамических условиях рассеянного спрединга примитивной островодужной системы. Палеомагнитные данные, в свою очередь, подтверждают это тем, что они в момент образования располагались вблизи восточного (древние координаты) края Сибирской платформы. В отличие от этих двух объектов, офиолиты Баян-Хонгорской зоны характеризуются проявлением концентрированного спрединга, присущего центральным частям океанических бассейнов, что и подтверждают палеомагнитные данные – образование офиолитов Баян-Хонгора происходило на значительном удалении от Сибирской платформы ( $10\text{--}15^\circ$  по широте).

Магнитотектонические исследования показали, что изученные девонские офиолиты Южной Монголии находились в приэкваториальных широтах. Примерно на этих же широтах находился Джинсетский блок, являющийся в современной тектонической структуре региона северным (современные координаты) ограничением Южно-Монгольского палеоокеана [Didenko, 1992]. Палеомагнитные данные, указывающие на экваториальные широты, согласуются с палеоклиматическими, в частности, по Джинсетской подзоне, где в эмско-эйфельской части разреза палеозойских отложений описаны органогенные известняки [Маркова, Шаркова, 1974].

Данные по Южно-Гобийскому микроконтиненту, маркирующему южный край палеоокеана, не столь определены [Didenko, 1992]. Так, в позднем силуре – раннем девоне палеоширота микроконтинента могла быть  $24^\circ$  как северной, что более вероятно, так и южной широты. В раннекаменноугольное время(?) палеоширота Южно-Гобийского микроконтинента составляла около  $5^\circ$ , т.е. за девонское время блок мог испытать широтный дрейф на значительное расстояние: в  $20^\circ$  – минимальная оценка в случае одного (Северного полушария), или в  $30^\circ$  – максимальная оценка в случае разных полушарий. Вполне вероятно, что в среднем девоне различие в широтном положении Южно-Гобийского микроконтинента и офиолитов Южно-Монгольского палеоокеана было не столь велико, причем последние в девоне находились южнее микроконтинента. Смена относительного широтного положения на обратное (офиолитовые объекты располагаются севернее Южного Гоби) согласуется с предполагаемым  $180^\circ$ -градусным разворотом как микроконтинента, так и офиолитовых массивов Дзолен и Гурван-Сайхан.

Из сопоставления полученных палеомагнитных направлений Южной Монголии с рассчитанными направлениями с полюсов Сибирской и Северо-Китайской плит видно, что полученные направления ближе к Северо-Китайским, а не к Сибирским [Didenko, 1992; Zhao et al., 1993]. В девоне Южно-Монгольские объекты отстоят по широте на  $10\text{--}15^\circ$  от Северо-Китайской плиты. Лишь в позднем палеозое они приблизились к Северо-Ки-

тайской плите, что сопровождалось деформациями и возникновением позднепалеозойской метакристаллической намагниченности. В поздней перми палеобассейн между Южно-Гобийским и Джинсетским блоками, вероятно, был уже полностью закрыт и Южно-Монгольский блок примкнул к Северо-Китайской плите. Отмечается хорошее совпадение пермского направления Центрально-Монгольского блока [Rüper, 1987, 1992] и вторичной компоненты, полученной нами, с одной стороны,

и пермского направления Северо-Китайской плиты [Zhao et al., 1990] – с другой.

Южно-Монгольский бассейн в среднем девоне располагался в тропических широтах. Исходя из близости средне-верхнепалеозойских палеомагнитных направлений офиолитов к направлениям Северо-Китайской платформы, можно сделать вывод, что последняя, вместе с Южно-Гобийским блоком являлись, вероятно, ограничением бассейна на востоке.

## Глава 8

# Геодинамические условия формирования палеоспреди́нговых комплексов

Вся история формирования океанической литосферы неразрывно связана с процессами спрединга, причиной которых являются конвективные течения в мантии [Колман, 1979; Добрецов, 1980; Кузьмин, 1985; Пушаровский, Руженцев, 1985; Лобковский, 1988; Лобковский, Хаин, 1989; Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Добрецов, Кирдяшкин, 1993; Хаин, Ломизе, 1995; Dietz, 1961; Hess, 1962, 1964; Moores, Vine, 1971; Ophiolites and Oceanic Lithosphere, 1984].

Часть поступающих в спрединговые зоны глубоких мантийных расплавов формирует магматическое габбро, дайковые и силловые серии. Достигшая поверхности дна океана магма изливается в виде потоков лав. В результате образуется субслоистая океаническая кора, представленная (снизу вверх): габбро – дайки+силлы – лавы.

В ходе спрединговых процессов поступающие глубинные расплавы могут формировать различные типы магматических тел: в геодинамической системе со значительной горизонтальной компонентой движения преобладают дайковые серии типа “дайка в дайке”; в геодинамической системе с незначительной горизонтальной компонентой движения предпочтительно формируются комплексы пластовых тел типа “силл в силле”.

Океаническая литосфера, достигшая зон субдукции, нередко снова попадает в область влияния регионального растяжения. На начальных стадиях развития зон субдукции в условиях зарождающихся примитивных островных дуг возможно развитие спрединговых центров [Casey et al., 1983]. По мере эволюции зон субдукции, примитивные островные дуги сменяются более развитыми островодужными системами, с которыми также связаны процессы растяжения. Явление спрединга в тылу островных дуг впервые было установлено Д. Каригом [Karig, 1970]. Взаимодействие океанических плит с островными дугами приводит к растяжению в тыловых областях последних, где происходит активный вулканизм и формируются рифтогенные структуры задуговых бассейнов.

В результате вышеописанных геодинамических процессов создается и постепенно наращивается литосфера океанического типа. Локализованные в ее верхней части комплексы (габбро, дайки, силлы, лавы) несут в себе информацию не только о

геодинамической обстановке в целом, но по отдельным параметрам спрединга.

Проведенные авторами исследования офиолитовых комплексов в пределах Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса, в первую очередь Уральской, Тянь-Шаньской и Алтае-Саянской областей, а также данные по другим складчатым поясам Земли показали, что разрезы многих из них отличаются как по своему строению, так и по петрогеохимическим характеристикам, от разрезов “нормальной” океанической коры.

### 8.1. Общая характеристика палеоспреди́нговых комплексов

Анализ большого количества палеоспреди́нговых комплексов в пределах Урало-Монгольского пояса (табл. 8.1) позволил их типизировать по ряду параметров. Основой для подобной классификации послужили морфометрические параметры: линейность, ветвистость, дихотомирование, а также способ заполнения пространства – сплошной или рассредоточенный (рассеянный). По способу проявления спрединга также подразделяется на первичный и повторный, т.е. накладывающийся на уже сформированную океаническую кору.

**Линейный спрединг насыщенного типа (концентрированный спрединг).** Наиболее детально характеристики концентрированного спрединга рассмотрены на примере Шулдакского дайкового комплекса Южно-Мугоджарских офиолитов (см. главу 3). Здесь раздвигание блоков происходит равномерно с примерно равной частотой импульсов. В результате образуются комплексы типа “дайка в дайке”, в которых преобладают линейно вытянутые отрезки. При этом, несмотря на продолжительность процесса раздвигания блоков, выдержанными оказываются векторы движения, о чем однозначно свидетельствует параллельность в простираниях даек. В поле напряжений постоянно действует сдвиговая компонента, но ее участие в спрединге не нарушает линейности.

В развитии спрединга линейного типа существует закономерная цикличность. На ранних фазах действия палеорифтовой системы происходит равномерно-импульсивное раздвигание – “фоно-

Таблица 8.1. Сравнительная характеристика палеоспрединовых комплексов Урало-Монгольского складчатого пояса

Офиолитовый комплекс	Возраст	φ, °	λ, °	пш, °	пр, °	Особенности палеоспрединовых комплексов		Типоморфные серии	Тип палеоструктуры	Тип спрединга
						Однофазный	Многофазный			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<b>Алтае-Саянская область</b>										
Карашатский массив (Южная Тува)	V-Є <sub>1</sub>	50.1	95.1	-7	325 (350)	Линейные дайки + силлы	-	NMORB	КМ	Рассеянный
Чон-Саир (Южная Тува)	V-Є <sub>1</sub>	50.2	95.2	-	85	Линейные дайки	-	NMORB	КМ	То же
Куртушибинский массив (Западный Саян)	V-Є <sub>1</sub>	52.8	93.5	+5	270	-	Дайки 1-й генерации	NMORB+EMORB	СОХ	Концентрированный
					280-300 (350)		Дайки 2-й генерации			Воп+IATB
Шатский массив (Западная Тува)	V-Є <sub>1</sub> <sup>1</sup>	51.3	90.7	-11	80-90 (300)	-	Дайки 1-й генерации	IATB	РОД	То же
					325		Дайки 2-й генерации			
Среднетерсинский массив (Кузнецкий Алатау)	Є <sub>1</sub> <sup>1</sup>	54.7	88.4	-9	10 (30)	-	Линейные дайки	IATB+IACAB	РОД	“
					-		Хаотичные дайки с силлами			
Курайские офиолиты (Горный Алтай)	V-Є <sub>1</sub>	50.0	88.6	-11	323 (355)	-	Линейные дайки	NMORB	СОХ	Линейный
					-		Хаотичные дайки с силлами			
Северо-Саянские офиолиты (Западный Саян)	V-Є <sub>1</sub>	52.9	91.6	+14	50-60 (275)	-	Линейные дайки	NMORB	СОХ	Концентрированный
					-		Хаотичные дайки с силлами			
<b>Северо-Западная Монголия</b>										
Хан-Тайширский массив	V-Є <sub>1</sub>	46.3	96.1	+19	345 (305)	-	Дайки 1-й генерации	NMORB	СОХ, ЗБ(?)	Концентрированный
	Є <sub>1</sub> <sup>1</sup>			-14	40 (47)		Дайки 2-й генерации + силлы			
Наранский массив	Є <sub>1</sub>	46.3	96.5	+20		Дайки + силлы	-	Воп+IATB	ПОД	Рассеянный
Баян-Хонгорский массив	V-Є <sub>1</sub>	46.5	95.5	+23	330 (355)	-	Линейные дайки	NMORB	СОХ, ТР(?)	Концентрированный
					-		Разноориентированные дайки 2-й генерации			

Таблица 8.1. (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<b>Центральный Казахстан</b>										
Караулчекинский массив	O <sub>1</sub>	50.8	74.8	+15	–	“Силл в силле”	–	IACAB	РОД	Рассеянный
Толпакский массив	O <sub>1</sub>	50.8	74.8	+17	–	То же	–	IACAB	РОД	То же
Базарбайский массив	O <sub>2</sub>	49.3	73.3	+10	–	“	–	IACAB +KNSA (ABABB)(?)	ЗБ	“
<b>Урал</b>										
Массив Сьум-Кеу (Полярный Урал)	O–S <sub>1</sub>	67.7	66.3	+10	20–25	Параллельные дайки + силлы	–	Воп	ПОД	Рассеянный
Войкаро-Сыньинский массив (Полярный Урал)	O–S <sub>1</sub>	66.7	63.5	+11	40–50 (340–10)	–	“Дайка в дайке”	NMORB	СОХ	Концентрированный
					–		Многочисленные силлы + единичные дайки	Воп	ПОД	Рассеянный
Шуддакский массив (Южные Мугуджары)	D <sub>1-2</sub>	48.5	58.7	+16	335 (75)	“Дайка в дайке”	–	NMORB	СОХ, ЗБ(?)	Концентрированный
<b>Южный Тянь-Шань</b>										
Киргизатинский аллохтон	D <sub>1-2</sub>	40.1	72.5	+21	300 (340)	–	Рои “дайка в дайке”	NMORB+EMORB + SAOIB	СОХ(?) +ОГ	Повторный, рассеянный
					–		Параллельные дайки + силлы	SAOIB	ОГ	То же
Ходжагаирский аллохтон	S <sub>2</sub> –D	40.2	72.1	+23	–	–	“Силл в силле”	NMORB+SAOIB	СОХ(?) +ОГ	“
					–		Хаотические дайки + силлы	SAOIB	ОГ	“
Сартале	O <sub>3</sub> –D	40.0	71.5	+24	–	Силлы	–	SAOIB	ОГ	“
Нарынские офиолиты	S–D (?)	41.6	72.5	+20	85 (330)	–	“Дайка в дайке”	NMORB(?)	ТР	Концентрированный
	D <sub>1-2</sub> (?)				350 (330)		Рои “дайка в дайке”	NMORB(?)	ТР	Рассеянный
<b>Южная Монголия</b>										
Хребет Дзолен	D <sub>1</sub>	43.5	102.8	+0.5	–	Многочисленные силлы + единичные дайки	–	–	ОГ(?)	Рассеянный
Хребет Гурван-Сайхан	D <sub>1</sub>	43.7	103.0	6	–	То же	–	–	ОГ(?)	То же

*Примечание.* φ, λ – координаты места отбора; пш – палеоширота; пр – простирание дайковых комплексов в современной и древней (в скобках) системах координат, типоморфные серии: NMORB – нормальные толеитовые базальты срединно-океанических хребтов, EMORB – обогащенные толеитовые базальты срединно-океанических хребтов, SAOIB – субщелочные серии океанических островов, Воп – бониниты, IATB – островодужные толеитовые базальты, IACAB – островодужные известково-щелочные базальты, BABB – толеитовые базальты задуговых бассейнов, KNSA (ABABB) – калиево-натриевые субщелочные серии (аномальные базальты задуговых бассейнов); тип палеоструктуры: КМ – развитие океанического рифтогенного бассейна при расколе древних сиалических блоков (современная ситуация: офиолиты Тихама-Азир – Красное море), СОХ – срединно-океанические хребты, ТР – трансформные разломы, ОГ – внутриплитные океанические острова и гайоты, ПОД – примитивные островные дуги, РОД – развитые островные дуги, ЗБ – задуговые бассейны.



вый” этап. Есть основания предполагать простую систему магмоподачи: в промежуточных магматических камерах, остатки которых представлены в современной структуре горизонтами (силлами?) офитового габбро, накапливается поступающий из зоны магмогенерации расплав. В каждый импульс спрединга благодаря избыточному давлению порция магмы поступает наверх, в конечном итоге образуя дайку и сопряженные с ней лавовые потоки-трубы. Затем, при сохранении параметров равномерности, возникают одновременно действующие центры (минипалеорифты) раздвижения – наступает “миницентровая” фаза, отличающаяся усложнением способа магмовыведения. Это обусловлено появлением вторичных магматических камер, становящихся той вязкой основой, по которой “спредингуют” блоки отвердевшей верхней части океанической коры. Именно отсюда происходит окончательное поступление магмы на поверхность. Можно предполагать, что этому этапу спрединга соответствуют отдельные, но крупные вулканические постройки в рифтовых системах. Усложнение геодинамической картины спрединга на “миницентровом” этапе фиксируется специфическим процессом магматической эрозии, приводящей к образованию соответствующих брекчий в апикальных частях магматических камер. Видимо, такие магматические брекчии свидетельствуют о процессах раздвижения, происходящих в глубинных условиях.

Одновременно с затуханием одного палеорифта возникают новые – происходит перескок оси спрединга. Иногда джампинг может наступить позднее затухания. Время паузы определяется потребностью для внедрения кумулятивного пироксенового габбро и его последующей амфиболизации. Задержка геодинамической непрерывности раздвижения не фиксируется структурно – в закономерно повторяющихся циклах сохраняется линейность. Таким образом, джампинг не искажает линейность спрединга.

В современных срединно-океанических областях линейность подчеркивается параллелизмом границ полосовых магнитных аномалий. Правомочность подобного сопоставления подтверждается установленными двумя инверсиями магнитного поля в дайковом комплексе Шулдака в девонское время (см. главу 3).

Второй отличительной чертой рассматриваемого типа спрединга является насыщенность пространства базитовым материалом. Особенно хорошо это видно в дайковых сериях. Здесь практически отсутствуют какие-либо иные вмещающие породы, кроме самих даек.

Линейные (насыщенные) спрединговые комплексы сопоставляются нами со структурами, формирующимися в областях новообразования коры океанического типа: срединные хребты современных океанов, центральные рифтовые зоны типа Красноморской или междуговых и задуговых бассейнов типа Филиппинского моря.

Спрединг насыщенного типа нередко протекает в геодинамической обстановке, когда его линейность нарушается. В структурном рисунке, который создают дайковые серии массива Хабарный (Сакмарская зона Южного Урала), вычитывается мозаично-блоковое строение [Перфильев, Херасков, 1980]. Отдельные блоки, формирование которых происходило в условиях линейного спрединга, повернуты относительно друг друга так, что направления осей палеоспрединга пересекаются под значительными углами. Соотношения даек показывают, что блоки с локально проявленным линейным спредингом относительно разновозрастны. Незакономерное простираие осей палеоспрединга несомненно указывает на усложнение геодинамических условий формирования океанической палеокоры в обстановках задуговых бассейнов типа охотоморского [Куренков, Перфильев, 1984].

Не менее ярким примером нарушения линейного спрединга могут служить дайковые серии офиолитов Северо-Восточной Ферганы (см. главу 4). Здесь зафиксированы две линейные системы даек, одна из которых сечет вторую, раннюю, практически под прямым углом (рис. 4.19).

Насыщенный спрединг нелинейного типа может фиксироваться ветвящимися и непрямолинейными дайковыми системами, находящимися в ассоциации с линейными дайковыми комплексами насыщенного типа. Такие ситуации распространены, например, в Боян-Хонгорской зоне каледонид Монголии (см. главу 7).

Подобные спрединговые ситуации можно связывать с более сложными геодинамическими обстановками, наблюдающимися в зонах сочленения рифтов и трансформных разломов (нодальные впадины).

**Рассеянный спрединг.** Опорными объектами для изучения базитов, формировавшихся в условиях рассеянного спрединга, послужили офиолиты: Южной Тувы (Карашатский, Чон-Саирский массивы), Наранский массив Северо-Западной Монголии, массивы Толпак, Базарбай, Караул-Чеку в Центральном Казахстане, массивы Дзолен, Гурван-Сайхан в Южной Монголии. Анализ строения их интрузивных и эффузивных комплексов показывает существенные отличия по сравнению с аналогичными комплексами, образовавшимися в условиях концентрированного спрединга.

Характерной чертой строения дайковых комплексов, формировавшихся в условиях рассеянного спрединга, является то, что они слагают разбросанные дайковые рои мощностью от десятков метров до километров, разделенные междайковыми пространствами мощностью от сотен метров до первых километров. В таких роях дайки, как правило, линейные и выдерживают свои простираия в отдельных роях. В центральных частях роев формируются пакеты магматических тел типа “дайка в дайке”, которые по своим структурно-морфологическим параметрам мало отличаются от соответствующих характеристик комплексов,

формировавшихся в условиях концентрированного спрединга.

Фланговые части таких роев сложены отдельными субпараллельными дайками, удаленными друг от друга на расстояния от первых до десятков метров. При этом мощность междайковых пространств закономерно увеличивается от центров роев к их флангам. Мощность самих фланговых даек невыдержанная, они могут расщепляться на два и более тела, иметь коленообразные изгибы, пересекать друг друга, меняя свои простирания от 10 до 60°.

В условиях рассеянного спрединга возникает ситуация, когда в верхней части коры образуются субгоризонтальные полости, заполняющиеся магмой. Часть из них могла служить промежуточными магматическими камерами, которые, застывая, формировали силловые комплексы, нередко построенные по типу "силл в силле". Анализ изученных комплексов показывает, что появление многочисленных силловых образований в офиолитах является важнейшей диагностической характеристикой рассеянного спрединга. Особенно ярко это проявлено в офиолитах Центрального Казахстана, где слой 2В палеоокеанической коры в основном представлен силловыми образованиями (см. главу 5).

Многие геодинамические параметры, свойственные концентрированному спредингу, сохраняются и в условиях рассеянного спрединга. Во всех детально изученных случаях рассеянного спрединга обязательно устанавливается влияние сдвиговой компоненты и наличие перескока осей магмовыведения (джампинга).

**Повторный спрединг.** Как было показано выше, значительная часть базитовых комплексов офиолитов, изученных нами, формировалась в два и более этапа. В результате концентрированный и рассеянный типы спрединга сочетаются друг с другом в пределах одной офиолитовой ассоциации. Примерами таких образований служат офиолитовые массивы: Куртушибинского хребта (Западный Саян), Шатский (Западная Тува), Среднетерсинский (Кузнецкий Алатау), Хан-Тайшири (Западная Монголия), Войкаро-Сыньинский (Полярный Урал), Киргизатинский, Ходжагаирский, Сарталя (Южный Тянь-Шань).

В ряде случаев, на хорошо проявленные структуры концентрированного спрединга (первая фаза) накладываются образования, свойственные рассеянному спредингу (вторая фаза), "съедающая" на отдельных участках базитовую часть первой фазы (Куртушибинский хребет, Западный Саян). В спрединговых комплексах Южного Тянь-Шаня отмечается иная ситуация – на существовавшие редуцированные базитовые образования первой фазы (концентрированный спрединг) наложены комплексы с характерными морфоструктурными параметрами, свойственными геодинамическим ситуациям рассеянного спрединга.

Характерной особенностью повторного спрединга являются значительные различия в соста-

вах магм. Наблюдается отчетливая гомодромная последовательность, зафиксированная как в интрузивном, так и в эффузивном комплексах, согласно которой на начальных стадиях повторного спрединга поступают ультраосновные расплавы, быстро сменяющиеся дифференцированными толеитами. На поздних стадиях в верхние горизонты коры поступают недифференцированные базальтовые магмы.

Офиолитовые комплексы, формировавшиеся в условиях повторного спрединга, могут сочетать в себе различные геодинамические обстановки; первая фаза, обычно связанная с условиями концентрированного линейного спрединга, могла образоваться в пределах срединно-океанических хребтов, вторая – примитивных островных дуг (Войкаро-Сыньинский массив, Полярный Урал) или задуговых бассейнов (массив Шатский, Западная Тува).

Установление возрастного интервала, в течение которого формировались магматические части разрезов офиолитовых комплексов, позволяет разделить их на короткоживущие и долгоживущие. К первым можно отнести офиолиты Южных Мугоджар (Южный Урал), Северо-Восточной Ферганы (Тянь-Шань), Чон-Саира (Южная Тува), Ягельного меланжа (Корякское нагорье [Соколов и др., 1997]), Тайтао (западное побережье Чили [Nelson et al., 1994]) и Тихама-Азир (Красноморский регион [Coleman et al., 1975]), от момента образования до обдукции которых прошло не более 10–20 млн лет, а порой – первые миллионы лет. Как правило, такие образования формировались в условиях однофазного концентрированного или рассеянного спрединга.

Значительное число офиолитовых комплексов формировалось более длительное время (до 100 млн лет). При этом следует подчеркнуть, что они были образованы в два и более этапа: Сарталя (Южный Тянь-Шань), Хан-Тайшири (Западная Монголия), значительная часть Алтае-Саянских, Семайл (Оман [Oman ophiolite, 1981; Pallister, 1981, 1987; Boudier, 1982; Manning, Coleman, 1984; Gass et al., 1985]), Бей оф Айлендс (Ньюфаундленд [Malpas, 1977]) офиолитовых ассоциаций. Именно в этих объектах проявлен повторный спрединг.

## 8.2. Петролого-геохимические особенности спрединга в различных геодинамических обстановках

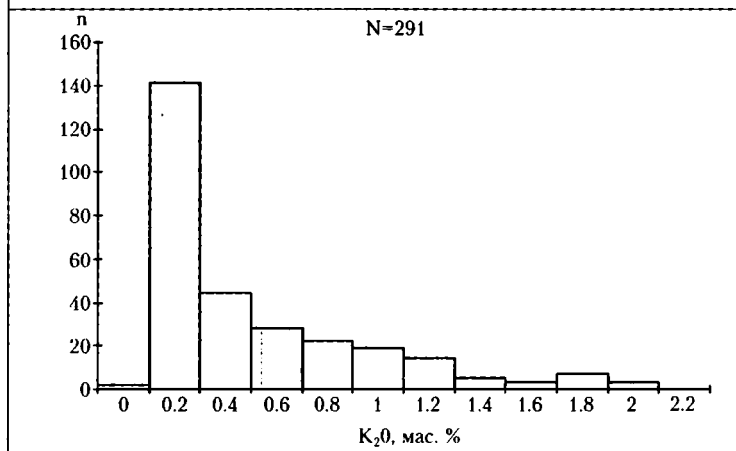
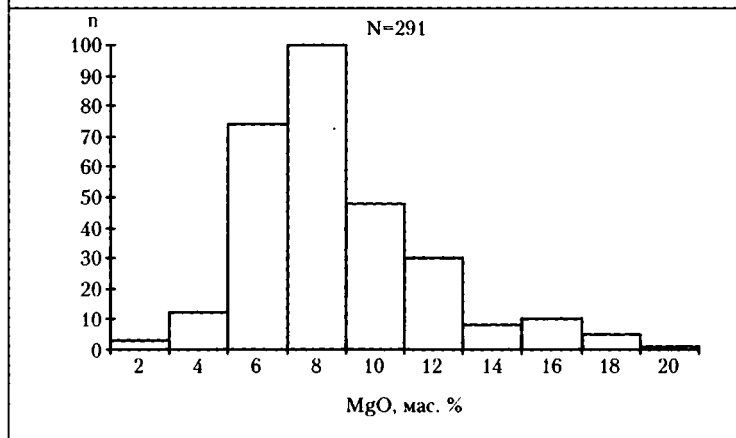
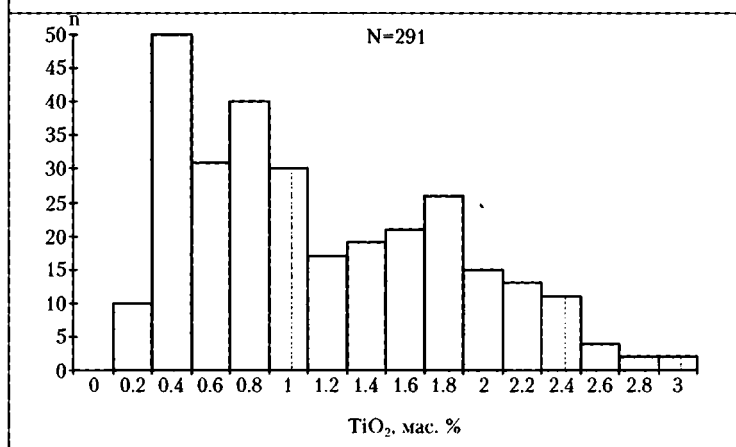
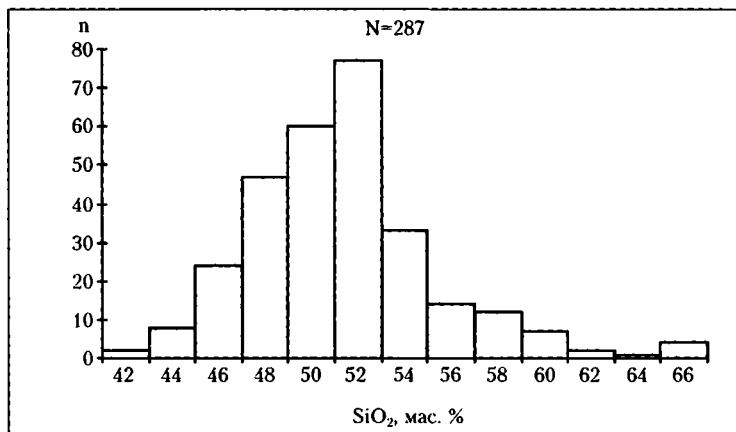
Большой объем детально изученных образцов горных пород из различных палеоспрединговых комплексов Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса позволил создать представительную базу оригинальных данных (см. главы 2–7) и выявить определенные геохимические особенности магматических систем, принимавших участие в спрединговых процессах венда – среднего палео-

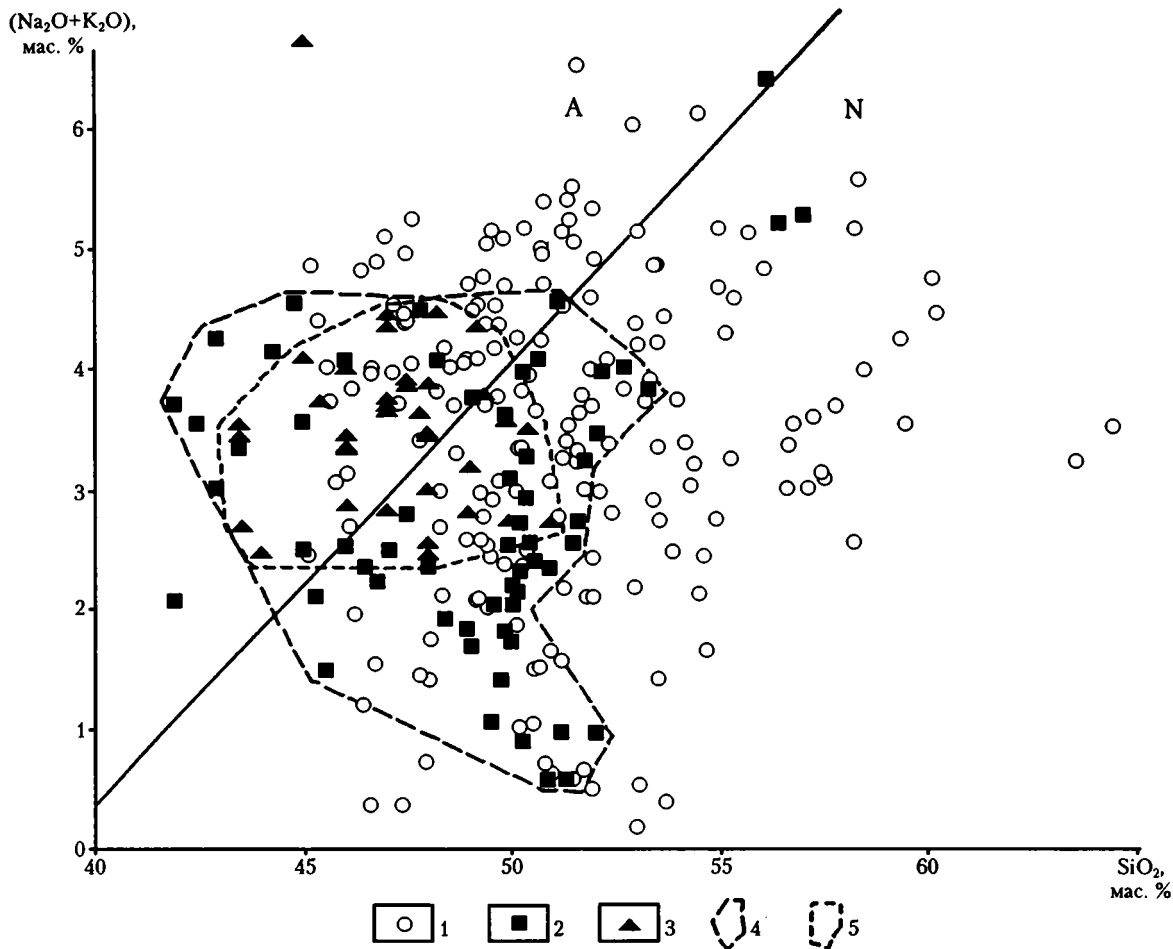
зоя. В данном разделе предпринята попытка синтеза накопленных данных и на этой основе рассмотрены геодинамические процессы, в которых формировались спрединговые комплексы. Большая степень изменности пород палеоспрединовых серий потребовала применения методик комплексного анализа, с последовательным использованием петрологических, петрохимических, геохимических, минералогических методов, и изучения расплавленных включений в сохранившихся реликтах первичных магмогенных минералов. В данном разделе петрогеохимические характеристики рассматриваются в целом для наиболее крупных океанических ассоциаций, формировавших палеоспрединовые системы трех основных океанов прошлого: Палеоазиатского, Уральского и Туркестанского.

**Петрохимические данные.** Гистограммы распределения отдельных элементов в породах палеоспрединовых комплексов показывают (рис. 8.1), что по содержанию  $\text{SiO}_2$  преобладают базальтовые системы – 46–54 %. В то же время, отчетливо выделяется несколько групп со средними значениями  $\text{TiO}_2$ : 0,4, 0,8, 1,8 и свыше 2 % (рис. 8.1). Группа с минимумом титана характеризует островодужные комплексы. Другие две группы отвечают образованию срединно-океанических хребтов и задуговых бассейнов. Максимальными содержаниями  $\text{TiO}_2$  обладают магматические палеоспрединовые комплексы, формирование которых могло происходить внутри плит океанической литосферы. Устанавливается относительно однородное распределение магния в породах палеоспрединовых комплексов Урало-Монгольского складчатого пояса с преобладанием значений в интервале 6–12 %. По содержанию калия явно преобладают низкокальциевые магматические системы (до 0,4 %  $\text{K}_2\text{O}$ ).

По распределению щелочей в зависимости от  $\text{SiO}_2$  составы пород из палеоспрединовых комплексов располагаются как в области нормальной щелочности, так и в поле щелочных серий (рис. 8.2). Это характерно для спрединговых комплексов всех трех рассмотренных палеоокеанов. Наибольший разброс данных отмечается для пород из структур Палеоазиатского океана. Наиболее компактное поле, с преобладанием щелочных серий, образуют фигуративные точки составов пород из палеоспрединовых комплексов Туркестанского океана.

По содержанию калия среди изученных палеоспрединовых пород преобладают толеитовые характеристики (рис. 8.3). При





**Рис. 8.2.** Диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$  для составов пород из палеоспрединговых комплексов Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса. Построена с использованием данных: [Магматические горные..., 1987]

1-3 – фигуративные точки составов пород из спрединговых комплексов палеоокеанов: 1 – Палеоазиатского, 2 – Уральского, 3 – Туркестанского; 4, 5 – поля составов пород из палеоокеанов: 4 – Уральского, 5 – Туркестанского.

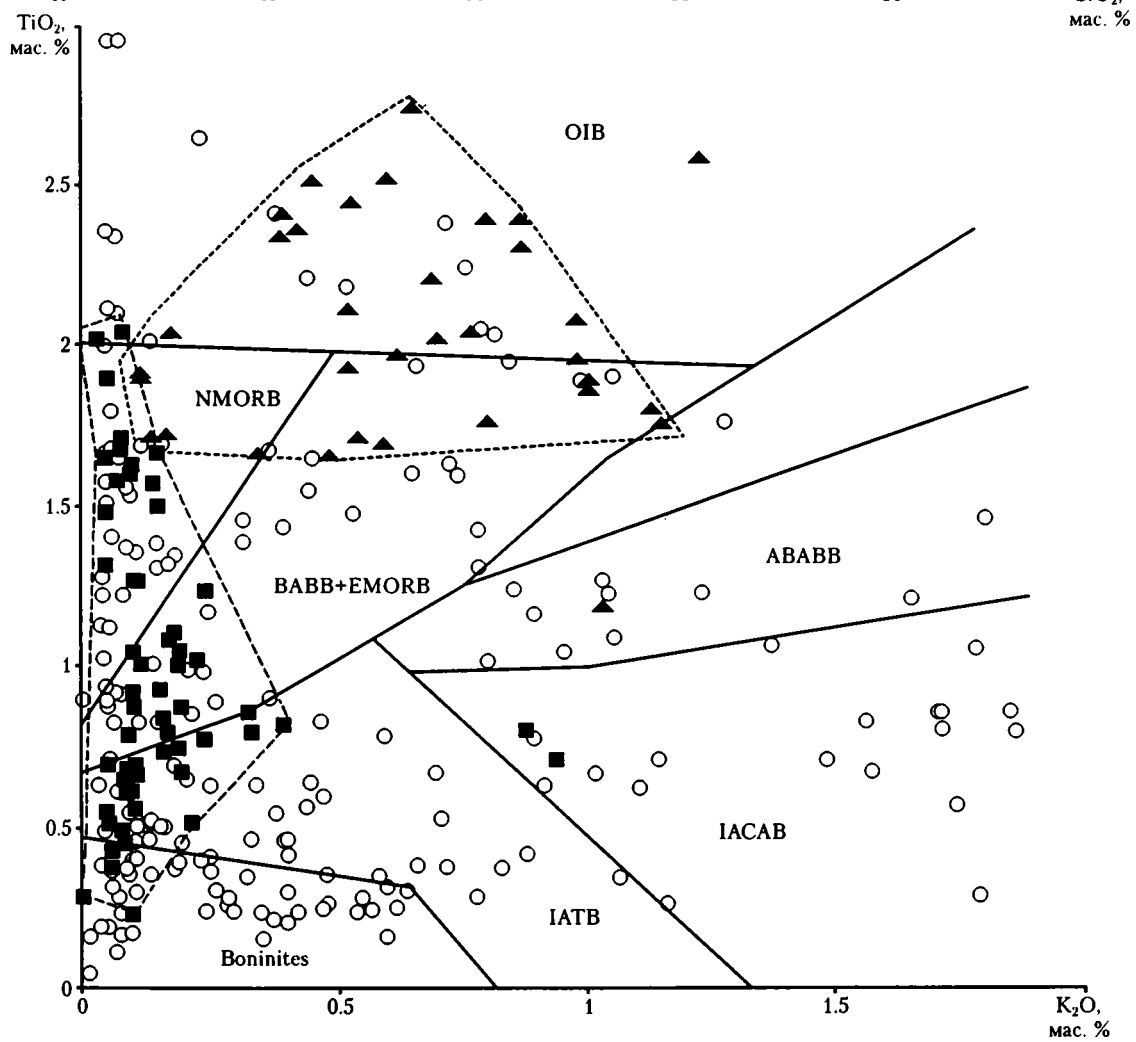
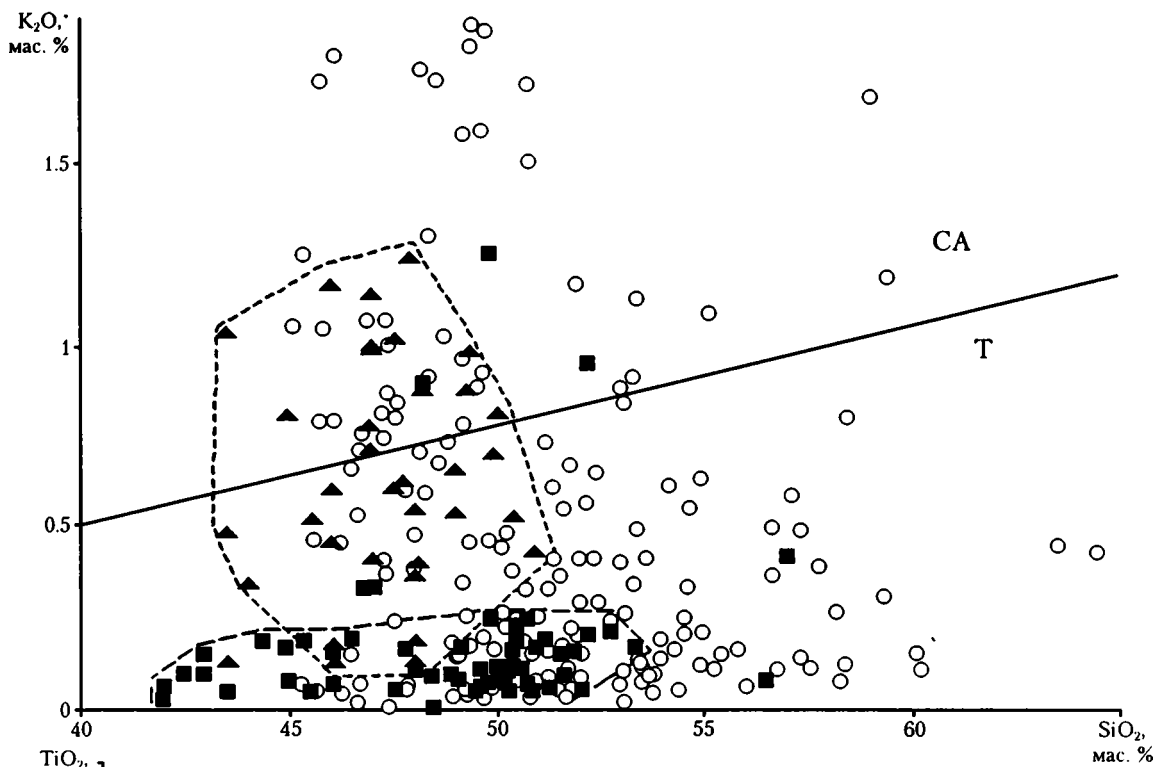
A – щелочные серии; N – породы нормальной щелочности

этом породы палеоспрединговых комплексов Уральского палеоокеана обладают минимальными значениями калия, располагаясь исключительно в толеитовой области, по сравнению с широким разбросом данных по Палеоазиатскому океану. Палеоспрединговые комплексы Туркестанского палеоокеана имеют как известково-щелочные, так и толеитовые характеристики. По содержанию калия они существенно отличаются от пород Уральского палеоокеана. Данные по Палеоазиатскому океану обладают наиболее широкими вариациями, практически полностью перекрывая фигуративные точки составов пород Уральского и Туркестанского океанов.

Диаграмма  $\text{TiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  отчетливо показывает различие в петрохимических характеристиках пород спрединговых образований рассмотренных палеоокеанов (рис. 8.4), что отражает особенности геодинамических условий формирования этих ассоциаций. Как и на предыдущих диаграммах, наибольший спектр значений компонентов отмечается для Палеоазиатского океана, палеоспрединговые комплексы которого развивались в разнообразных океанических и островодужных обстановках, включая системы задуговых бассейнов. Низкокалийные породы Уральского палеоокеана распределяются вдоль оси  $\text{TiO}_2$ , показывая достаточно устойчивую и несложную систему разви-

**Рис. 8.1.** Гистограммы распределения содержаний петрохимических компонентов в породах палеоспрединговых комплексов Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса

n – количество анализов, N – количество использованных при построении диаграмм анализов

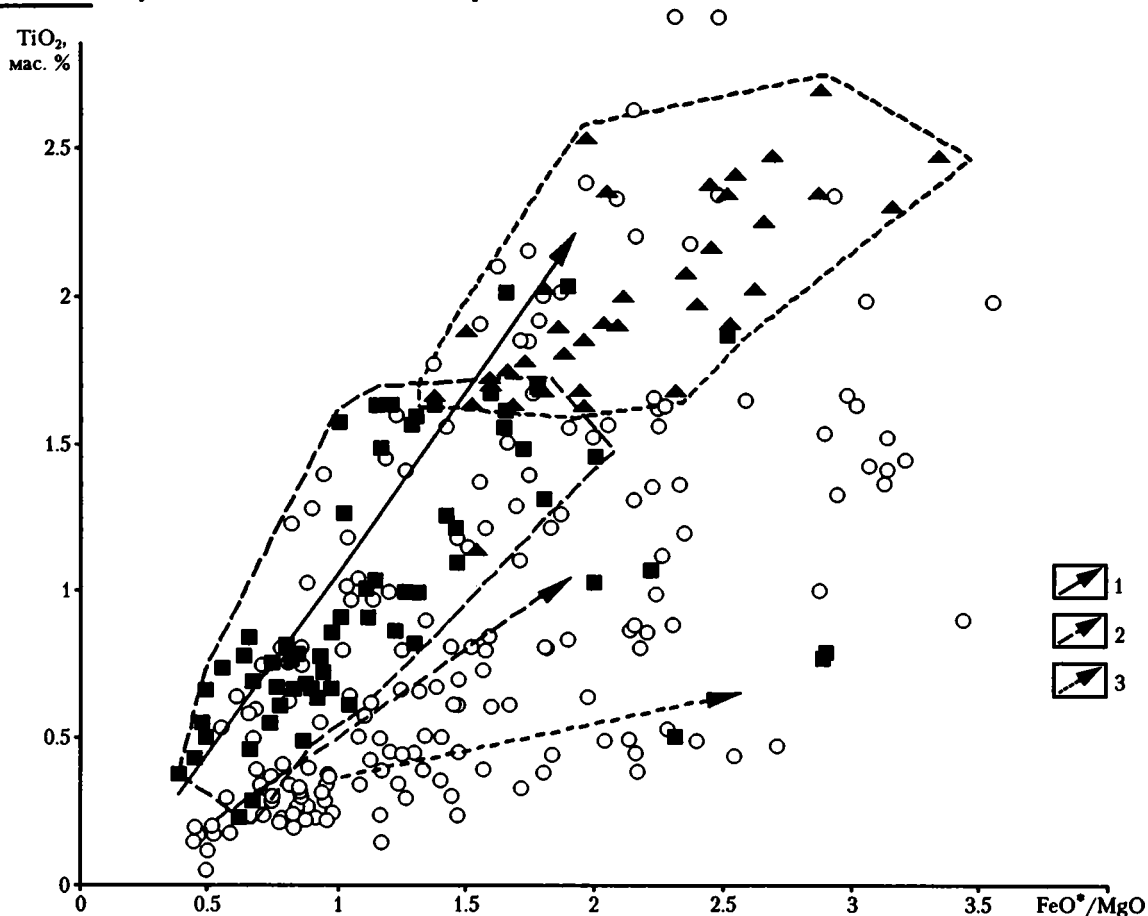


←

**Рис. 8.3.** Диаграмма  $K_2O-SiO_2$  для составов пород из палеоспрединовых комплексов Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса

СА – известково-щелочные породы; Т – толеитовые серии (по данным: [Лутц, 1980]).

Остальные условные обозначения см. на рис. 8.2



**Рис. 8.5.** Диаграмма  $TiO_2-FeO^*/MgO$  для составов пород из палеоспрединовых комплексов Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса. Построена с использованием данных: [Симонов, 1993]

Тренды: 1 – океанические толеитовые базальты (срединно-океанические хребты); 2 – островодужные толеитовые и известково-щелочные базальты; 3 – бонинитовые серии.

Остальные условные обозначения см. на рис. 8.2

тия примитивной островной дуги с бонинитами на океанической литосфере.

Составы пород Туркестанского палеоокеана заметно отличаются от данных по структурам Уральского и фиксируют океанические характеристики, с преобладанием высокотитанистых магматических комплексов, близких к ассоциациям внутриплитных океанических островов.

Развитие палеоспрединовых комплексов Туркестанского палеоокеана в условиях океанической литосферы подтверждается данными по соотношению титан-железистость (рис. 8.5). Для Уральского палеоокеана спрединговые процессы развивались также в океанических условиях, но с переходом в обстановку примитивных островных дуг с бонинитами. Палеоспрединовые комплексы

←

**Рис. 8.4.** Диаграмма  $TiO_2-K_2O$  для составов пород из палеоспрединовых комплексов Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса

Поля составов пород, построены с использованием материалов: [Миронов, 1990; Зоненшайн и др., 1995]: OIB – базальты океанических внутриплитных островов; NMORB – нормальные базальты срединно-океанических хребтов; BABV+EMORB – базальты задуговых бассейнов и обогащенные базальты срединно-океанических хребтов; ABABV – аномально обогащенные базальты задуговых бассейнов; Boninites – бониниты; IATV – островодужные толеитовые базальты; IACAB – островодужные известково-щелочные базальты.

Остальные условные обозначения см. на рис. 8.2

Палеоазиатского океана формировались как в океанических, так и в островодужных системах, с отчетливым бонинитовым трендом.

На диаграмме  $MgO-SiO_2$  видно (рис. 8.6), что бониниты достаточно широко представлены среди палеоспрединовых ассоциаций Палеоазиатского океана, есть и среди комплексов Уральского палеоокеана и не характерны для Туркестанского палеоокеана.

**Геохимия редких элементов.** Петрохимические данные позволили сделать выводы о преобладающих для каждого из трех палеоокеанов палеогеодинамических обстановках развития спрединговых систем. В то же время, многие петрохимические компоненты изменяют свои значения в ходе воздействия вторичных процессов. Поэтому, учитывая значительную степень преобразования рассмотренных пород из палеоспрединовых комплексов, необходимо проанализировать геохимию редких элементов, обладающих относительной устойчивостью по отношению к вторичным процессам.

По соотношению  $V-Ti$ , так же как и по петрохимическим данным, виден существенный разброс

фигуративных точек составов пород из палеоспрединовых комплексов Палеоазиатского океана (рис. 8.7). Для Туркестанского палеоокеана фигуративные точки располагаются в полях океанических островов и срединно-океанических хребтов, тогда как для Уральского палеоокеана характерны условия срединно-океанических хребтов, переходящие в островодужные.

На диаграмме  $Ti/Cr - Ni$  фигуративные точки составов пород из палеоспрединовых комплексов Туркестанского палеоокеана располагаются в виде компактного поля в океанической области (рис. 8.8). Для Уральского палеоокеана отчетливо виден тренд со снижением  $Ti/Cr$ , при росте значений  $Ni$ , от океанических характеристик к условиям примитивных островных дуг с бонинитами. Палеоспрединовые комплексы Палеоазиатского океана могли формироваться во всех возможных палеогеодинамических ситуациях. Особенно хотелось бы отметить значительное количество точек, попадающих в поле с минимальными значениями  $Ti/Cr$  и максимальными  $Ni$ , в котором располагаются только составы

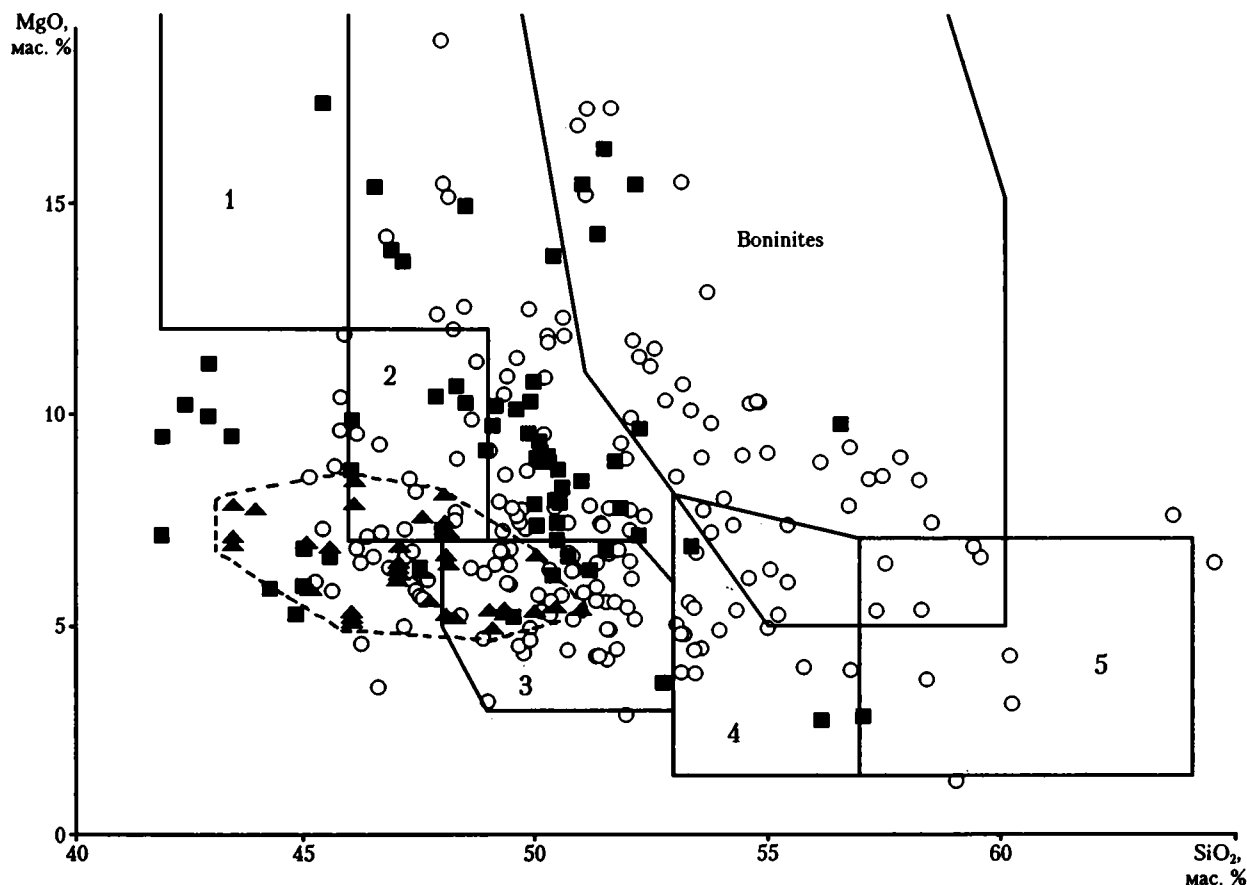


Рис. 8.6. Диаграмма  $MgO-SiO_2$  для составов пород из палеоспрединовых комплексов Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса. Построена с использованием данных: [Симонов, Добрецов, Буслов, 1994]

Поля составов пород: 1 – пикробазальты, 2 – оливиновые базальты, 3 – базальты, 4 – андезит-базальты, 5 – андезиты. Boninites – составы бонинитов западной части Тихого океана.

Остальные условные обозначения см. на рис. 8.2

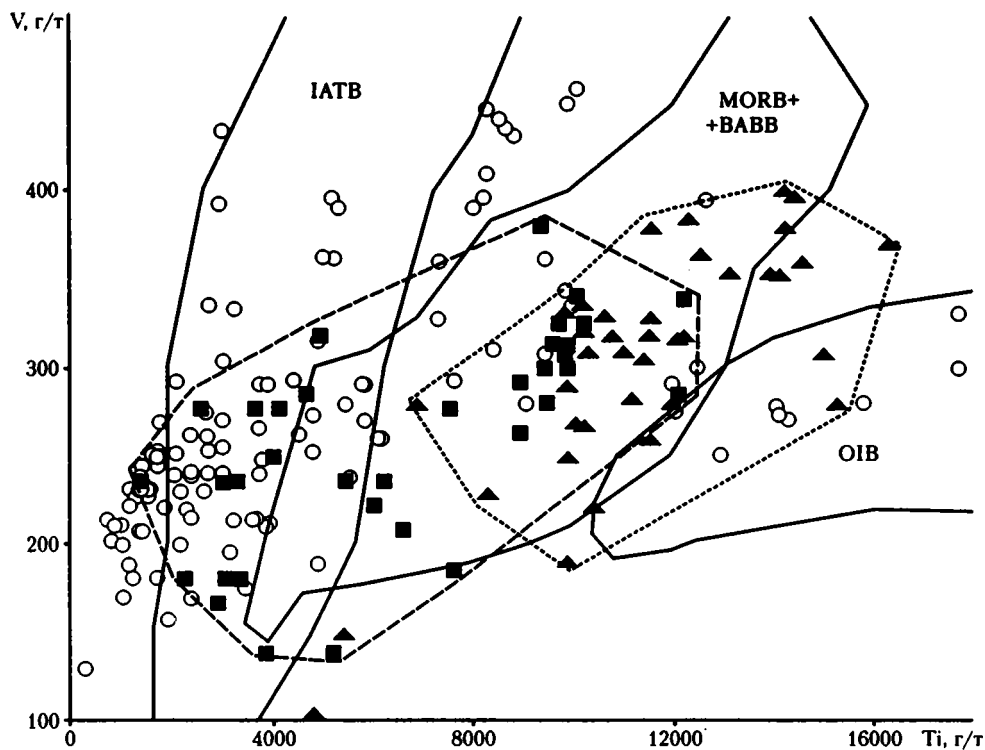


Рис. 8.7. Диаграмма V–Ti для составов пород из палеоспрединговых комплексов Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса. Построена с использованием данных: [Shervais, 1982] Поля составов пород: IATB – островодужные толентовые базальты; MORB+BABB – базальты срединно-океанических хребтов и задуговых бассейнов; OIB – базальты океанических внутриплитных островов. Остальные условные обозначения см. на рис. 8.2

пород из бонинитовых серий западной части Тихого океана.

Соотношения наиболее устойчивых к вторичным процессам иттрия и циркония рассмотрены для Палеоазиатского и Уральского палеоокеанов (рис. 8.9). На диаграмме видно, что точки составов пород палеоспрединговых комплексов Палеоазиатского океана попадают в поля задуговых бассейнов и островодужных систем с бонинитами. Для пород Уральского палеоокеана отмечается преобладание островодужных характеристик.

**Составы первичных минералов и расплавных включений.** В результате многолетних исследований и просмотра нескольких тысяч образцов из палеоспрединговых дайковых комплексов Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса оказалось, что только в отдельных пробах из офиолитов Горного Алтая, Кузнецкого Алатау, Южной Тувы и Полярного Урала присутствуют *первичные магматогенные минералы*, представленные в основном хромшпинелидами и клинопироксенами.

Составы хромшпинелидов из бонинитовых серий Курайских офиолитов (Горный Алтай) соответствуют данным по минералам из бонинитов западной части Тихого океана [Симонов, Добрецов, Буслов, 1994].

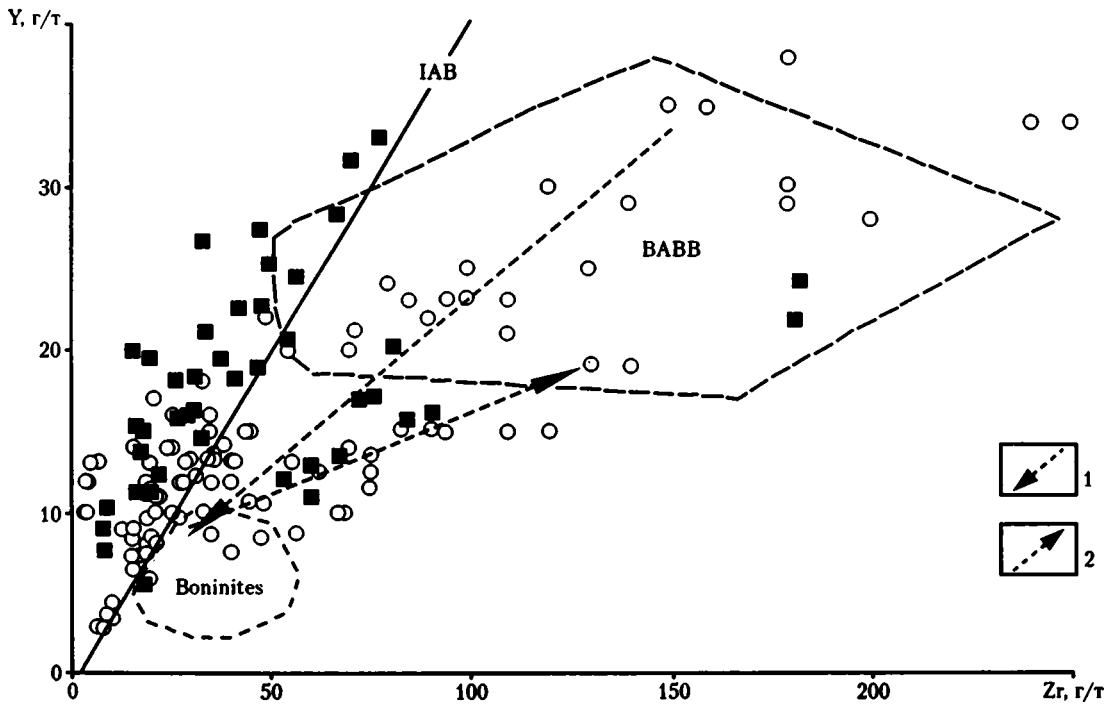
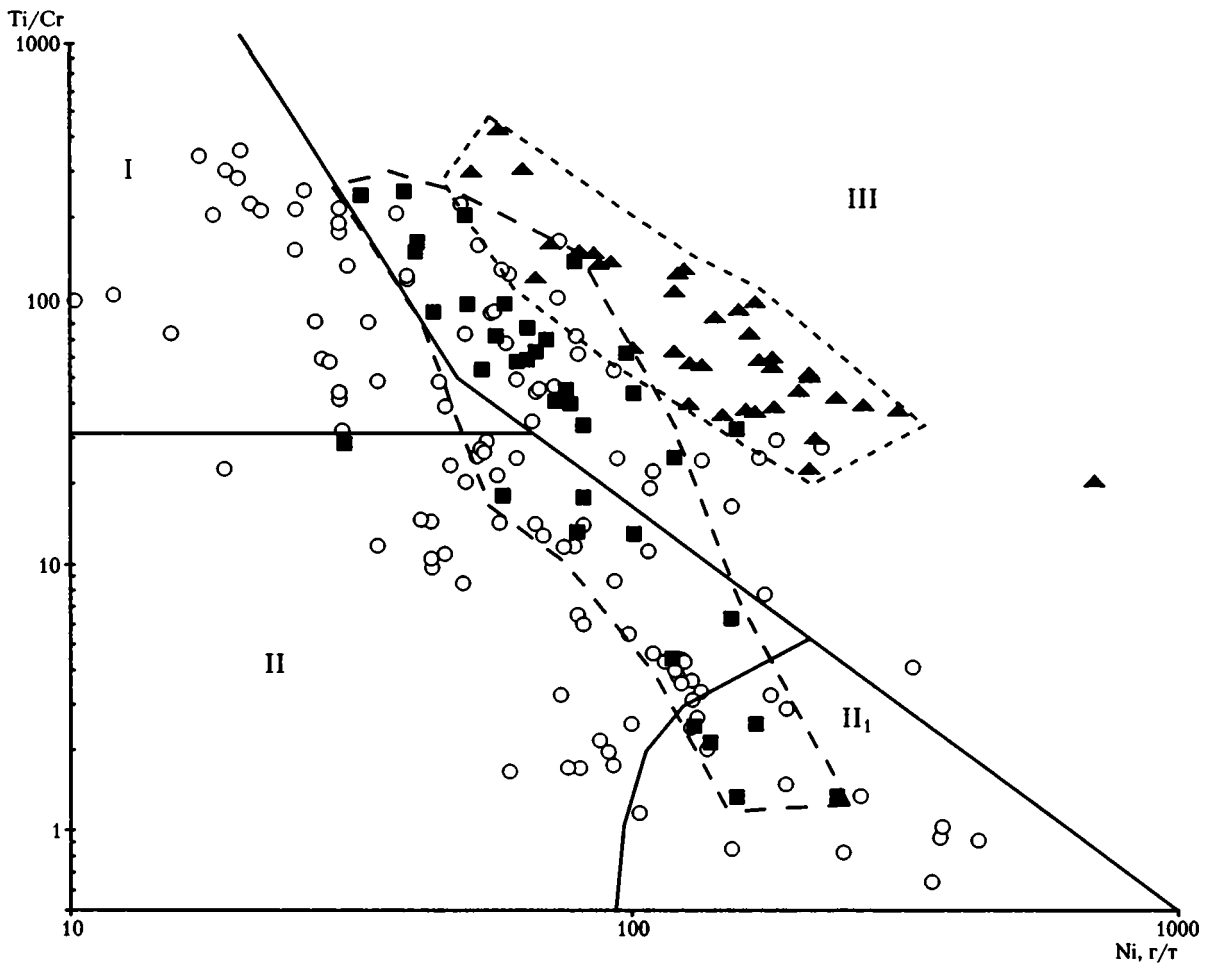
На диаграмме  $TiO_2-FeO^*$  для составов клинопироксенов из порфиритов палеоспрединговых

комплексов Палеоазиатского океана видно, что характеристики минералов из разных офиолитовых ассоциаций существенно различаются (рис. 8.10). Составы клинопироксенов Горного Алтая обладают минимальными значениями титана и приурочены к тренду пироксенов из бонинитов западной части Тихого океана. Минералы из порфиритов офиолитов Кузнецкого Алатау располагаются в островодужном поле, обладая более высокими содержаниями титана по сравнению с пироксенами из бонинитовых серий. По своему составу клинопироксены из пород Южной Тувы резко отличаются от минералов из других офиолитовых ассоциаций, прежде всего, существенно более высокими содержаниями титана. Они располагаются в области океанических пироксенов и приурочены к полю минералов из пород океанических островов и гайотов, что может свидетельствовать о воздействии глубинных мантийных плюмов на условия магмогенерации.

Для клинопироксенов из палеоспрединговых комплексов Уральского палеоокеана устанавливаются более разнообразные характеристики – преимущественно островодужные (со значительной приуроченностью к бонинитовому тренду) с переходом в океаническую область (рис. 8.10).

В целом, результаты анализа первичных магматогенных минералов подтверждают выводы, основанные на петрохимических и геохимических данных.



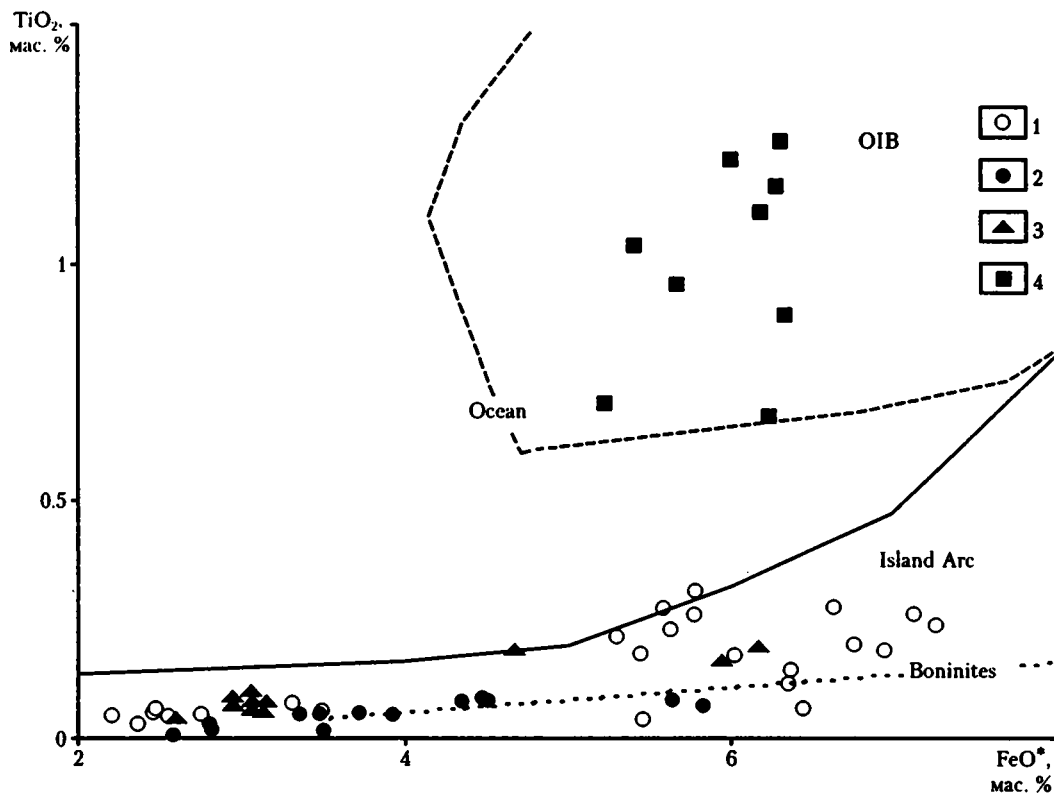


⇐

**Рис. 8.8.** Диаграмма Ti/Cr-Ni для составов пород из палеоспрединговых комплексов Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса. Построена с использованием данных: [Симонов, 1993; Vercalova et al., 1983]

I-III – поля составов пород: I – умеренно титанистые островодужные серии; II – низкотитанистые островодужные серии (II<sub>1</sub> – бониниты); III – высокотитанистые серии срединно-океанических хребтов, задуговых бассейнов и т.п.

Остальные условные обозначения см. на рис. 8.2



**Рис. 8.10.** Диаграмма TiO<sub>2</sub>-FeO\* для составов клинопироксенов из пород палеоспрединговых комплексов Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса. Построена на основе оригинальных данных с использованием материалов: [Магматические горные породы..., 1985; Симонов, Добрецов, Буслов, 1994; Симонов и др., 1998, 1999; Петрологические провинции..., 1996; Frey et al., 1994]

1-4 – офиолитовые комплексы: 1 – Полярного Урала; 2 – Горного Алтая; 3 – Кузнецкого Алатау; 4 – Южной Тувы

Поля составов клинопироксенов из океанических (Ocean, в том числе: OIB – Гавайских островов, гайотов Маркус-Уэйк в Тихом океане, о-ва Буве в Южной Атлантике) и островодужных (Island Arc) пород. Boninites – тренд бонинитов западной части Тихого океана

**Расплавные включения** удалось найти и исследовать только в минералах из единичных образцов пород палеоспрединговых комплексов Палеоазиатского океана, с сохранившимися первичными магматогенными клинопироксенами (офиолиты Горного Алтая, Кузнецкого Алатау и Юж-

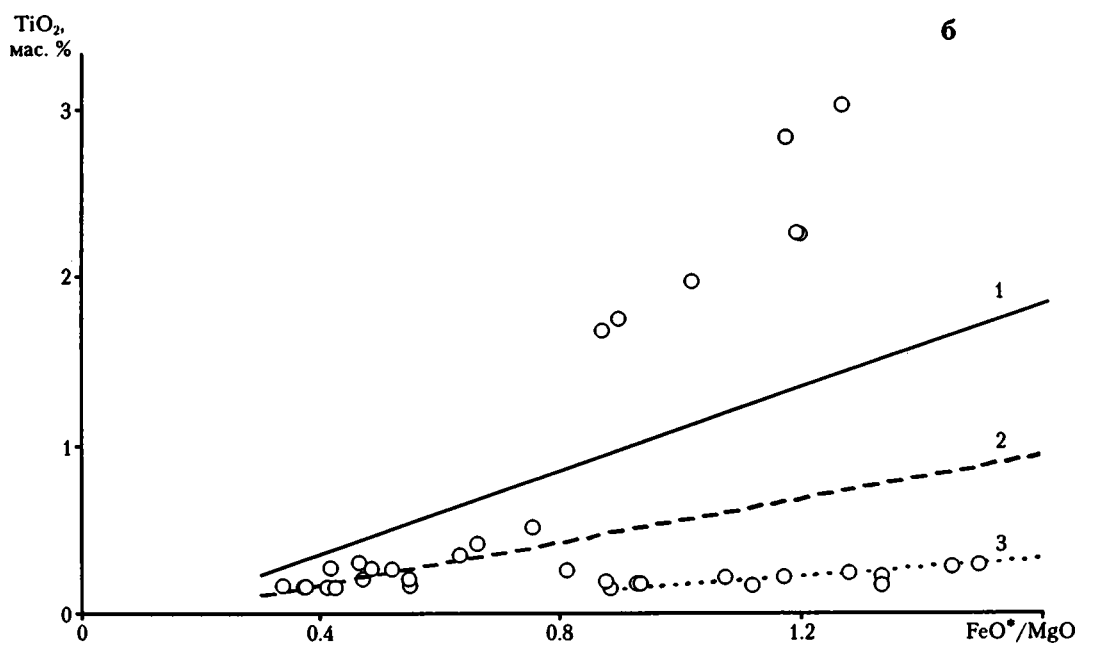
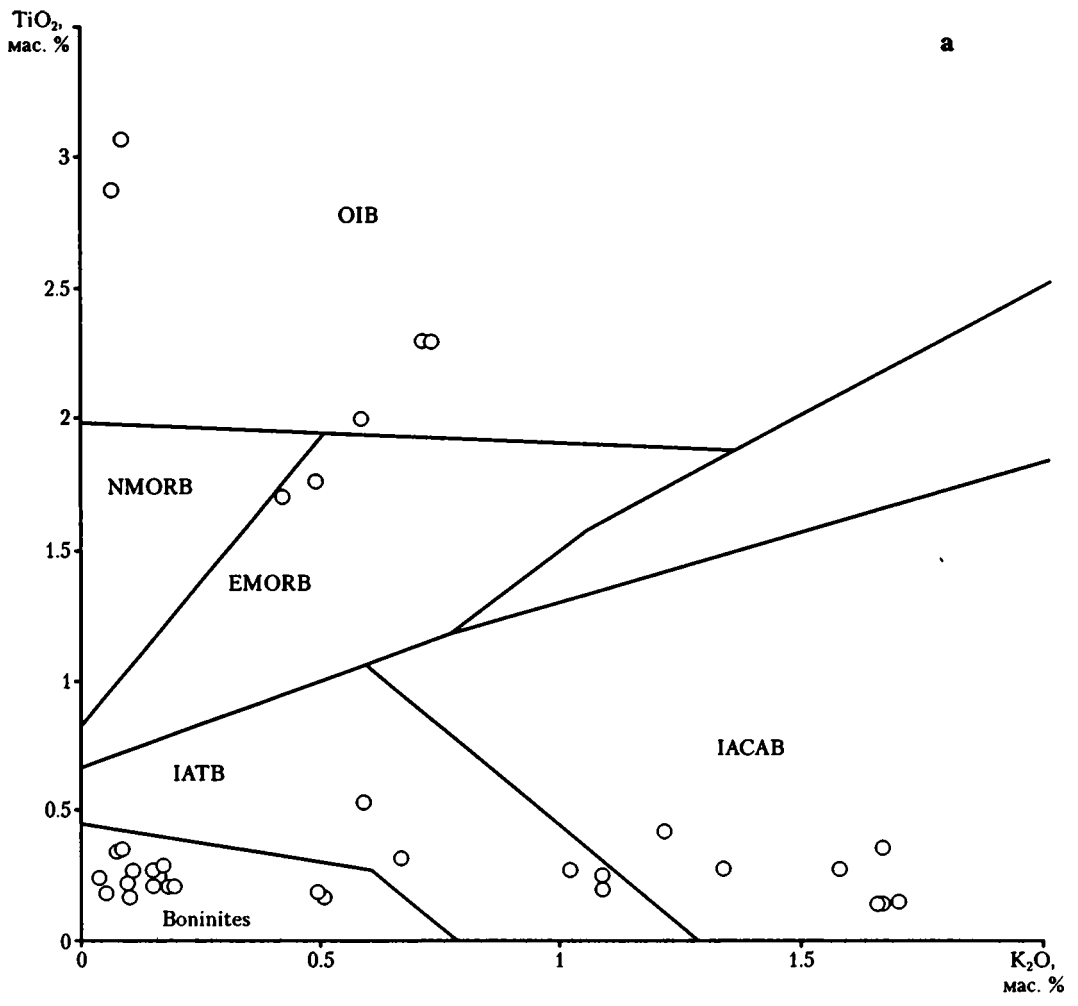
ной Тувы). На диаграммах составы гомогенизированных расплавных включений отчетливо распадаются на три группы (рис. 8.11), характеризующие магматические системы, развивавшиеся в различных палеогеодинамических обстановках. Фигуративные точки составов включений с наибольшими зна-

⇐

**Рис. 8.9.** Диаграмма Y-Zr для составов пород из палеоспрединговых комплексов Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса. Построена с использованием данных: [Симонов, Добрецов, Буслов, 1994; Зоненшайн и др., 1995]

Поля составов пород: BABB – базальтов задуговых бассейнов; Boninites – бонинитов; IAB – отношение Y/Zr в островодужных базальтах. 1, 2 – тренды офиолитов: 1 – Горного Алтая, 2 – Кузнецкого Алатау.

Остальные условные обозначения см. рис. 8.2



**Рис. 8.11.** Диаграммы  $TiO_2-K_2O$  (а) и  $TiO_2-FeO^*/MgO$  (б) для гомогенизированных расплавных включений в клинопироксенах из пород палеоспрединовых комплексов Палеоазиатского океана. Построены на основе оригинальных данных с использованием материалов: [Миронов, 1990; Симонов, 1993; Симонов, Добрецов, Буслов, 1994]

На а: OIB – базальты океанических внутриплитных островов; NMORB – нормальные базальты срединно-океанических хребтов; EMORB – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов; IATB – островодужные толеитовые базальты; IACAB – островодужные известково-щелочные базальты; Boninites – бониниты.

На б тренды: 1 – океанических толеитовых базальтов (срединно-океанические хребты); 2 – островодужных толеитовых и известково-щелочных базальтов; 3 – бонинитовых серий

чениями титана (офиолиты Южной Тувы) указывают на ситуации внутриокеанических островов. Расплавы с минимальными значениями титана и калия (офиолиты Горного Алтая) отвечают геодинамическим обстановкам развития примитивных островных дуг с бонинитовыми сериями. Широкие вариации содержания калия при незначительных количествах титана характерны для магматических систем развитых островных дуг (офиолиты Кузнецкого Алатау).

Эти три типа магматических систем характерны для формирования палеоспрединовых комплексов различных офиолитовых ассоциаций (реликтов структур Палеоазиатского океана), и результаты исследования расплавных включений подтверждают петролого-геохимические и минералогические данные о развитии рассмотренных палеоспрединовых процессов в конкретных и существенно различающихся палеогеодинамических обстановках.

### 8.3. Магнитотектонические реконструкции развития Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса

Основой для магнитотектонических реконструкций послужили данные по континентальным массивам Евразии и Северной Америки. Для расчета положений Восточно-Европейской, Сибирской, Северо-Китайской, Таримской и Южно-Китайской плит в палеозойское время использованы траектории кажущейся миграции движения полюсов [Диденко, 1997б; Печерский, Диденко, 1995; Bai et al., 1987; Didenko, Pechersky, 1993; Li, 1990; Nie, 1991; Seguin, Zhai, 1992; Torsvik et al., 1992]. Данные для расчета положения Северо-Американской плиты заимствованы из работ: [Gordon et al., 1984; Van der Voo, 1988, 1990, 1993; Niocail, Smethurst, 1994]. Северный и северо-восточный края Гондваны показаны на основании известных схем [Scotese, 1984; Scotese et al., 1979; Scotese, McKerrrow, 1990]. Кроме того, были учтены палеомагнитные материалы, полученные для отдельных террейнов гондванского происхождения [Trench et al., 1992; Pickering, Smith, 1995].

Существенным отличием представленных ниже реконструкций от реконструкций других авторов [Зоненшан и др., 1987, 1990 а,б; Моссаковский и

др., 1996; Пучков, 2000; Шенгер и др., 1994; Briden, Duff, 1981; Pickering, Smith, 1995; Scotese, McKerrrow, 1990; Sengor et al., 1993; Sengor, Natal'in, 1996] является использование палеомагнитных данных по офиолитам и другим структурам Урало-Монгольского складчатого пояса, представляющих собой его "начинку". Это позволило реконструировать абсолютные простирания некоторых срединно-океанических и островодужных спрединговых зон, маркируемых дайковыми сериями. Полученные данные можно разделить на четыре группы (табл. 8.1).

1. Офиолиты Алтае-Саянской области и Озерной зоны Монголии, имеющие в основном вендраннекембрийский возраст и окончательно сформировавшиеся в краевых частях Палеоазиатского океана. Палеомагнитные определения по этим объектам по своей надежности не равнозначны. Наряду с представительными данными, есть определения с достаточно низкой надежностью, но в целом они хорошо согласуются между собой от Кузнецкого Алатау на севере до Озерной зоны Монголии на юге, что позволяет говорить о выделении палеомагнитного направления, близкого к времени образования всех объектов.

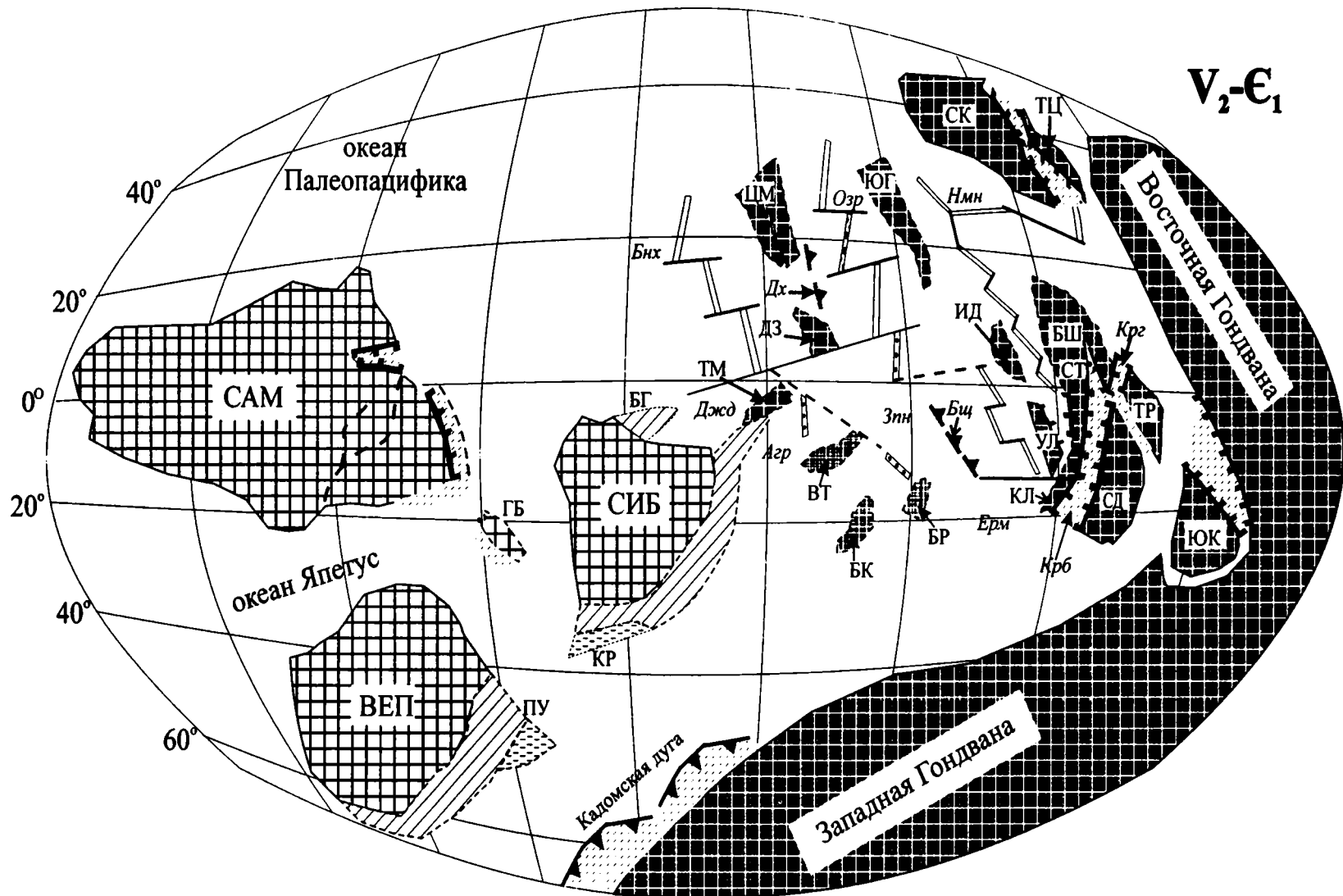
2. Офиолиты и вулканические комплексы Казахстана (ордовик), возникшие в малых океанических бассейнах или в островодужных условиях закрывавшегося палеоокеана [Печерский, Диденко, 1995; Турманидзе, 1991; Турманидзе и др., 1991]. В этой части для массивов с континентальной корой Северо-Западного Казахстана и Южного Урала использованы данные И.А. Свяжиной [Свяжина, 1988; Свяжина, Коптева, 1991].

3. Офиолиты среднеордовикского–среднедевонского возраста, образовавшиеся в различных океанических бассейнах: Палеоуральском, Туркестанском и Южно-Монгольском. В этой части использованы результаты В.Л. Клишевича и А.Н. Храмова по океаническим комплексам Туркестанского океана, шарьированных на Алайский микроконтинент [Клишевич, Храмов, 1993].

4. Вулканические и вулканогенно-осадочные комплексы силурийско-девонского и девонско-каменноугольного возрастов вулканического пояса Центрального Казахстана и Саурской палеодуги [Гришин и др., 1997; Диденко, Морозов, 1999; Печерский, Диденко, 1995].

При палеомагнитном исследовании значительной части палеозойских объектов Урало-Монгольского складчатого пояса было получено направле-

V<sub>2</sub>-Є<sub>1</sub>



- |  |   |  |   |  |    |  |    |  |    |  |    |  |    |
|--|---|--|---|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|
|  | 1 |  | 2 |  | 3  |  | 4  |  | 5  |  | 6  |  | 7  |
|  | 8 |  | 9 |  | 10 |  | 11 |  | 12 |  | 13 |  | 14 |

ние вторичной послескладчатой компоненты, совпадающей, как правило, с рассчитанным пермским палеомагнитным направлением в точке отбора. На этом основании мы датировем эту компоненту как позднепалеозойскую и используем ее при построении реконструкции на пермское время. Кроме того, для этого времени использованы результаты по Южной Монголии [Pruner, 1987, 1992].

В этом разделе представлены семь магнитотектонических реконструкций, охватывающих интервал времени от позднего венда до позднего палеозоя. Впервые подобные реконструкции были опубликованы в работе А.Н. Диденко и его соавторов [1994], затем были несколько изменены и дополнены [Диденко, 1997б; Диденко, Куренков, Руженцев и др., 2001].

**Конец венда – первая половина раннего кембрия** (рис. 8.12). Реконструкция для этого интервала разработана нами на основании глобальных палинопастических реконструкций и указаний о положении континентальных блоков [Piper, 1982; Палеомагнитология, 1982; Храмов, Печерский, 1983; Scotese, 1984; Зоненшайн и др., 1990а,б; Scotese, McKerrow, 1990; Dalziel, 1991; McKerrow et al., 1992; Torsvik et al., 1995; и др.]. Положения Северо-Американского и Восточно-Европейского (Балтия) континентов на этих реконструкциях с небольшими вариациями практически повторяют друг друга. Для расчета положения Сибирской плиты мы использовали значение вендских

полюсов Р.А. Комиссаровой и В.Э. Павлова [Палеомагнитные направления..., 1984; Павлов, 1994] и данных о положении Сибири в Экваториальной зоне в позднедевонское время [Зоненшайн и др., 1990а].

Согласно предположению ряда авторов, в конце рифея существовал суперконтинент Родиния (Rodinia) с субмеридиональной ориентировкой расположения континентов от 50–60° с.ш. до 60° ю.ш., где Балтия занимала экваториальное положение (например: [Dalziel, 1991]). К началу венда этот суперконтинент распался и Балтия испытала смещение до 60° ю.ш. [Torsvik et al., 1995]. Тому факту, что в венде Балтия находилась в высоких южных широтах, вероятно, рядом с Гондваной (рис. 8.12), не противоречат геологические данные. Так, по предположению А.А. Моссаковского с соавторами [Моссаковский и др., 1996] в позднем рифее – венде в результате отделения Балтии от Гондваны заложилась структура Протоураля.

В соответствии с нашей реконструкцией, Сибирь и Лаврентия располагаются, в основном, в тропическом поясе Южного полушария, а Восточно-Европейский континент существенно южнее – Уральская окраина за 60° ю.ш. Возможно, в это же время между Лаврентией, с одной стороны, и Восточно-Европейским и Сибирским континентами, с другой – начал развиваться океан Япетус [Pickering, Smith, 1995]. Группа гондванских континентов располагалась южнее (Южная Америка)

←

**Рис. 8.12.** Магнитотектоническая реконструкция Палеоазиатского океана и основных континентальных блоков для конца венда – первой половины раннего кембрия

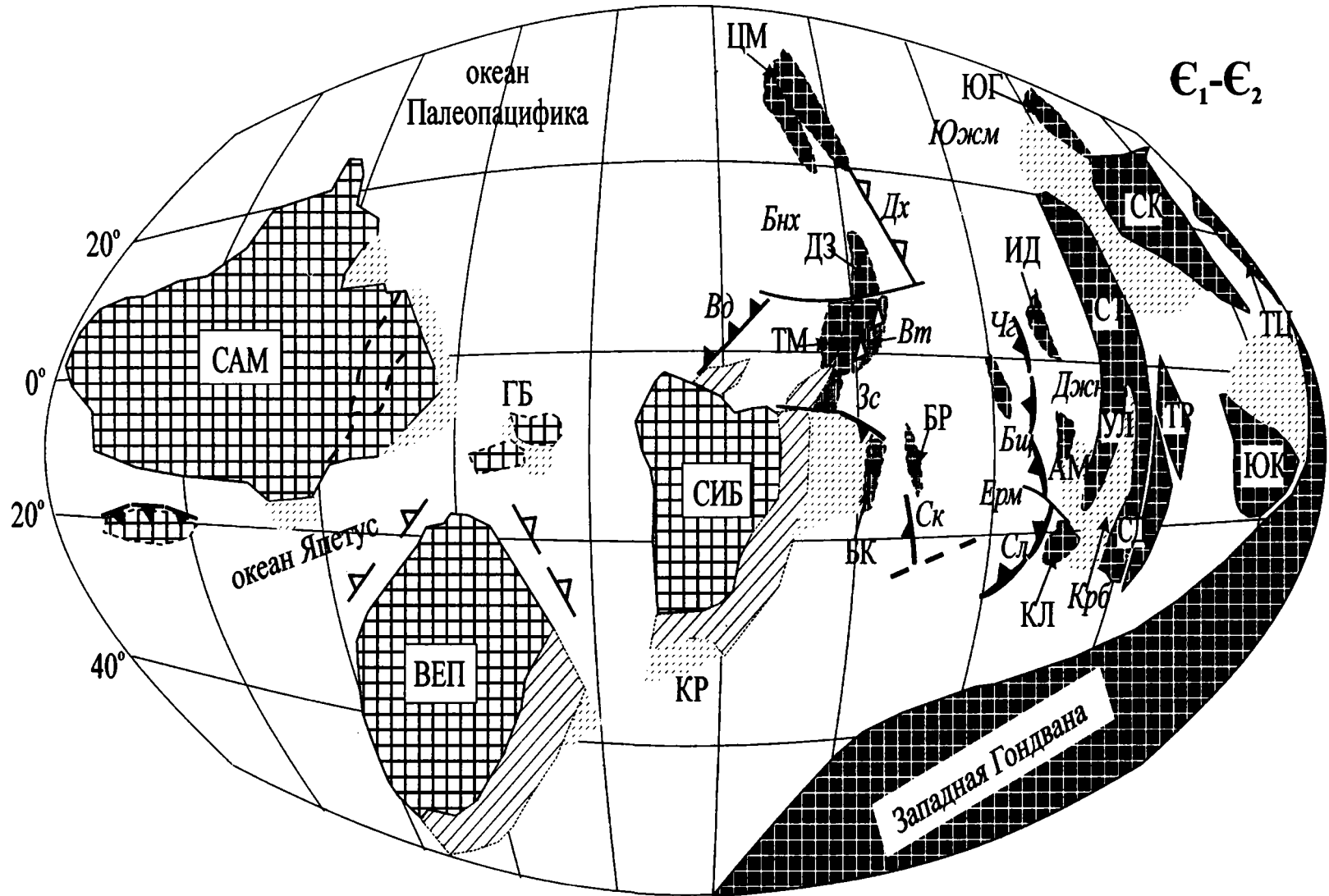
1 – континенты, микроконтиненты и блоки Лавразийского (а) и Гондванского (б) рядов; 2 – аккреционные зоны, возникшие в конце рифея (а), на границе среднего-позднего кембрия (б) и среднего-позднего ордовика (в); 3 – континентальные массивы, сформировавшиеся в начале девона (а) и в позднем палеозое (б); 4 – бассейны с океанической (а) и переходной (б) корой; 5 – остаточные и наложенные флишеидные прогибы; 6 – рифтогенные структуры; 7 – простираения осей спрединга (а) и роев диабазовых даек неясного генезиса (б); 8 – трансформные разломы и сдвиги; 9 – вулканические дуги, отмирающие (а) и активные (б) с направлением падения зон субдукции; 10 – окраинно-континентальные пологие зоны субдукции; 11 – наземные краевые вулканические пояса; 12 – офиолитовые швы (сутуры); 13 – блоки с неизвестным фундаментом; 14 – зоны складчатости, возникшие на рубеже девона и карбона

Буквами обозначены:

**микроконтиненты, массивы и блоки:** АВ – Авалонский, АМ – Актау-Моинтинский, БГ – Баргузинский, БК – Батеневский кряж, БР – Баратальский, БШ – Бейшанский, ВТ – Восточно-Тувинский, ГБ – Гиперборейский, ГС – Гиссарский, ДЖ – Джунгарский, ДЗ – Дзабханский, ИД – Илийско-Джунгарский, ИЛ – Илийский, КК – Каракарумский, КЛ – Кулундинско-Кокчетавский (на рис. 8.14 и 8.15 – Кулундинский), КР – Карский, КЧ – Кокчетавский, МА – Монгольского Алтая, МГ – Мугоджарский, ПУ – Полярно-Уральский, СД – Сырдарьинско-Каракумский, СК – Северо-Китайский, СП – Северо-Памирский, СТ – Северо-Тянь-Шаньский, ТБ – Тибетский, ТМ – Тувино-Монгольский, ТР – Таримский, ТЦ – Тибет-Цайдамский, УЛ – Улутауский, ХБ – Хингано-Буреинский, ЦД – Цайдамский, ЦМ – Центрально-Монгольский, ЮГ – Южно-Гобийский, ЮК – Южно-Китайский;

**вулканические дуги:** Ба – Байдулет-Акбастуская, Бц – Бошекульская, Вд – Витимо-Джидинская, Вт – Восточно-Тувинская, Дх – Дариби-Хархириная, Зс – Западно-Саянская, Кл – Каледонская, Мг – Магнитогорская, Ск – Салаиро-Кузнецкая, Сл – Селетинская, Сп – Степнякская, Ср – Салаирская, Су – Саурская, Тв – Таванская, Тк – Таконская, Ут – Уралтауская (Губерлинская), Хх – Хаирханская, Чг – Чингизская, Шм – Шар-Муренская;

**бассейны (океанические котловины) и прогибы:** Агр – Агардагский, Анч – Ануйско-Чуйский, Бих – Баян-Хонгорский, Бин – Бейшанский, Вкл – Восточно-Кунылуьнский, Вмг – Внутренне-Монгольский, Джд – Джидинский, Джн – Джалаир-Найманский, Ерм – Ерементауский, Зас – Зайсанский, Зпс – Западно-Саянский, Крб – Каратау-Байконурский, Крг – Куругтагский, Лмв – Лемвинский, Мох – Монголо-Охотский, Нми – Ней-Монгольский, Озр – Озерной зоны, Скм – Сакмарский, Трк – Туркестанский, Ххт – Хангай-Хэнтэйский, Цил – Циньлинский, Южм – Южно-Монгольский



и восточнее (Африка, блоки восточной Гондваны), занимая пространство от Южного полюса до 20–30° Северного полушария. Между Восточно-Европейским и Сибирским континентами существовали структуры Прототетиса, реликты которого фиксируются, вероятно, в протоуральском основании.

Реликты протоуральских вулканогенных комплексов в настоящее время известны только на Полярном Урале. На северо-востоке и севере Балтию окружали рифтовые структуры Прототетиса и Протояпетуса, с которыми Протоуральский бассейн соединялся. На востоке между Сибирью и Восточной Гондваной существовал Палеоазиатский океан, где формировались структуры и блоки(?) будущего каледонского Казахстанского континента.

Палеоокеанические структуры аккреционных Алтае-Саянской и Западно-Монгольской зон рассматриваются нами как реликты Палеоазиатского океана. На реконструкции показано, что этот океан располагался между Сибирским и Восточно-Гондванским континентами (рис. 8.12). Он достигал в поперечнике 3–4 тыс. км и открывался на север, смыкаясь с Палеопацификой (Панталассой). В юго-западной части океана, примыкавшей к Сибирскому континенту, в это время существовала серия краевых морей и островных дуг (Оло-китская, Енисейско-Саянская, Таймырская), сопряженных с Муйским, Гарганским и Карским микроконтинентами – фрагментами Сибирского континента. Совокупность этих структур может рассматриваться как прообраз активной континентальной окраины Западно-Тихоокеанского типа. В восточной пригондванской части океана формировался обширный окраинно-континентальный вулканический пояс (активная континентальная окраина андийского типа).

За счет вращения по часовой стрелке Восточной Европы между последней и Северо-Американской плитами начал развиваться палеоокеан Япетус [Pickering, Smith, 1995]. В венде и начале раннего кембрия в результате рифтинга Восточной Гондваны происходила ее деструкция, сопровождавшаяся отделением системы континентальных блоков, сместившихся затем в центральную часть палеоокеана (рис. 8.12). Вероятно, некогда единый Палеоазиатский океан распался на серию обособленных океанических бассейнов: Озерный, Ней-Монгольский, Джидинский, Западно-Саянский, Ерементауский и других, разделенных микроконтинентами.

Многочисленные вендские грабены сохранились по краям многих микроконтинентов гондванского типа [Руженцев, Бурашников, 1995; Тектоника Казахстана, 1982; Хераскова, Самыгин, 1992]. Они заполнены мелководными отложениями кварц-арко-

зовой и спарагмитовой формаций, включая тиллоиды и щелочные базальтоиды. В кембрии на микроконтинентах гондванского типа формируются осадочные чехлы углеродисто-карбонатно-кремнистых отложений с фосфоритами. Одновременно с конца рифея в западной части палеоокеана начался процесс аккреции островных дуг. Комплексы западной рифейской активной окраины обдуцируют на сибирские микроконтиненты и вместе с ними соединяются с Сибирским континентом, образуя древние (байкальские) складчатые зоны по периферии последнего. В пределах собственно палеоокеана в это время начинают формироваться раннекембрийские островные дуги: Улан-Шандинская, Хан-Тайширская энсиматические и Бошекульская энсиалическая.

На западной периферии Палеоазиатского океана и севернее (примерно на 2000 км) Сибирской плиты существовал Баян-Хонгорский бассейн (рис. 8.12). Спрединговый хребет этого бассейна мог являться частью (одной из ветвей) рифтовой системы Палеопацифики, так как характеристики вещественного состава базальтов и габбро Баян-Хонгорского офиолитового комплекса свидетельствуют о срединно-океаническом их генезисе [Изох и др., 1990; Kerezhinskas et al., 1991; см. главу 7 данной монографии]. Располагался Палеоазиатский океан между 20–30° с.ш. и 20° ю.ш. Долготные размеры палеоокеана, вероятно, были также не менее 2000–2500 км (рис. 8.12).

Таким образом, процесс эволюции Палеоазиатского океана в венде – раннем кембрии был асимметричным и выражался в перемещении блоков земной коры с востока на запад [Моссаковский и др., 1993]. Процессы деструкции и растяжения на востоке компенсировались аккрецией и сжатием вдоль западной окраины Сибирского континента.

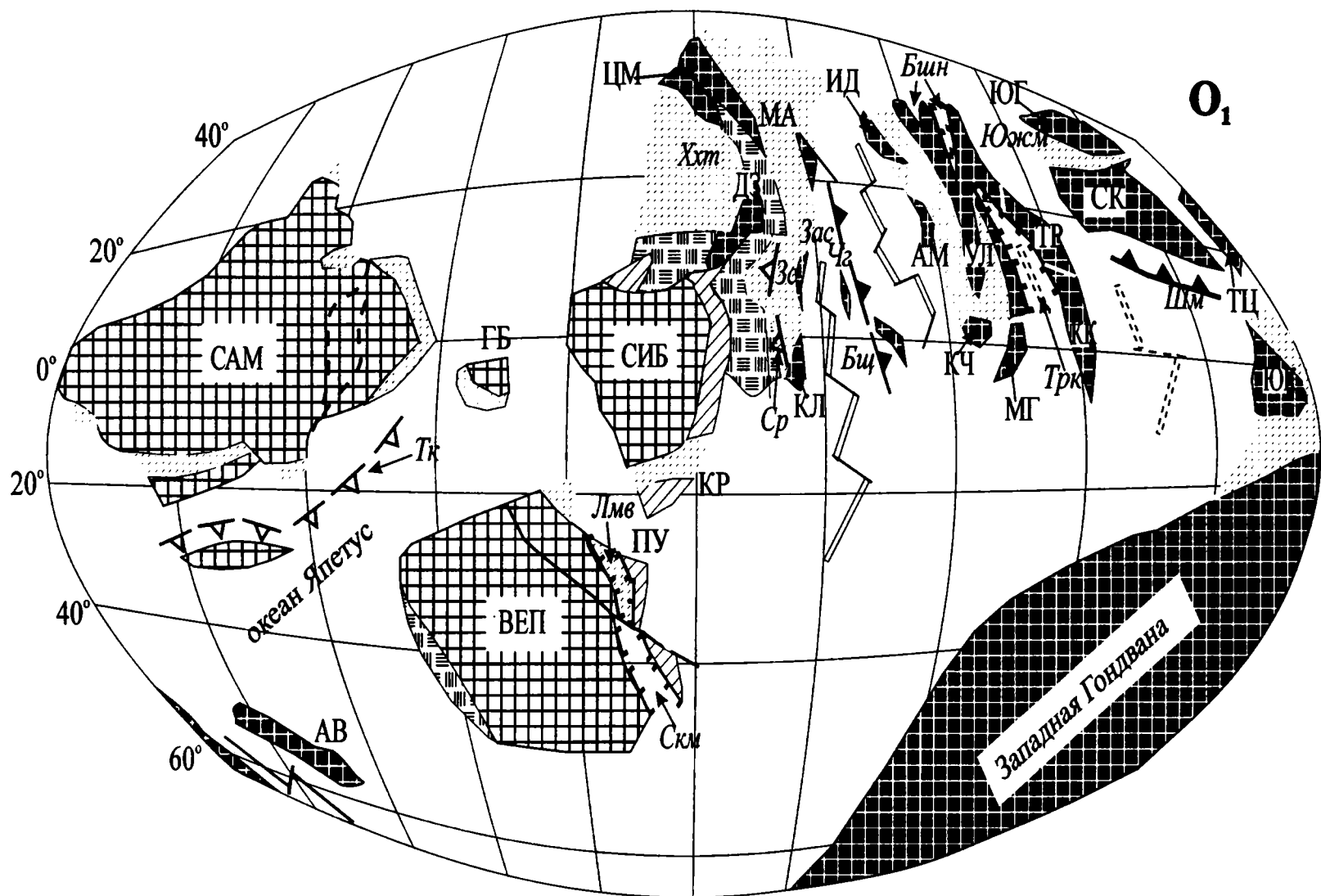
Для этого временного среза есть ряд палеомагнитных определений (табл. 8.1), которые достаточно равномерно распределены по площади (с севера на юг) Палеоазиатского океана. Относятся они, в основном, к офиолитам различного генезиса: от СОХ-типа (Баян-Хонгор) через офиолиты примитивных островных дуг до коры бассейнов красного моря (Карашатский) и подводных гор. Линейное расположение большинства из них (за исключением офиолитов Баян-Хонгорского и Карашатского массивов) от 20° с.ш. до 20° ю.ш. на реконструкции (рис. 8.12) возможно несет в себе некий элемент искусственности.

Располагая изученные объекты подобным образом, мы учитывали идею о единой меридиональной вулканической дуге среднекембрийского возраста в центральной части Палеоазиатского океана [Зоненшайн и др., 1990]. Вероятно, в этой линейной зоне на океанической коре формировались

←

**Рис. 8.13.** Магнитотектоническая реконструкция Палеоазиатского океана и основных континентальных блоков для раннего–среднего кембрия  
Условные обозначения см. на рис. 8.12





энзиматические вулканические дуги. О широком распространении в венд-кембрийское время островных дуг с явно выраженными бонинитовыми характеристиками у восточной (ныне южной) окраины Сибири известно по работе В.А. Симонова, Н.Л. Добрецова, М.М. Буслова [1994].

**Конец раннего – средний кембрий** (рис. 8.13). Положение континентов лавразийской группы с венд-кембрийского рубежа почти не изменилось. Произошло небольшое (около  $10^\circ$ ) смещение на север Восточно-Европейской и Северо-Американской плит. Сибирь и Восточная Европа вращались против часовой стрелки, скорость этого вращения составляла не более  $0.5^\circ$  за миллион лет. За счет вращения Восточной Европы против часовой стрелки, а Северной Америки – по часовой стрелке в юго-западном направлении продолжал открываться океан Япетус [Pickering, Smith, 1995].

Во второй половине раннего и в среднем кембрии отмеченная выше тенденция асимметричного развития Палеоазиатского океана в целом сохранилась (рис. 8.13). Океанические бассейны продолжали расширяться. Процесс раскрытия более интенсивно проявился на севере, где гондванский Дзэбханский микроконтинент с нижнепротерозойским супракрустальным комплексом существенно приблизился к Сибирскому континенту [Моссаковский и др., 1993; Козаков и др., 1999]. Параллельно продолжалась тектоническая дифференциация палеоокеана в связи с формированием системы островодужных поднятий и задуговых бассейнов. По поводу природы Дзэбханского микроконтинента существует и другая точка зрения, предполагающая “сибирское”, а не “гондванское” происхождение блока [Гибшер и др., 2000].

Два палеомагнитных определения этого возраста (табл. 8.1, рис. 8.13) соответствуют объектам островодужного и задугового генезиса (Среднетерсинский и Курайский массивы). В это время образуются Западно-Саянская, Салаирско-Кузнецкая, Витимо-Джидинская, Дариби-Хархирина, Селетинская, Бошекульская и Чингизская дуги.

В позднем кембрии в юго-западной части палеоокеана проявилась новая фаза аккреции, которая привела к формированию салаирид – Восточный Саян, северный край Западного Саяна, Тува, Кузнецкий Алатау, Прибайкалье, Озерная и Джидинская зоны, – нарастивших Сибирский континент.

**Ранний ордовик** (рис. 8.14). Положение континентов лавразийской группы к этому временному рубежу значительно изменилось. Северо-Американская и Восточно-Европейская плиты испытали развороты против часовой стрелки: первая на  $10-15^\circ$ , вторая на  $40-50^\circ$ . Сибирь с небольшим вращением против часовой стрелки, так же

как и два других материка лавразийской группы, сместилась к северу на  $15-20^\circ$ . Материки гондванской группы испытали значительное смещение на восток более чем на 1000 км [Зоненшайн и др., 1990б; Scotese, 1984], в результате чего между Восточно-Европейской и Сибирской плитами, с одной стороны, и Западной Гондваной – с другой, существенно расширился океанический бассейн – Палеотетис-I, имевший северо-восточное – юго-западное простирание.

Происходит перестройка структуры Палеоазиатского океана. Появляются небольшие океанические бассейны (Зайсанский, Центрально-Казахстанский, Бейшаньский) с офиолитами ранне-среднеордовикского возраста. Параллельно возникают новые (Шар-Мурэнская) и активизируются древние (Бошекуль-Чингизская и Салаирская) островные дуги. К западу и к востоку от этих структур располагались области мощной терригенной седиментации: Западный Саян, Алтай, Хангай-Хэнтэйский бассейн, Джалаир-Найманская зона. Перестройка бассейна произошла на фоне перемещения всего ансамбля океанических структур с юга на север с одновременным поворотом против часовой стрелки. Особенно резко поворот проявился в северной части палеоокеана, которая отделялась от южной части зоной трансформных разломов.

Палеомагнитные определения для этого времени принадлежат офиолитовым комплексам Чингизской вулканической дуги и океаническому бассейну восточнее этой дуги (табл. 8.1). Используются данные по Мугоджарскому и Кокчетавскому континентальным массивам [Свяжина, Коптева, 1991], расположенным на восточной окраине Палеоазиатского океана в экваториальной зоне (рис. 8.14). Объекты Центрального Казахстана имеют палеошироты от  $19^\circ$  с.ш. (офиолиты Архарсу) до  $1-2^\circ$  ю.ш. (Агырекский аллохтонный комплекс). Это связано, вероятно, с субмеридиональным простиранием как самой Чингизской вулканической палеодуги, так и бассейнов с океанической корой южнее и восточнее ее. Можно заключить, что субмеридиональные структуры Палеоазиатского океана как в момент его зарождения, так и в зрелую его пору были доминирующими (рис. 8.12–8.14).

**Средний ордовик – ранний силур** (рис. 8.15). К этому времени расположение основных континентальных блоков и бассейнов между ними существенно не изменилось. Сибирь, Восточная Европа и связанные с ними досреднеордовикские аккреционные комплексы сместились на  $10^\circ$  к северу, Северо-Американская плита осталась практически в той же позиции. Однако в характере вращения Сибирской и Восточно-Европейской плит произошли существенные изменения.

←

Рис. 8.14. Магнитотектоническая реконструкция Палеоазиатского океана и основных континентальных блоков для раннего ордовика  
Условные обозначения см. на рис. 8.12



Для первой их них, Сибири, изменился знак вращения – по часовой стрелке. Этот поворот продолжался всю дальнейшую историю развития этой плиты не только в палеозое, но и мезозойско-кайнозойское время [Храмов, 1991; Andrew, 1985].

Для второй, Восточно-Европейской, плиты максимальная скорость широтного смещения на юг отмечалась на рубеже 450–470 млн лет и составляла более 5 см/год [Диденко и др., 2000; Печерский, Диденко, 1995]. Примерно в это же время на короткий период изменился знак вращения плиты – она стала вращаться по часовой стрелке. Ее скорость вращения в интервале 440–460 млн лет достигла 1.5° за млн лет. Вероятно, смена знака вращения плиты (~470 млн лет) фиксирует начало раскрытия Уральского палеоокеана в раннем-среднем ордовике, основные черты которого сформировались к концу ордовикского времени [Руженцев, 1976; Зоненшайн и др., 1990 а,б; Диденко и др., 1994, 2000; Пучков, 1996б, 2000].

Палеоширота образования Войкаро-Сыньинского и Сыум-Кеуского офиолитовых массивов составляет 8–14° с.ш., простираение зоны палеоспредиинга – северо-северо-западное. Время приобретения этой компоненты намагниченности магматическими породами офиолитов, исходя из возраста пород [Савельев, 1997; Симонов и др., 1998], можно считать средне-позднеордовикским. Это направление значимо отличается от рассчитанных направлений как с Восточно-Европейского, так и с Сибирского континентов на 460 млн лет. Широтное “зияние” между местом образования офиолитов и прилегающим краем Восточной Европы могло составлять не менее 10° (рис. 8.15). Северо-восточнее палеоокеанического бассейна находился Сибирский континент, обращенный к нему современной арктической окраиной.

Меридиональная ориентация Восточно-Европейского и Сибирского континентов в этом временном интервале отличается более чем на 100° от современной. Этот факт и широтное зияние между континентами позволяют говорить об их существенно различной кинематике и принадлежности к различным литосферным плитам. Вероятно, эволюцию Уральского палеоокеана нельзя отождествлять с классическим циклом Вильсона [Wilson, 1966], когда одни и те же континентальные обрамления океанических бассейнов сохраняются от начала раскрытия до их закрытия.

Островодужные формации Восточного склона Урала (Малоуральский пояс) формировались, вероятно, у Сибирско-Казахстанской окраины на 15–20° ю.ш. И только в последующие эпохи, в результате относительного вращения по часовой стрелке композитного Сибирско-Казахстанского континен-

та, эти формации были совмещены с собственно Уральскими структурами.

Согласно нашей реконструкции, Восточно-Европейский континент (его уральский край) находится в тропических широтах Южного полушария (рис. 8.15). Это положение согласуется с наличием протяженного позднеордовикского барьерного рифа на севере Урала [Антошкина, 1999; Антошкина, Елисеев, 1991; Пучков, 1993]. Именно в это время формируются основные океанические бассейны Урала – Сакмарский, Магнитогорско-Войкарский и др. Палеомагнитные исследования Войкаро-Сыньинских и Хадатинских офиолитов Полярного Урала показывают, что собственно палеоокеаническая структура Урал в это время имела северо-северо-западное простираение и находилась в тропических широтах Северного и Южного полушарий. Северо-восточным ограничением Уральского океана могла быть на это время арктическая (современные координаты) окраина Сибирского континента. О поперечных размерах палеоокеана сказать что-то определенное трудно, так как он имел, если судить по нашим данным, простираение от северо-западного до субмеридионального. Наличие здесь полного формационного ряда, свойственного зрелым океанам, свидетельствует о том, что они могли превышать 2 тыс. км.

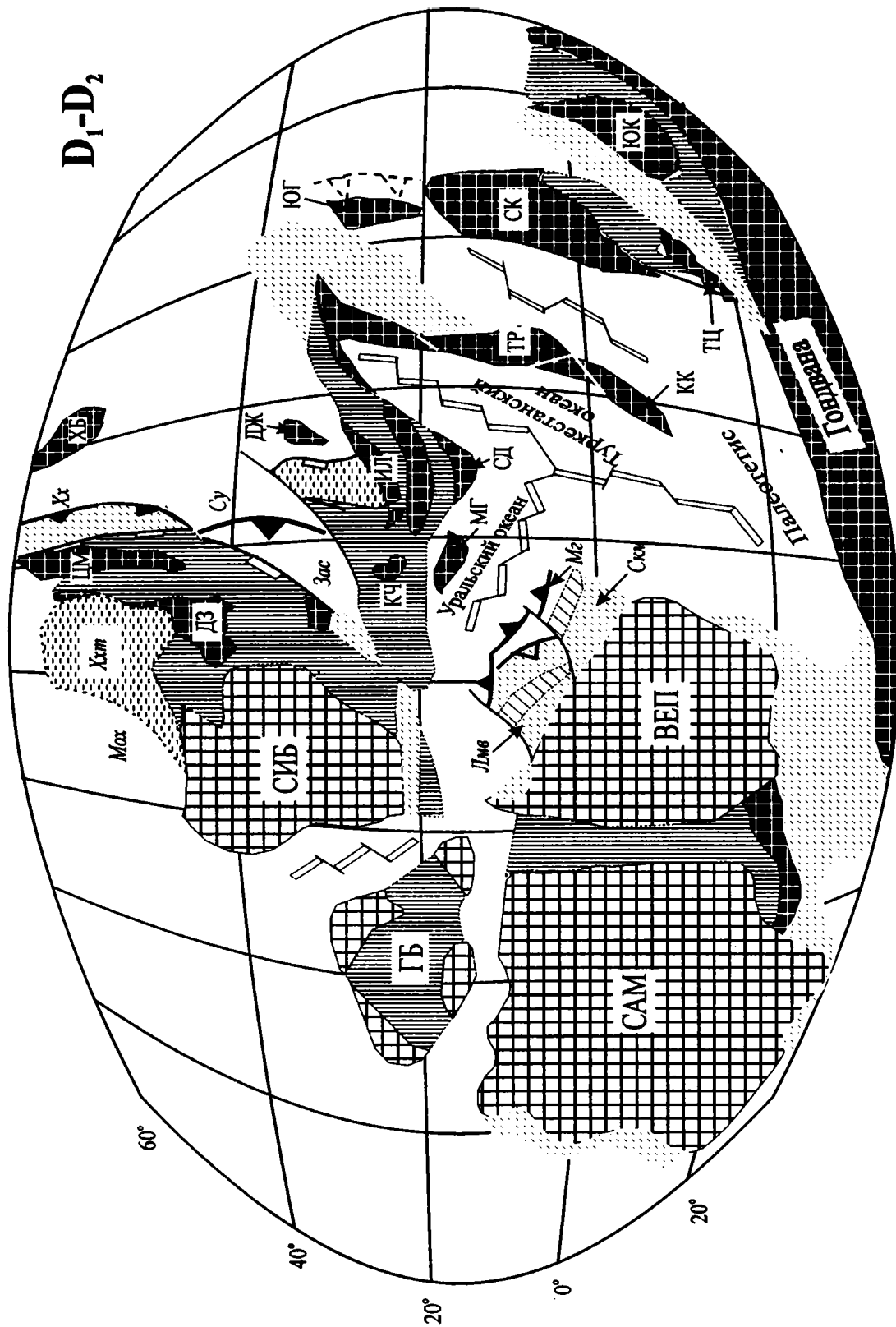
Общая тенденция сокращения площади Палеоазиатского океана наиболее полно проявилась в позднем ордовике (рис. 8.15), когда аккреционные процессы охватили Алтай, Хангай-Хэнтэйский район Монголии, Бейшань, Северный Тянь-Шань, Центральный Казахстан. В результате у восточной (ныне юго-западной) окраины Сибири возник обширный каледонский аккреционный Казахстано-Киргизский массив, включавший также Кокчетавский, Улугауский, Северо-Тянь-Шаньский микроконтиненты. Следует отметить, что в этот процесс вовлекаются центральные области палеоокеана, где располагалась зрелая Чингизская вулканическая дуга [Самыгин и др., 1987]. Иными словами, к концу ордовика произошло постепенное отмирание Палеоазиатского океана. Лишь местами здесь сохранились реликтовые бассейны с океанической (субокеанической) корой, существовавшие до середины силура (Западно-Саянский), девона (Ануйско-Чуйский), раннего карбона (Прибалхашский).

Средний ордовик – ранний силур характеризуются не только закрытием Палеоазиатского океана, но и началом формирования океанических структур новой генерации, тектоническое развитие которых отличается от рассмотренных выше. Это деструктивные океанические бассейны, на месте которых образовались каледонские (Гоби-Алтайский, Бейшаньский, Киргизско-Терсейский), варисские (Палеоуральский, Туркестано-

←

**Рис. 8.15.** Магнитотектоническая реконструкция Уральского, Туркестанского, Южно-Монгольского палеоокеанов и основных континентальных блоков для среднего ордовика – раннего силура  
Условные обозначения см. на рис. 8.12

D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub>



Алайский, Джунгаро-Южно-Монгольско-Хинганский), поздневарисский (Южно-Гиссарский) и индосинийский (Внутренне-Монгольский) коллизионные покровно-складчатые пояса.

Три палеомагнитных определения для этого времени приходится на вулканогенно-осадочные и терригенные комплексы Центрального Казахстана, которые на реконструкции показаны между Байдулет-Акбастауской на западе и Степнякской на востоке вулканическими палеодугами закрывающегося Палеоазиатского океана. Алайский микроконтинент, который, вероятно, входил в состав Каракарумско-Таримского континентального блока [Зоненшайн и др., 1990б], являлся восточным бортом открывшегося Туркестанского океана (рис. 8.15). Под последним мы понимаем относительно узкий океанический бассейн ордовикско-раннекаменноугольного возраста, остатки которого в виде офиолитов фиксируются на Южном Тянь-Шане между Алайским и Таримским на юге и каледонским Казахстанским на севере микроконтинентами [Зоненшайн и др., 1990б; Моссаковский и др., 1993; Клишевич, Храмов, 1993; Диденко и др., 1994], а не обширный бассейн сквозного развития с венд-кембрийского по каменноугольное время [Sengor et al., 1993; Шенгер и др., 1994].

**Ранний-средний девон** (рис. 8.16). К этому времени произошли значительные изменения в положении континентов лавразийской группы. Во-первых, Сибирская плита и окружающие ее каледонские аккреционные комплексы существенно (на 20°) сдвинулись на север с одновременным поворотом на 10–15° по часовой стрелке. Во-вторых, к середине силура произошло полное закрытие Япетуса и был образован континент Евразия (например, [Van der Voo, 1993; Pickering, Smith, 1995]). Восточно-Европейская плита из области тропических широт Южного полушария переместилась в область экваториальных широт с одновременным поворотом на 15–20° против часовой стрелки. В дальнейшем более 100 млн лет Евразия будет вращаться по часовой стрелке, так же как и Сибирь, Тарим, каледониды Урало-Монгольского складчатого пояса. Это позволяет высказать предположение об образовании к середине палеозоя некой тектонической надсистемы (термин заимствован у А.Б. Дергунова [1989]), итогом развития которой стало формирование в позднем палеозое – мезозое последнего суперконтинента – Пангея.

Первые признаки океанических бассейнов новой генерации появились в ордовике. Однако они имели локальный характер, и только в конце силура – начале девона развитие палеоокеанов этого типа стало доминирующим процессом. К этому

времени полностью сформировались крупные океанические бассейны: Палеоуральский, Туркестанский и Южно-Монгольский. Сходство в их простираниях, общность стилия их структур и тектонического развития позволяют отнести их к единой системе океанических бассейнов Палеотети-1 (рис. 8.15 и 8.16).

Раскрытие Южно-Монгольского палеоокеана началось в конце силура [Руженцев и др., 1991]. Максимальной ширины он достиг в раннем девоне. В эмсе и среднем девоне вдоль его западной периферии формируется система островных дуг и задуговых прогибов, заполнявшихся мощными эпикластами, а с позднего девона – граувакками. Континентальная коллизия (смыкание Сибирского континента и Катазии) происходит в раннем и среднем карбоне.

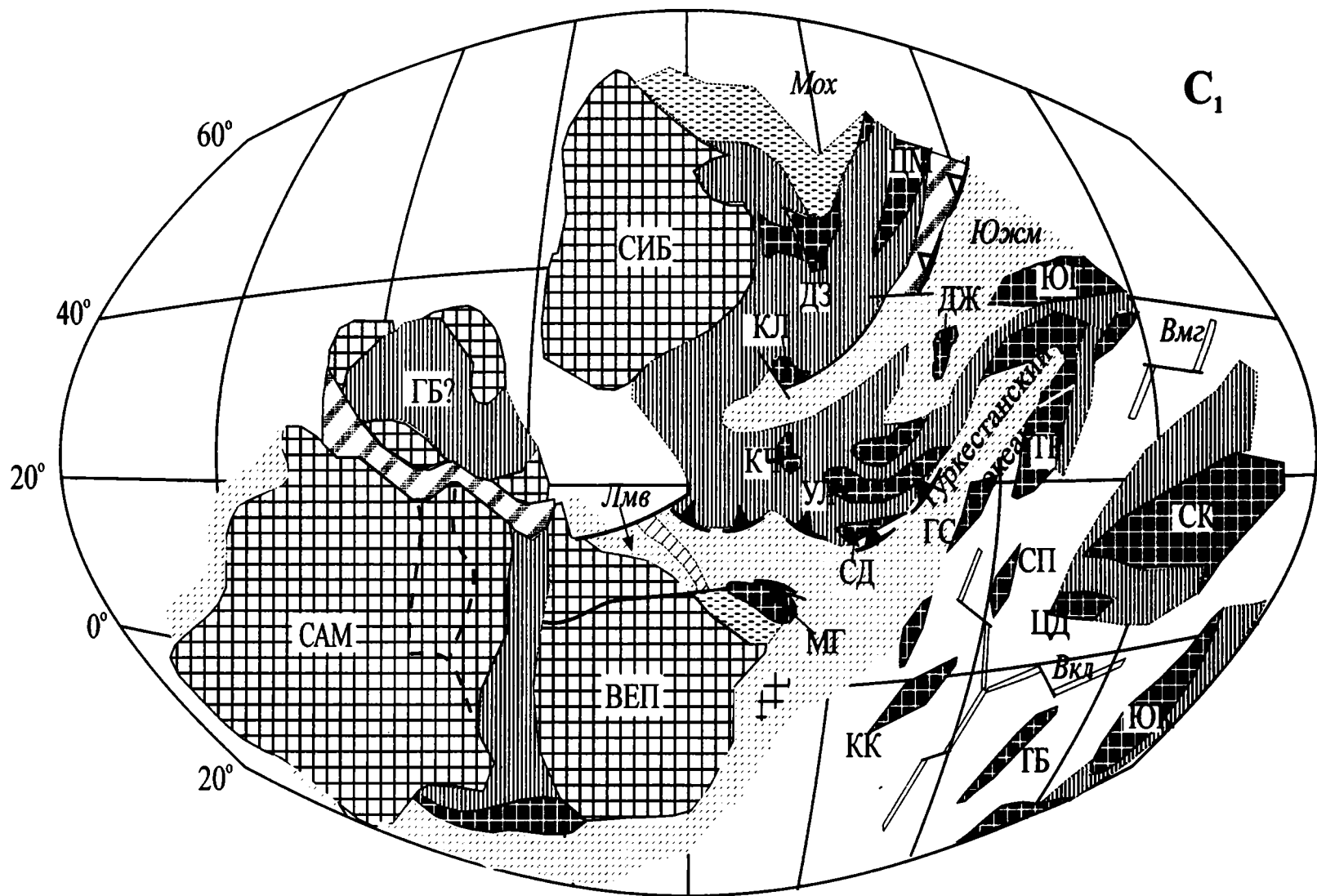
Туркестанский палеоокеан имел меридиональную ориентировку. Он располагался между Катазией (Таримский, Афгано-Таджикский и Кызылкумский массивы) и каледонским континентом Казахстана. В своей южной части Туркестанский океан смыкался с палеоокеаническими бассейнами Урала и Западной Европы (Палеотетис-1). Его раскрытие началось в раннем ордовике, и только в раннем девоне происходит дифференциация единого бассейна на систему прогибов и поднятий. Аккреционная тектоника здесь выражена слабо. Лишь вдоль западной окраины (Северный Тянь-Шань) в девоне появляется краевая вулканический пояс (активная окраина индийского типа). Континентальная коллизия (смыкание Казахстана и Катазии) происходит в среднем карбоне.

На Полярном Урале в силура – среднем девоне происходит формирование островодужной системы и, в конечном счете, аккреционного комплекса вдоль периферии Восточно-Европейского континента [Диденко, Куренков, Руженцев, 2001; Руженцев, Диденко, 1998]. Полученное палеомагнитное определение этого временного интервала для пород Лемвинской зоны и пересчитанное с раннедевонского полюса – Восточно-Европейского континента (см. главу 2) статистически не различаются, т.е. незначительные отклонения в первые градусы полученного нами направления от рассчитанного лежат в пределах ошибки метода. Следовательно, вышеуказанный разворот Лемвинской зоны относительно Восточно-Европейского континента на  $53 \pm 15^\circ$  произошел до раннедевонского времени, и его логичнее объяснить развитием рифтогенных процессов на окраине этого континента в ордовикское время.

До последнего времени на большинстве реконструкций конца раннего – начала среднего девона Уральский край Восточно-Европейского конти-

←

Рис. 8.16. Магнитотектоническая реконструкция Уральского, Туркестанского, Южно-Монгольского палеоокеанов и основных континентальных блоков для раннего-среднего девона  
Условные обозначения см. на рис. 8.12



нента показывали на 10–15° Северного полушария, таким образом, существенно уменьшая размеры Палеоуральского океана в эту эпоху. Опираясь на наши данные по Южному Уралу [Диденко, Печерский, 1986] и новые по Сибая и Тоболу, полученные В.С. Буртманом с соавторами [Буртман и др., 2000], мы полагаем, что Уральский край континента был значительно южнее (примерно на экваторе) и имел субширотную ориентировку (рис. 8.16). Следовательно, ширина Палеоуральского океана в ранне-среднедевонское время была существенно больше – порядка 1.5–2 тыс. км. Простираение палеобассейна также было субширотным, на что указывают палеомагнитные данные по комплексу параллельных даек из офиолитов Южного Урала [Диденко, Печерский, 1986].

На севере–северо-востоке ограничением Уральского палеоокеана в это время служила западная (современные координаты) окраина композитного Сибирско-Казахстанского континента. Восточнее Казахстано-Киргизской окраины этого континента существовал Туркестанский палеоокеан, имевший, в отличие от Палеоуральского, субмеридиональную ориентировку [Диденко, Печерский, 1988]. Вероятно, оба этих палеоокеанических бассейна соединялись с Палеотетисом.

Другое важное событие этого периода – оформление обширных массивов континентальной коры, приведшее к становлению Казахстанского и Катазиатского девонских континентов и к резкому увеличению Сибирского континента (рис. 8.16).

Для этого временного среза имеется значительное количество палеомагнитных определений (табл. 8.1, рис. 8.16), и представляют они, что самое главное, практически все океанические бассейны, существовавшие в девонское время на месте Урало-Монгольского складчатого пояса. Для трех из них удалось восстановить простираения осей спрединга. В случае палеопростираения структур Туркестанского океана имеется альтернативная точка зрения [Клишевич, Храмов, 1993], где на основе фациального и палеомагнитного анализов предполагается его субширотное (ЗСЗ–ВЮВ) простираение. О субмеридиональном простираении Туркестанского палеоокеана говорится также и в работе В.С. Буртмана и его коллег [1998].

**Карбон** (рис. 8.17). К раннекаменноугольному времени положение группы лавразийских континентов несколько изменилось. Это выразилось, в первую очередь, в сближении Сибирско-Казахстанского блока с Восточно-Европейским, приведшем к почти полному закрытию Уральского палеоокеана за счет дифференцированного вращения этих блоков по часовой стрелке. Намечается отчетливая тенденция смещения тектонической активности, связанной с образованием новых бас-

сейнов с океанической корой, на восток–юго-восток в сторону Катазии. В Центральной Азии продолжают функционировать остатки только двух вулканических дуг: Саурской и Хаирханской.

В это время могли возникать небольшие океанические бассейны за счет деструкции уральской окраины Восточно-Европейского континента. Один из таких бассейнов – Полярноуральско-Арктический – предполагается на Полярном Урале [Руженцев, Диденко, 1998]. Фрагменты его литосферы (офиолиты, включая толеитовые базальты, D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>) слагают нижние аллохтонные пластины массивов Сыум-Кеу (Науунтинская) и Рай-Из (Нордвыменшорская).

Проведенные кинематические расчеты движений Восточно-Европейского и Сибирско-Казахстанского континентов на координаты Полярного Урала показывают: 1) скорость смещения этих континентов вдоль меридиана в интервале средней девон – карбон менялась от 6–8 до 1–2 см/год (в фамене–гурне произошло резкое уменьшение скорости северного дрейфа Восточно-Европейского континента с 8 до 3 см/год); 2) в это же время скорость его вращения по часовой стрелке также упала с 0.65±0.41 до 0.42±0.45 °/млн лет, а скорость вращения Сибирско-Казахстанского континента увеличилась с 0.30±0.46 до 0.64±0.42 °/млн лет. Вероятно, процесс дифференцированного вращения континентов нашел отражение в раскрытии в позднем девоне – раннем карбоне Полярноуральско-Арктического бассейна. Амплитуда раскрытия бассейна, рассчитанная по этим данным, могла достигать 500 км [Руженцев, Диденко, 1998].

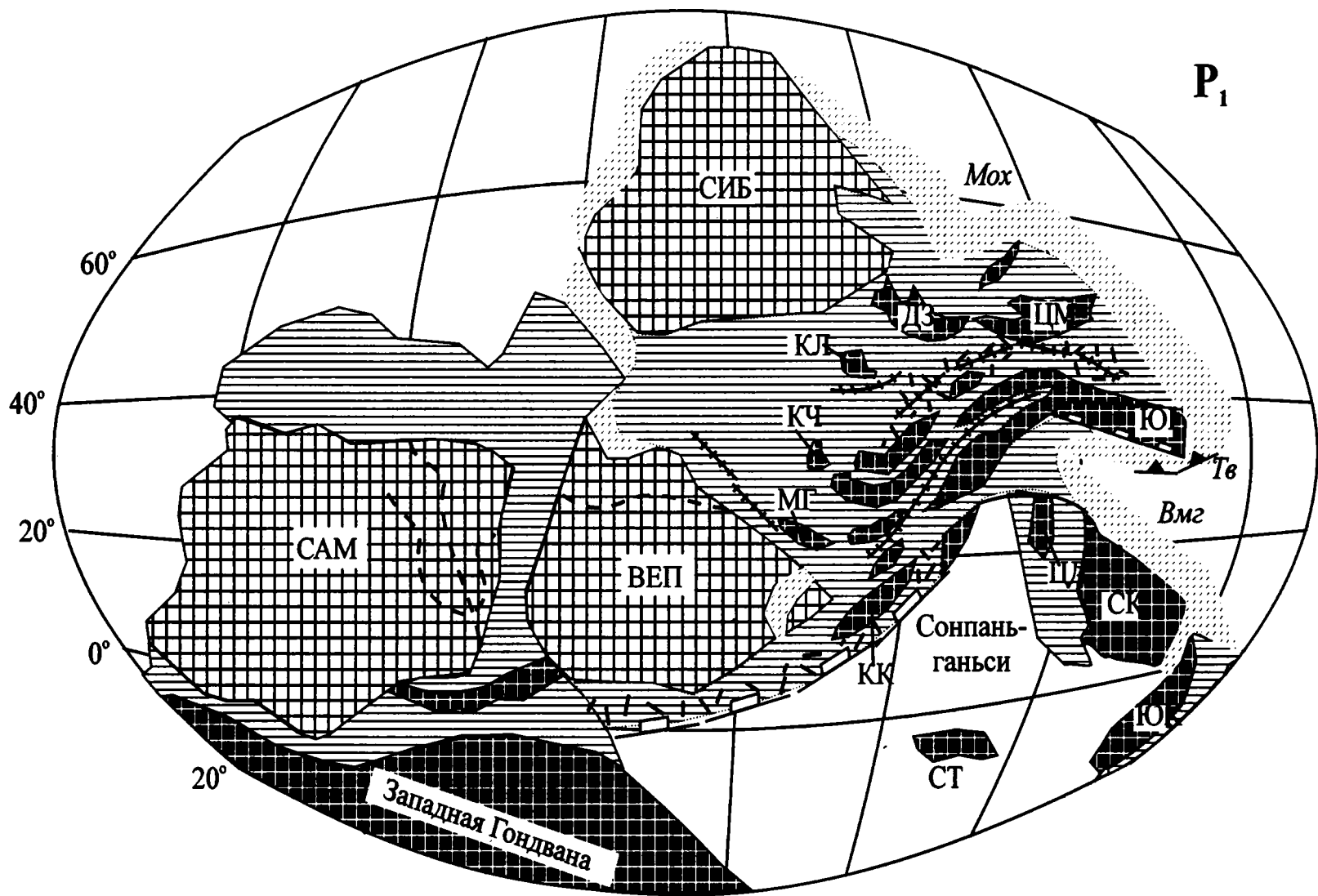
Коллизионные процессы в системе Палеотетиса-I привели к общему сжатию в пределах Северной Евразии. Оно сопровождалось закрытием последних реликтовых бассейнов (Хангай-Хэнтэйский и Прибалхашский), а также формированием напряженных складчато-глыбовых и сдвиговых деформаций. Иными словами, средний и поздний карбон – эпоха важных структурных перестроек в истории Земли, приведшая к формированию гигантского континента Северной Евразии, включающего в себя докембрийские массивы, а также области салаирской и каледонской стабилизации (рис. 8.17).

Одновременно с закрытием океанических бассейнов Палеотетиса-I юго-восточнее, в пределах Катазии, в раннем карбоне формируется ряд океанических бассейнов Палеотетиса-II: Внутренне-Монгольский, Южно-Гиссарский и Северо-Памирский. Их заложение произошло в раннем карбоне, что подтверждается появлением хорошо выраженных рифтогенных комплексов и резким увеличением скорости миграции полюса для Северо-Китайского и Таримского континентальных блоков. Бассейны Южного Гиссара и Северного Па-

←

**Рис. 8.17.** Магнитотектоническая реконструкция Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса для конца раннего карбона  
Условные обозначения см. на рис. 8.12





мира существовали недолго. В конце раннего карбона вдоль северо-западной их периферии появляются островодужные системы, а в среднем карбоне бассейны закрываются в связи с коллизией Северной Евразии, Таримского и Афгано-Таджикского гондванских микроконтинентов [Зоненшайн и др., 1990б; Моссаковский и др., 1993].

**Ранняя пермь** (рис. 8.18). Начало перми является временем главных континентальных столкновений и образования единой Лавразии [Зоненшайн и др., 1990б]. Вращение по часовой стрелке лавразийских континентов продолжается, что привело к полному их перемещению в Северное полушарие. К этому времени практически завершилось формирование структуры Урало-Монгольского складчатого пояса в его Уральской, Казахстанской и, отчасти, Туркестанской областях. Размеры и относительная ориентация многих структур этой части пояса близки к современным. Вероятно, сквозное развитие с палеозойского времени до мезозойско-кайнозойского имели только сдвиги, такие как, правосторонние Таласо-Ферганский, Центрально-Казахстанский, Чингиский [Зоненшайн и др., 1990 а,б; Самыгин, 1974] и сдвиг между Русской платформой и Казахстано-Тянь-Шаньским блоком [Клишевич, Храмов, 1995].

Внутренне-Монгольский палеоокеан, в отличие от Гиссаро-Памирского, просуществовал дольше – до поздней перми включительно [Руженцев и др., 1989]. Здесь также вдоль северо-западной периферии бассейна формируется островодужная система ( $C_3-P_2$ ), которая к юго-западу сменяется разновозрастным Евроазиатским окраинно-континентальным вулканическим поясом [Моссаковский, 1975]. Континентальная коллизия (соединение континентов Северной Евразии и Сино-Корейского) привела в среднем триасе к раздавливанию Внутренне-Монгольского палеоокеана и обдукции слагавших его комплексов на южный край Северо-Евразийского континента. Сказанное хорошо согласуется с палеомагнитными данными. Отмечается [Zhao et al., 1990], что коллизия (сутурирование океанических бассейнов) раньше происходила на юго-западе пояса Палеотетис-II, с чем, по видимому, связано более раннее (в карбоне) закрытие Южно-Гиссарского и Северо-Памирского бассейнов.

Континентальная коллизия в среднем триасе завершила формирование Урало-Монгольского складчатого пояса в его Центрально-Азиатской части, которая, вместе с Южно-Китайским континентом и несколькими гондванскими микроконтинентами, вошла в состав Северо-Евразийского суперконтинента. Начавшаяся в ордовике и активно проявившаяся в среднем и позднем палеозое тенденция, выражающаяся в раскалывании Катазии и Гондваны, структурном обособлении сиалических бло-

ков и их смещении в сторону Северо-Азиатского континента с одновременным формированием в их тылу новых океанических бассейнов, получила в мезозое и кайнозое дальнейшее развитие. Эта проблема рассмотрена в специальных работах [Белов и др., 1985; Руженцев и др., 1982, 1989].

#### **8.4. Геодинамические условия формирования спрединговых комплексов в Палеоазиатском, Уральском и Туркестанском палеоокеанах**

Спрединг представляет собой глобальное геодинамическое явление, приводящее к новообразованиям литосферы океанического типа. Традиционно считалось, что спрединг присущ дивергентным границам плит в срединно-океанических хребтах. Как показали исследования последних 20 лет, в том числе и авторов настоящей работы, явление спрединга не ограничивается только вышеуказанной геодинамической ситуацией. Особенно наглядно это проявилось при изучении и типизации древних офиолитовых ассоциаций, входящих в структуру покровно-складчатых поясов мира. Оказалось, что встречаемость “чистых” срединно-океанических офиолитов в структурах складчатых поясов незначительна, а количество офиолитов, образованных в зонах развития примитивных и зрелых островных дуг, задуговых бассейнов и внутриплитных поднятий, в несколько раз выше. Именно такое соотношение прослеживается и для Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса (табл. 8.1).

Комплексное использование геолого-структурных, петрогеохимических, минералогических, термобарогеохимических, петромагнитных и палеомагнитных данных позволило обоснованно охарактеризовать палеогеодинамические процессы формирования спрединговых комплексов в структурах Палеоазиатского, Уральского и Туркестанского палеоокеанов. Данный подход дал возможность выделить шесть основных типов геодинамических обстановок, в которых формировались изученные палеоспрединговые комплексы (табл. 8.1).

1. Офиолиты, образованные на дивергентных границах плит. К этому типу офиолитов можно отнести массивы Шуддакский ( $D_{1-2}$ ), Карашат ( $V-E_1$ ), Чон-Саир ( $V-E_1$ ), формирование которых происходило за достаточно короткое время (до 10 млн лет) и было одноактным. Этим условиям отвечают спрединговые комплексы линейного типа, как правило, концентрированного, реже диффузного. Вертикальный разрез спредингового комплекса этого типа представляет собой со-

←

**Рис. 8.18.** Магнитотектоническая реконструкция Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса для ранней перми

Условные обозначения см. на рис. 8.12

вокупность магматических образований (снизу вверх): магматические камеры, выполненные изотропным габбро; развитый дайковый комплекс типа “дайка в дайке” (каналы магмовыведения); мощные подушечно-трубовые лавы.

К этому же типу относятся первые стадии спрединговых образований двухфазных офиолитовых комплексов, магматическая часть которых формировалась в тех же геодинамических обстановках дивергентных границ. В эту группу входят офиолитовые массивы: Куртушибинский, Курайский, Северо-Саянский, Хан-Тайширский, Баян-Хонгорский, Войкаро-Сыньинский, Киргизатинский, Сарталинский, Ходжагаирский (табл. 8.1).

2. Офиолиты, образованные в геодинамических условиях внутриплитных океанических поднятий. Этот тип проявлен не во всех регионах, наиболее характерен он для второй фазы офиолитов Алайского хребта: Киргизатинский, Сарталинский, Ходжагаирский аллохтоны (табл. 8.1). Вполне вероятно, что к этому же типу можно отнести среднепалеозойские офиолиты Южной Монголии (Дэолен, Гурван-Сайхан). Для этих объектов нет достаточных петро- и геохимических данных, но сходство их разрезов с южнотяньшанскими офиолитами позволяет нам отнести их в эту группу.

Для этого типа характерно преобладание дайковых роев, как правило, построенных внутри по типу “дайка в дайке”. В межроевых пространствах преобладают единичные параллельные дайки, удаленные друг от друга на метры и десятки метров. Весьма характерным элементом палеоспрединговых комплексов этого типа являются силлы или их группы, типа “силл в силле”. Разрез офиолитов данного типа существенно усложняется по сравнению с первым: нижние горизонты и межроевые пространства здесь представлены разнообразными офиолитовыми образованиями ранних стадий (от ультрабазитов до лав и осадков). Для офиолитов второй фазы характерно наращивание разреза не только по вертикали, но и по латерали.

3. Офиолиты, образованные в геодинамических условиях трансформных разломов. Выделение этого типа офиолитов по петрогеохимическим характеристикам практически невозможно, магматические породы этих комплексов имеют NMORB свойства. Но при этом обнаруживаются структурно-морфологические особенности, не свойственные офиолитам первых двух типов, которые выражаются в разноориентированности дайковых комплексов (Нарынские офиолиты Северо-Восточной Ферганы; табл. 8.1) или в появлении ветвящихся, пересекающих друг друга небольших дайковых роев и отдельных даек (Баян-Хонгорские офиолиты Монголии).

Для пород лав и даек вышеперечисленных трех типов офиолитов (1, 2 и 3) характерно наличие титаномагнетитов с составами, близкими к титаномагнетитам базальтов современных океанов; средняя доля ульвошпинели в них составляет примерно 60 % при небольшом изменении диапазона составов 50–65 %.

4. Офиолиты, образованные в геодинамических условиях примитивных (энсиматических) островных дуг. Для этого типа характерны две модификации: одна представлена офиолитами второй фазы, которые наложались на более ранние офиолиты других типов (Куртушибинский, Курайский, Северо-Саянский, Хан-Тайширский, Войкаро-Сыньинский массивы); другая представлена более ранними офиолитами первой фазы, на которые наложались спрединговые образования энсиалических островных дуг и задуговых бассейнов (массивы Наранский, Шатский и Сьум-Кеу).

Отличительной особенностью этих образований является появление в разрезе бонинитовых серий. К структурно-морфологическим особенностям этих офиолитов можно отнести наличие разобщенных дайковых роев, их разноориентированность, что также свойственно спрединговым образованиями других типов, например, трансформных разломов. Несомненным остается тот факт, что офиолиты примитивных островных дуг формировались в условиях рассеянного спрединга.

5. Офиолиты, образованные в геодинамических условиях энсиалических островных дуг. К этому типу относятся спрединговые комплексы массивов Среднетерсинского, Толпакского и Караулчинского. К структурно-морфологическим особенностям этих офиолитов можно отнести преобладание силлов над дайками, причем силловые пакеты зачастую построены по типу “силл в силле”. Как и в предыдущем случае, несомненным остается тот факт, что офиолиты энсиалических островных дуг формировались в условиях рассеянного спрединга.

6. Офиолиты, образованные в геодинамических условиях задуговых бассейнов. Спрединговые комплексы этого типа представлены, как правило, второй фазой в офиолитовых массивах Баян-Хонгора, Шатского, Среднетерсинского и Базарбая. В случае последнего массива спрединговый комплекс задугового типа выполняет одну основную фазу. Отличительной чертой спрединговых образований этого типа является мозаично-блоковое строение дайковых серий – Хабарнинский массив Южного Урала. Офиолиты этого типа представлены разноориентированными дайковыми роями, в некоторых из них отмечается явное преобладание силлов над дайками. Тип спрединга характеризуется как рассеянный.

Для пород лав и даек последних трех типов офиолитов (4, 5 и 6) характерно наличие титаномагнетитов с большим разбросом их составов, где доля ульвошпинели может варьировать от первых процентов до 50 %, причем средняя доля ульвошпинели в титаномагнетитах базальтоидов островных дуг обоих типов и задуговых бассейнов существенно ниже таковой чистых океанических и составляет примерно 20–25 %.

Проведенная нами типизация офиолитовых комплексов позволила более адекватно отобразить место их формирования на магнитотектонических

реконструкциях и проследить пространственную и временную эволюцию палеоспредиговых комплексов. Можно считать доказанным, что Урало-Монгольский пояс – гетерогенное сооружение, включающее структуры, сформировавшиеся в палеоокеанах тихоокеанского и тетического типов – Палеоазиатского и Палеотетиса-I и -II, соответственно.

Наиболее сложная ситуация устанавливается для Палеоазиатского океана.

Здесь можно выделить по крайней мере четыре палеогеодинамические обстановки развития спредиговых процессов. Прежде всего, это – спрединг в рифтогенных структурах при расколе древних сиалических блоков, сменившийся, возможно, спредингом в условиях, близких к срединно-океаническим хребтам и трансформным разломам с формированием собственно океанической литосферы. Следующей стадией, связанной с началом развития зон субдукции, является спрединг в условиях формирования на океанической литосфере примитивных островных дуг с бонинитами. Третий тип представлен спредиговыми комплексами, развивавшимися в условиях раскола развитой островной дуги и начала формирования задугового бассейна. Четвертая обстановка связана с развитием спредиговых процессов в задуговых бассейнах.

Развитие Палеоазиатского океана, располагавшегося между Сибирским и Восточно-Гондванским континентами, не соответствует циклу Вильсона. Стиль его закрытия был аккреционным. Большую роль в процессе закрытия Палеоазиатского океана играли продольные и поперечные сдвиги, наследовавшие нередко древние трансформные разломы.

Для Уральского палеоокеана устанавливаются два типа геодинамических ситуаций формирования палеоспредиговых комплексов: связанные с образованием океанической литосферы в срединно-океанических хребтах (1) и с последующим развитием на этой литосфере примитивных островных дуг с бонинитами (2).

Для Туркестанского палеоокеана устанавливаются также только два типа геодинамических ситуаций: в начале, в условиях срединно-океанических хребтов, формировалась океаническая литосфера (1), на которой затем происходило образование внутриплитных океанических островов при повторном спрединге (2). Все установленные спредиговые процессы протекали в условиях открытого океана. Полученные нами данные показывают существенное отличие в геодинамическом развитии Туркестанского палеоокеана от двух других, выраженное в отсутствии спредиговых комплексов, образованных над зонами субдукции.

Бассейны тетического ряда являются новообразованными в результате рифтинга Северо-Азиатского каледонского континента Катазии и Восточной Гондваны. Характерна импульсивность процесса их становления. Их заложение происхо-

дило в ордовике (Уральский, Туркестанский палеоокеаны), конце силура (Южно-Монгольский), раннем карбоне (Внутренне-Монгольский и Южно-Гиссарский палеоокеаны). Тектоническое развитие бассейнов тетического типа укладывается в цикл Вильсона, включая континентальную коллизию на завершающих этапах развития структур, и варьирует для различных бассейнов в интервале 30–100 млн лет.

Эволюцию геодинамических процессов, установленных нами для трех палеоокеанов, вероятно нельзя рассматривать отдельно от других глобальных процессов, протекавших во всей литосфере Земли.

Для установления более общих закономерностей эволюции тектономагматической активности нами был проведен анализ скоростей движения континентальных плит, распространенности офиолитов, содержания изотопов Sr в водах Мирового океана в венд-палеозойское время [Диденко, 1998; Куренков, Диденко, Симонов, 2001; Симонов, 1993], который показал, что эти явления взаимосвязаны.

По многочисленным данным [Диденко и др., 1994; Добрецов, 1990; Зоненшайн и др., 1990 а,б; Моссаковский и др., 1993; Пучков, 1993, 2000; Хаин, Ломизе, 1995; Хаин, Сеславинский, 1991; Pickering, Smith, 1995], в позднерифейское-палеозойское время намечается пять эпох увеличения образования океанической коры.

1. Поздний рифей – ранний кембрий. Образование коры океанического типа получило широкое развитие в океанах Прототетис, Среднеевропейском, Палеоазиатском и в Верхояно-Колымской и Тасманской складчатых областях.

2. Конец кембрия – средний ордовик. Образование океанической коры получило широкое развитие в океане Япетус, остаточных бассейнах Центрального Казахстана, Северного Тянь-Шаня. Вероятно, во второй половине этого периода начал развиваться Уральский палеоокеан.

3. Конец ордовика – силура. Остатки новообразованной океанической коры этого времени находятся сейчас в виде офиолитов в герцинских складчатых областях – Уральской, Южно-Тянь-Шаньской, Чарской, Гоби-Хинганской и в других складчатых зонах.

4. Средний девон – ранний карбон. Офиолиты, образовавшиеся в начале этого периода, также принадлежат герцинским складчатым областям. Они развиты на Полярном и Южном Урале, Южном Тянь-Шане и в Южном Гоби и представляют собой новую генерацию продуктов спрединга в уже существовавших бассейнах Палеотетиса-I и закрывшихся в позднем девоне – раннем карбоне. Одновременно с этим формируется система океанических бассейнов Палеотетис-II: Внутренне-Монгольский, Южно-Гиссарский и Северо-Памирский.

5. Поздний палеозой. Офиолиты этого возраста известны на Центральном Памире, в Афганистане,

на Тибете и по обе стороны Тихого океана. Замыкание этих бассейнов произошло уже в мезозое.

Эти интервалы максимального развития океанической коры отчетливо фиксируются на зависимости распространенности офиолитов во времени, построенной В.Е. Хаиным и К.Б. Сеславинским [1991].

Как видно по этим данным, периоды наибольшего развития офиолитовых комплексов в палеозойскую эру: 600–540, 500–470, 450–420, 400–330, 290–250 млн лет. Они примерно совпадают по времени с увеличением скоростей миграции палеомагнитных полюсов континентов и с уменьшением величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в морских карбонатных осадках, т.е. с большим поступлением ювенильного стронция в воды Мирового океана из мантии при больших объемах образования океанической коры [Диденко, 1998]. Можно предположить, что периоды увеличения скоростей миграции плит связаны с эпохами увеличения объемов спрединга в океанах, с открытием новых палеоокеанических бассейнов и являются отражением на поверхности Земли перестройки конвективных течений в мантии.

Почти все вышеуказанные периоды увеличения офиолитообразования предварялись рифтингом того или иного континента. Следовательно, рифтинг континентальной коры и есть первое проявление на поверхности мантийного теплового диапира (горячей струи). Образование последнего, в свою очередь, связано, вероятно, с экранированием мощной корой малоподвижных континентальных масс теплового потока из глубин Земли [Трубицын, Бобров, 1993].

Из анализа петрогеохимических и петромагнитных данных следует, что в пределах Палеоазиатского океана преобладали офиолиты субдукцион-

ного (островодужного) типа. Прежде всего, следует отметить систему зон субдукции, функционировавших с перерывами от позднего венда до карбона. В течение всего этого времени они сохраняли близкое палеопростирание и смещались к северу: венд-раннекембрийская островная дуга (система дуг) Алтае-Саянской области и Монголии протягивалась от 10° ю.ш. до 20° с.ш.; ордовикско-раннесилурийская островная дуга (система дуг) преимущественно субмеридионального простирания Центрального Казахстана протягивалась в ордовике от экватора до 20° с.ш., в раннем силуре – от 6° до 20° с.ш.; девонская зона субмеридионального простирания, включающая краевые вулканические пояса и островные дуги Центрального Казахстана и Иртыш-Зайсанской области, располагалась на широтах от 20° до 30° с.ш., в карбоне Жарма-Саурская островная дуга имела северо-северо-западное простирание и находилась на широте 30–35° с.ш.

В пределах Палеоазиатского океана в венд-кембрийское время существовали субмеридиональные структуры не только конвергентного типа, но и дивергентного, хотя их гораздо меньше, чем первых. Вероятно, Палеоазиатский океан являлся частью Палеоокеана, располагавшейся между Сибирским и Восточно-Гондванским континентами, и был схож с западной частью современного Тихого океана.

В “океанической” истории развития Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса четко выделяется два этапа: первый связан с зарождением и закрытием собственно Палеоазиатского океана к середине палеозоя преимущественно аккреционным путем, второй – с перманентным раскрытием океанов тетического типа: Уральский, Туркестанский, Южно-Монгольский.

## Вместо заключения

Анализ базитовых комплексов офиолитовых ассоциаций Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса и других складчатых областей Земли позволяет утверждать следующее.

I. Формирование палеоспрединовых комплексов происходило как в один, так и в несколько этапов, причем многоэтапные офиолитовые ассоциации преобладают в структурах покровно-складчатых областей.

II. Моностадийные офиолиты представлены, в основном, разрезами “нормальной” океанической коры, формировавшимися в условиях концентрированного линейного спрединга в геодинамических обстановках срединно-океанических хребтов и, отчасти, трансформных разломов. Такие образования можно отнести к относительно короткоживущим ассоциациям, от момента образования до обдукции которых прошло не более 10–20 млн лет, а порой и первые миллионы лет.

III. Полистадийные, как правило, двухстадийные, офиолиты могут сочетать в себе фрагменты и/или “нормальной” океанической коры, ранних и зрелых островных дуг, задуговых бассейнов. Основной объем магматической части таких офиолитов формировался в условиях рассеянного спрединга в течение длительного времени (до 100 млн лет).

IV. Палеомагнитные данные и выполненные на их основе магнитотектонические реконструкции показывают, что основной объем обдукцированных венд-среднепалеозойских офиолитов Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса формировался в зоне экваториальных и тропических широт.

V. Выявлена отчетливая тенденция асимметричного движения блоков от группы Гондванских к Лавразийским континентам в венд-палеозойский период. Это может свидетельствовать о направленности мантийных конвективных движений из области южных высоких широт к приэкваториальным, определяя тем самым многие особенности палеоспрединга в изученных нами регионах.

Естественно, в теории спрединга остается немало дискуссионных вопросов, решение которых требует дополнительных исследований.

Прежде всего, это касается проблемы соотношений спредингового процесса и тектонической

расслоенности литосферы. Не возникает сомнений, что эти два ведущих процесса теснейшим образом связаны, особенно в таких ситуациях, когда и расслоенность, и спрединг проявляются в одних и тех же геодинамических обстановках: срединно-океанических хребтов, трансформных разломов, островных дуг и задуговых бассейнов. В конкретных случаях роль каждого из этих двух процессов может быть главенствующей или подчиненной, а иногда и сопоставимой.

К этой же группе вопросов относится геодинамическое противоречие, выражающееся во взаимосвязанности спрединга и стабильных мантийных плюмов. Действительно, одновременное длительное сосуществование фиксированных в пространстве восходящих тепломассопотоков трудно совместить с подвижностью литосферных плит. Тем не менее, трудно представить процесс развития спрединга вне пределов поднимающихся разогретых масс. Более того, анализ изученных объектов показал, что амплитуда джампинга осей спрединга увеличивается по мере усложнения геодинамической обстановки. Предполагается, что оно сопровождается возрастанием мощности литосферы. В таком случае можно ставить вопрос о зависимости степени рассеянности спрединга от мощности литосферы, вовлекаемой в геодинамические ситуации растяжения, а также о влиянии ротационного эффекта.

Благодаря нашим исследованиям удалось установить, что формирование венд-среднепалеозойских офиолитов Урало-Монгольского пояса происходило в зоне экваториальных и тропических широт. В этих же широтных зонах в палеозое располагались и континенты лавразийской группы. Геодинамическая интерпретация причин такой концентрации требует углубленного анализа. Вполне вероятно, что палеоположения изученных объектов тяготели к зоне низких широт (в древней системе координат). Такое предположение согласуется с гипотезой горячего экваториального пояса ранней Земли [Глуховский, Моралев, 1994; Глуховский и др., 1998] и моделью активизации тектонических и сейсмических процессов в приэкваториальной зоне [Левин, 2000; Левин, Чирков, 1999]. Другое объяснение может быть связано с существенным вкладом недипольной составляю-

щей в геомагнитное поле того времени. Имеющиеся данные для мезозоя–кайнозоя и второй половины палеозоя говорят о том, что вклад дипольной составляющей в геомагнитное поле был не менее 90–95 %, но полностью исключить второе предположение – эффект “недипольности” геомагнитного поля в раннем палеозое – нельзя.

Широкое распространение офиолитов в структурах покровно-складчатых областей традиционно связывается с процессами обдукции [Книппер, 1975; Пейве и др., 1977; Хаин, 1979; Добрецов и др., 1985; Моссаковский и др., 1989; Добрецов, 1990; Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Coleman, 1971, 1984; Dewey, 1976; Brookfield, 1977; Gealey, 1980]. Однако исследования современных и древних актив-

ных континентальных окраин указывают на “спокойное” течение процессов субдукции океанической литосферы. Для выяснения этого противоречия необходимо определить общие закономерности, влияющие на транспортировку и сохранность фрагментов океанической литосферы в структурах покровно-складчатых сооружений.

\*\*\*

Решение обозначенных выше проблем внесет достойный вклад в создание теории спрединга, которая, в свою очередь, самым серьезным образом ускорит процесс перерастания научной парадигмы тектоники плит в более общую теорию глобальной геодинамики.

## Литература

- Абакумова Л.Н.* Офиолиты Туркестано-Алая: Геологическое строение, петрология, геодинамический анализ: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. СПб: СПбГУ, 1992. 27 с.
- Абакумова Л.Н., Буйдина А.В.* Пикриты Южной Ферганы и некоторые вопросы их происхождения // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1986. № 3. С. 94–99.
- Абдулин А.А.* Геология Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1973. 391 с.
- Абдулин А.А., Заравняева В.К., Кориневский В.Г.* Новые данные по стратиграфии зеленокаменной вулканогенной зоны Южных Мугоджар // Вопросы геологии и меденосности Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1963. С. 26–39.
- Авдеев А.В., Ковалев А.А.* Офиолиты и эволюция юго-западной части Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Изд-во МГУ, 1989. 227 с.
- Агафонов Л.В., Поспелова Л.Н., Баярхуу Ж.* Вторичные дуниты Наранского массива и их минералого-петрографические особенности // Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск: Наука, 1978. С. 4–15.
- Адамия Ш.А., Белов А.А., Гатинский Ю.Г. и др.* История формирования структуры Средиземноморского пояса в палеозое и раннем мезозое // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 93–108.
- Алексеев А.В.* О ранних моментах развития зоны Южно-Ферганского глубинного разлома // Геол. сб. Львов. геол. о-ва. 1968. № 11. С. 169–174.
- Алексеев А.В.* Магматизм зоны Южно-Ферганского глубинного разлома // Геол. сб. Львов. геол. о-ва. 1969. № 12. С. 82–90.
- Алешков А.Н.* Дунито-перидотитовые массивы Полярного Урала. Л.: Изд-во АН СССР, 1929. 120 с.
- Антонюк Р.М., Ляпичев Г.Ф., Маркова Н.Г. и др.* Структура и эволюция земной коры Центрального Казахстана // Геотектоника. 1977. № 5. С. 71–81.
- Антошкина А.И.* Нижнепалеозойские рифтогенные комплексы Приполярного Урала // Литология карбонатных пород севера Урала, Пай-Хоя и Тимана. Вып. 67. Сыктывкар, 1988. С. 22–31.
- Антошкина А.И.* Палеозойские рифы Печорского Урала и сопредельных областей: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Сыктывкар: КНЦ УрО РАН, 1999. 34 с.
- Антошкина А.И., Афанасьев А.К., Безносова Т.М.* Новая стратиграфическая схема верхнего ордовика и силура севера Урала // Науч. докл. Вып. 206. Сыктывкар, 1989. 13 с.
- Антошкина А.И., Елисеев А.И.* Органогенные постройки и рифы в карбонатных формациях палеозоя севера Урала и Приуралья // Ископаемые органогенные постройки и древние криноидеи: Тез. докл. 7-го Всесоюз. симпоз. по ископаемым кораллам и рифам. Свердловск, 1991. С. 4–6.
- Анцигин Н.Я.* Схема стратиграфии ордовикских отложений Урала // Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1994. С. 34–46.
- Апарин В.П.* Вариации вулканической активности и скорости движений континентальных плит в фанерозое // ДАН СССР. 1982. Т. 284, № 1. С. 78–81.
- Аплов С.В.* Геодинамика раннемезозойского Обского палеоокеана. М.: ИО АН СССР, 1987. 98 с.
- Арискин А.А., Бармина Г.С., Френкель М.Я.* ЭВМ-моделирование кристаллизации базальтовых расплавов в условиях заданной фугитивности кислорода // Геохимия. 1986. № 11. С. 1614–1628.
- Аристов В.А., Руженцев С.В.* Стратиграфия сланцево-кремнистых и вулканогенно-осадочных отложений палеозоя и история геологического развития Полярного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 2. С. 9–19.
- Атлас подводных фотографий Красноморского рифа. М.: Наука, 1983. 135 с.
- Афанасьев А.К.* Геология офиолитов Щучьинского сектора Полярного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН АН СССР, 1990. 20 с.
- Баженов М.Л., Шипунов С.В.* Метод складки в палеомагнетизме // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 7. С. 89–101.



- Бакиров А.Б., Бискэ Г.С., Буртман В.С., Куренков С.А. и др.* Древнейшие породы Туркестанского палеоокеана. 27-я сес. Междунар. геол. конгр: Путеводитель экскурс. 032 "Тектоника варисцид Тянь-Шаня". Фрунзе: Кыргызстан, 1984а. С. 55–58.
- Бакиров А.Б., Бискэ Г.С., Буртман В.С., Куренков С.А. и др.* Тектоника варисцид Тянь-Шаня: Путеводитель к экскурсии 27-й сес. Междунар. геол. конгр. Фрунзе: Кыргызстан, 1984б. 96 с.
- Бакуменко И.Т., Коляго С.С., Соболев В.С.* Проблема интерпретации термометрических исследований стекловатых включений в минералах и первые результаты проверки на искусственных включениях // ДАН СССР. 1967. Т. 175, № 5. С. 1127–1130.
- Батанова В.Г., Карякин Ю.В., Куренков С.А. и др.* Дифференцированный силл в офиолитах Сарталя (Южный Тянь-Шань) // ДАН СССР. 1988. Т. 300, № 5. С. 1185–1189.
- Белецкий Ю.С.* Субвулканические тела кислого состава и медно-колчеданное оруденение южной части Западных Мугоджар // Алма-Ата: Наука, 1967. С. 141–147. (Тр. Ин-та геол. наук им. К.И. Сатпаева; Т. 24.)
- Белов С.И., Куренков С.А., Ненахов В.М., Перфильев А.С.* Формирование структуры земной коры в герцинидах Туркестано-Алая // Актуальные проблемы тектоники СССР. М.: Наука, 1988. С. 83–90.
- Беляков Л.Н., Дембовский Б.Я., Маркитантов И.Ф.* Геолого-геофизический разрез Полярного Урала // ДАН СССР. 1984. Т. 276, № 6. С. 1435–1437.
- Беляков Л.Н., Дембовский Б.Я., Тимушева В.Н., Уколова Е.Ю.* Строение Лемвинской аллохтонной пластины (Полярный Урал) // Геотектоника. 1992. № 4. С. 125–128.
- Берзин Н.А.* Меланжево-олигостромовый комплекс в кембрийских отложениях Тувы и Западного Саяна // Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1980. С. 104–109.
- Бискэ Ю.С.* Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб.: Изд-во СПбГУ, 1996. 192 с.
- Богатиков О.А., Цветков А.А., Коваленко В.И.* Магматические серии и островодужный процесс: Закономерности эволюции // Строение и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука, 1986. С. 86–94.
- Боголепов К.А., Яншин А.Л.* О современных гипотезах образования и структуре Чаган-Узунского массива в Горном Алтае // Геология и геофизика. 1973. № 8. С. 12–24.
- Большаков А.С., Щербакова В.В.* Термомагнитный критерий определения доменной структуры ферромагнетиков // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 2. С. 38–47.
- Большаков В.А., Гапеев А.К., Ясонов П.Г.* Пьезохимическая остаточная намагниченность как результат изменения коэрцитивной силы образцов пород из зон гипергенеза // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. № 9. С. 55–63.
- Бочкарев В.В.* Субщелочной магматизм в геодинамическом цикле Урала: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2000. 43 с.
- Бураков К.С., Диденко А.Н., Печерский Д.М.* Оценка геомагнитного поля в среднем девоне по обожженным кремнистым породам и габбро (Южные Мугоджары) // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. № 8. С. 45–59.
- Бураков К.С., Диденко А.Н., Печерский Д.М.* Напряженность геомагнитного поля в раннем ордовике по обожженным осадочным породам // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 12. С. 62–71.
- Буртман В.С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем (Варисциды Тянь-Шаня и каледониды Северной Европы). М.: Наука, 1976. 164 с.
- Буртман В.С., Гурарий Г.З., Беленький А.В., Игнатьев А.В., Одибер М.* Туркестанский океан среднего палеозоя: Реконструкция по палеомагнитным данным по Тянь-Шаню // Геотектоника. 1998. № 1. С. 15–26.
- Буртман В.С., Гурарий Г.З., Дворова А.В., Кузнецов Н.Б., Шипунов С.В.* Уральский палеоокеан в девонское время (по палеомагнитным данным) // Геотектоника. 2000. № 5. С. 61–70.
- Буртман В.С., Клишевич В.Л., Котова Л.Н., Куренков С.А. и др.* Новые данные о палеозойском океане в Южной Фергане // ДАН СССР. 1977. Т. 237, № 3. С. 668–671.
- Буртман В.С., Молдаваницев Ю.Е., Перфильев А.С., Шульц С.С.* Океаническая кора варисцид Урала и Тянь-Шаня // Сов. геология. 1974. № 3. С. 23–36.
- Буслов М.М.* Додевонская покровно-чешуйчатая структура центральной части Курайской зоны (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1987а. № 8. С. 18–26.
- Буслов М.М.* Структурное положение гипербазитов Теректинской зоны (Горный Алтай) // Комплексные геологические исследования Сангилены (Юго-Восточная Тува). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987б. С. 107–119.
- Бутин В.В.* Геология и условия формирования гнейсо-амфиболитового комплекса южной части Харбейского антиклинория: Автореф. дис. ... канд. геол. минер. наук Свердловск, 1973. 23 с.
- Буякайте М.И., Виноградов В.И., Кулешов В.Н. и др.* Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М.: Наука, 1983. 184 с.
- Быкова Ю.М., Зинков В.В., Лукьянов А.В.* Моделирование теплового режима в комплексе "дайка в дайке" // Геотектоника. 1988. № 1. С. 24–33.
- Ваганов В.И., Соколов С.В.* Термобарометрия ультраосновных парагенезисов. М.: Недра, 1988. 149 с.

- Велинский В.В., Банников О.Л.* О специфическом составе пород Чаган-Узунского гипербазитового массива (Горный Алтай) // *Минералогия и петрохимия интрузивных комплексов Сибири.* Новосибирск: Наука, 1982. С. 40–55.
- Велинский В.В., Вартанова Н.С.* Закономерности в химизме гипербазитов Тувы // *Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии.* Новосибирск: Наука, 1980. С. 14–27.
- Велинский В.В., Вартанова Н.С., Ковязин С.В.* Гипербазиты северо-западной части Сангиленского массива // *Геология и геофизика.* 1978. № 11. С. 14–25.
- Велинский В.В., Гора М.П.* Основные черты состава пород Среднетерсинского массива (Кузнецкий Алатау) в связи с его асбестоносностью // *Гипербазитовые ассоциации складчатых областей.* Вып. 2: *Минералогия, метаморфизм.* Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 49–66.
- Велинский В.В., Николаев Д.П., Банников О.Л., Истомин В.Е.* Глубинное строение и состав пород Среднетерсинского гипербазитового массива (Кузнецкий Алатау) // *Геология и геофизика.* 1985. № 8. С. 31–41.
- Виноградов В.И., Буякайте М.И.* Изотопный состав стронция в породах Войкаро-Сынынского офиолитового массива Полярного Урала // *Эволюция офиолитовых комплексов.* М.: Наука, 1981. С. 59–70.
- Висъневский Я.С.* Очерк ультраосновных и основных пород Узбекистана // *Зап. Узб. отд. ВМО.* 1953. Вып. 4. С. 63–65.
- Висъневский Я.С.* Некоторые черты магматизма базитов и гипербазитов Узбекистана и прилегающих районов // *Вопросы магматизма и металлогении СССР.* Ташкент: Изд-во ТашПИ, 1958. С. 702–707.
- Водорезов Г.И.* Взаимоотношения спилитов, вариолитов и перлитов в диабазово-спилитовой формации Мугоджар // *Материалы по геологии Южного Урала.* Т. 67а. Саратов: Изд-во Саратов-ун-та, 1961. С. 5–32.
- Войновский-Кригер К.Г.* Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала // *Сов. геология.* 1945. № 6. С. 27–44.
- Войновский-Кригер К.Г.* Очерк тектоники Лемвинской фашиально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала) // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1966. Т. 41, вып. 4. С. 5–29.
- Войновский-Кригер К.Г.* Очерк тектоники Лемвинской фашиально-структурной зоны (Западный склон Полярного Урала) // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1967. Т. 42, вып. 3. С. 3–19.
- Волохов И.М., Иванов В.М., Оболенская Р.В.* Карашатский базит-гипербазитовый плутон – еще одно проявление габбро-пироксенит-дунитового формационного типа в Туве // *Проблемы магматической геологии.* Новосибирск: Наука, 1973. С. 61–87.
- Воронов В.И., Коркин В.М.* Закономерности эволюции палеозойского геосинклиналиного вулканизма Шучьинского синклинория в связи с вопросами металлогении // *Геосинклиналиный вулканизм Урала и колчеданность вулканогенных формаций.* Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 57–64.
- Высоцкий С.В.* Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 196 с.
- Гаврилова С.Н.* Петролого-минералогические особенности гипербазитов массива Пай-Ер (Полярный Урал). М.: Наука, 1977. 146 с.
- Гапеев А.К., Печерский Д.М., Шаронова З.В.* Магнитно-минералогическое изучение измененных титаномагнетитов океанских базальтов // *Изв. АН СССР. Физика Земли.* 1981. № 10. С. 45–47.
- Гапеев А.К., Цельмович В.А.* Микроструктура синтетических титаномагнетитов, окисленных при высоких парциальных давлениях кислорода // *Изв. АН СССР. Физика Земли.* 1983. № 12. С. 91–95.
- Гапеев А.К., Цельмович В.А.* Микроструктура природных гетерофазно окисленных титаномагнетитов // *Изв. АН СССР. Физика Земли.* 1986. № 4. С. 100–104.
- Гапеев А.К., Цельмович В.А.* Состав и гетерофазное окисление природных и искусственных титаномагнетитов // *Изв. АН СССР. Физика Земли.* 1988. № 10. С. 42–48.
- Геодинамическая карта СССР и прилегающих акваторий масштаба 1:2 500 000 / Под ред. Л.П. Зоненшайна, Н.В. Межеловского, Л.М. Натопова.* М.: МинГео СССР, 1988.
- Геологические исследования в Центральной Атлантике / Под ред. В.Н. Шаропова, В.А. Симонова.* Новосибирск: ОИГГМ СО АН СССР, 1991. 192 с.
- Геология дна Филиппинского моря / Под ред. А.В. Пейве.* М.: Наука, 1980. 261 с.
- Геология и петрология зон глубоководных желобов запада Тихого океана.* М.: Наука, 1991. 260 с.
- Геология окраинных бассейнов / Под ред. Л.П. Зоненшайна.* М.: Мир, 1987. 462 с.
- Геология СССР. Т. 29: Тувинская АССР.* М.: Недра, 1967. 459 с.
- Геология СССР. Т. 20: Центральный Казахстан. Кн. 1: Геологическое описание.* М.: Недра, 1972. 532 с.
- Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала / Под ред. А.В. Пейве.* М.: Наука, 1983. 164 с.
- Герасимова Н.А., Новикова М.З., Курковская Л.А., Якубчук А.С.* Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Тектурмасского офиолитового пояса (Центральный Казахстан) // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1992. Т. 67, вып. 3. С. 60–76.
- Гессе В.Н.* Новые данные по стратиграфии древних толщ Лемвинской структурно-фашиальной

- зоны // *Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР*. Вып. 2. Сыктывкар, 1962. С. 38–46.
- Гессе В.Н., Дембовский Б.Я., Попов М.Я.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Листы Q-41-XI, -XII. Объяснительная записка. М.: Недра, 1986. 160 с.
- Гессе В.Н., Маслов М.А.* Ордовикский вулканизм на западном склоне Полярного Урала // *Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР*. Вып. 7. Сыктывкар, 1972. С. 12–23.
- Гессе В.Н., Савельев А.А., Савельева Г.Н.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Сер. Северо-Уральская, лист Q-41-XVI. Объяснительная записка. Свердловск, 1976. 129 с.
- Гибшер А.С., Казанский А.Ю., Изох А.Э., Метелкин А.Н., Каргополов С.А.* Роль трансформных сдвигов в тектонике Центральной Азии // *Общие вопросы тектоники. Тектоника России*. М.: ГЕОС, 2000. С. 115–119.
- Глуховский М.З., Моралев В.М.* Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // *Геотектоника*. 1994. № 5. С. 3–15.
- Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И.* Горячий пояс ранней Земли и современная глубинная геодинамика по данным сейсмической томографии // *Геология и геофизика*. 1998. Т. 39, № 1. С. 3–10.
- Голдин Б.А., Калинин Е.П., Пучков В.Н.* Магматические формации западного склона севера Урала и их минералогия. Сыктывкар, 1999. 213 с.
- Голдин Б.А., Пучков В.Н.* Тектоническая эволюция и вулканизм западного обрамления Уральской эвгеосинклинали на севере Урала // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1974. № 1. С. 59–69.
- Гончаренко А.И.* Складчатые деформации альпийских гипербазитов юга Сибири // *ДАН СССР*. 1977. Т. 235, № 2. С. 431–434.
- Гончаренко А.И.* Деформация и петроструктурная эволюция альпийских гипербазитов. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1989. 404 с.
- Гончаренко А.И., Чернышев А.И., Каячев Н.Ф., Захаров Н.Д.* Деформационная структура Ак-Довуракского гипербазитового массива и ее роль в распределении асбеста // *Гипербазитовые ассоциации складчатых областей*. Вып. 3: Петрография, петрохимия, минералогия. Новосибирск, 1986. С. 59–75.
- Гришин Д.В., Дегтярев К.Е., Печерский Д.М.* Палеомагнетизм вулканического пояса Казахстана // *Геотектоника*. 1997. № 1. С. 71–81.
- Гришин Д.В., Диденко А.Н., Печерский Д.М., Турманидзе Т.Л.* Палеомагнитное и петромагнитное изучение палеоокеанской литосферы (на примере фанерозойских офиолитов Азии) // *Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР*. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 135–149.
- Данукалов Н.Ф., Кондрючина Л.С., Черников А.П.* Палеозойский палеомагнетизм Южного и Среднего Урала. Уфа: БФ АН СССР, 1983. 120 с.
- Дегтярев К.Е.* Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане. М.: Наука, 1999. 123 с.
- Дембовский Б.Я.* Внутреннее строение Лемвинского аллохтона (западный склон Полярного Урала) // *Геотектоника*. 1981. № 6. С. 48–53.
- Дембовский Б.Я.* Структурно-формационная зональность и покровы Полярного Урала и Пай-Хоя: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН АН СССР, 1985. 22 с.
- Дембовский Б.Я., Беляков Л.Н.* Надвиговые структуры и проблема поисков полезных ископаемых на западном склоне Полярного Урала // *ДАН СССР*. 1979. Т. 264, № 5. С. 1192–1195.
- Дембовский Б.Я., Дембовская З.П., Ключина М.Л., Наседкина В.А.* Ордовик Приполярного Урала: Геология, литология, стратиграфия. Свердловск: Уральский рабочий, 1990. 193 с.
- Денисова Е.А.* Деформации ультраосновных метаморфитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // *Геотектоника*. 1982. № 2. С. 32–45.
- Денисова Е.А.* Структура лерцолитовых массивов Южного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН АН СССР, 1987. 19 с.
- Дергунов А.Б.* Каледониды Центральной Азии. М.: Наука, 1989. 192 с.
- Дергунов А.Б., Рязанцев А.В., Лунева О.И. и др.* Строение и развитие Баянхонгорской зоны Центральной Монголии // *Геотектоника*. 1997. № 2. С. 53–63.
- Диденко А.Н.* Изучение состава титаномагнетитов из базальтов трансформного разлома островов Зеленого Мыса (Центральная Атлантика) // *ДАН СССР*. 1992. Т. 309, № 3. С. 667–669.
- Диденко А.Н.* Методика палеомагнитных исследований в областях с развитием островодужных формаций // *Методика геолого-геофизических исследований островодужных формаций*. М.: Недра, 1993. С. 141–150.
- Диденко А.Н.* Магнитные свойства и магматическая дифференциация габброидов трансформного разлома 15°20' (Центральная Атлантика) // *Физика Земли*. 1997а. № 5. С. 78–89.
- Диденко А.Н.* Палеомагнетизм и геодинамическая эволюция Урало-Монгольского складчатого пояса: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: ОИФЗ РАН, 1997б. 52 с.
- Диденко А.Н.* Стомиллионлетние вариации в палеозое и о связи процессов в ядре и литосфере // *Физика Земли*. 1998. № 5. С. 3–10.
- Диденко А.Н., Кориневский В.Г., Куренков С.А. и др.* Комплекс параллельных даек Южных Мугоджар // *История развития Уральского палеоокеана*. М.: ИО АН СССР, 1984. С. 80–101.
- Диденко А.Н., Куренков С.А., Лубнина Н.В., Симонов В.А.* Магнитная текстура интрузивов

- зивных пород Войкаро-Сыннинского офиолитового массива: Оценка полей напряжений // Урал: Фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998а. С. 42–59.
- Диденко А.Н., Куренков С.А., Руженцев С.В. и др.* История каледонских офиолитов Северо-Западной Монголии по палеомагнитным данным // Физика Земли. 1998б. № 10. С. 46–60.
- Диденко А.Н., Куренков С.А., Руженцев С.В. и др.* Тектоническая история Полярного Урала. М.: Наука, 2001. 191 с.
- Диденко А.Н., Куренков С.А., Симонов В.А.* Особенности формирования дайкового комплекса р. Лагорта-Ю (Полярный Урал) по петромагнитным и петрохимическим данным // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. М.: ОИФЗ РАН, 1996. С. 40–42.
- Диденко А.Н., Куренков С.А., Турманидзе Т.Л., Шелестун Н.К.* Офиолиты Северо-Восточной Ферганы и их геодинамическая история по палеомагнитным данным // ДАН. 1995. Т. 343, № 2. С. 254–259.
- Диденко А.Н., Морозов О.Л.* Геология и палеомагнетизм средне-верхнепалеозойских пород Саурского хребта (Восточный Казахстан) // Геотектоника. 1999. № 4. С. 64–80.
- Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др.* Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7/8. С. 59–75.
- Диденко А.Н., Печерский Д.М.* Палеомагнетизм Шулдакского комплекса параллельных даек // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 9. С. 75–80.
- Диденко А.Н., Печерский Д.М.* Палеомагнетизм среднепалеозойских пород офиолитовых комплексов Алайского хребта // Геотектоника. 1988. № 4. С. 56–68.
- Диденко А.Н., Руженцев С.В., Аристов В.А. и др.* Палеомагнетизм докембрийского вулканогенно-осадочного комплекса р. Манюка-Яха (Полярный Урал) // Петрография на рубеже XXI века: Итоги и перспективы. Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания. Т. IV. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2000. С. 46–49.
- Диденко А.Н., Тихонов Л.В.* Петромагнитное изучение базальтов // Строение разлома Дол-Драмс. М.: Наука, 1993. С. 112–131.
- Добрецов Н.Л.* К проблеме генезиса гипербазитов // Геология и геофизика. 1964. № 3. С. 3–20.
- Добрецов Н.Л.* Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых комплексов // ДАН СССР. 1974. Т. 216, № 6. С. 1383–1386.
- Добрецов Н.Л.* Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
- Добрецов Н.Л.* Петрологические модели: Паратексис и генезис офиолитов // Петрология и минералогия земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1981. С. 109–124.
- Добрецов Н.Л.* Закономерности формирования структуры южного обрамления Сибирской платформы в рифее и палеозое // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 26–37.
- Добрецов Н.Л.* Проблемы тектоники и офиолитовых поясов Центральной Азии, Южной Сибири и Северного Китая // Проблемы магматизма и метаморфизма Восточной Азии. Новосибирск: Наука, 1990. С. 7–25.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Симонов В.А.* Ассоциирующие офиолиты, глаукофановые сланцы и эклогиты Горного Алтая // ДАН СССР. 1991. Т. 318, № 2. С. 413–418.
- Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П.* Сопоставление рифейско-палеозойских офиолитов Северной Евразии // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 181–191.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.* Применение двухслойной конвекции к структурным особенностям и геодинамике Земли // Геология и геофизика. 1993. № 1. С. 3–26.
- Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Схляров Е.В.* Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 34–58.
- Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Схляров Е.В., Медведев В.Н.* Марианит-бонинитовая серия и эволюция офиолитового магматизма Восточного Саяна // Геология и геофизика. 1986. № 12. С. 29–35.
- Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е., Казак А.П. и др.* Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977. 219 с.
- Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г.* Сравнительная характеристика полярноуральских и прибалхашских жадеитовых и ассоциирующих с ними пород // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Вып. 31. Новосибирск: Наука, 1965. С. 178–244.
- Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г.* Офиолиты и ассоциирующие глаукофановые сланцы Куртушибинского хребта // Геология и геофизика. 1976. № 2. С. 40–53.
- Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А.* Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 3–14.
- Душин В.А.* Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.
- Евдокимов Ю.Б.* Некоторые фациальные особенности ордовикских отложений на западном склоне Полярного Урала // Бюл. ВСЕГЕИ. 1961. № 3. С. 38–43.

- Евсеев К.П.* Стратиграфия и фации палеозоя Лемвинской структурной зоны Полярного Урала // Бюл. ВСЕГЕИ. 1960. № 2. С. 14–21.
- Евсеев К.П., Кондияйн А.Г., Корень Т.Н.* Западный склон Урала (миogeосинклинальная область) // Стратиграфия СССР: Силурийская система. М.: Недра, 1965. С. 148–166.
- Елисеев А.И.* Карбон Лемвинской зоны Полярного Урала. Л.: Наука, 1973. 96 с.
- Елисеев А.И.* Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы (поздний девон и карбон). Л.: Наука, 1978. 204 с.
- Енжин Г.* Южно-Монгольская герцинская геосинклиналь (хребты Дзолен-Мандал-Обо) в раннем девоне // Геотектоника. 1983. № 4. С. 87–99.
- Енокян В.С.* Палеозойские отложения и история тектонического развития западного Пай-Хоя и острова Вайгач: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН АН СССР, 1971. 24 с.
- Еремеев В.П.* О гипербазитах Тувы и связанных с ними габброидных породах // Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965. С. 101–111.
- Ермаков Н.П., Долгов Ю.А.* Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 271 с.
- Ермолов И.В., Степанец В.Г., Сеитов Н.* Офиолиты Казахстана // Путеводитель экскурсии международного рабочего совещания по проекту 2: "Офиолиты". Караганда, 1990. С. 7–10.
- Ефимов А.А.* "Горячая тектоника" в гипербазитах и габброидах Урала // Геотектоника. 1977. № 1. С. 24–42.
- Ефимов А.А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
- Заварицкий А.Н.* Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. М.: ОНТИ, 1932. 221 с.
- Зайков В.В.* Рудоносные вулканические комплексы протерозоя и кембрия Тувы. Новосибирск: Наука, 1976. 127 с.
- Зоненшайн Л.П.* Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972. 324 с.
- Зоненшайн Л.П.* Модель развития геосинклинального процесса (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. С. 11–35.
- Зоненшайн Л.П.* Офиолиты Монголии // Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977. С. 26–34.
- Зоненшайн Л.П., Дриль С.И., Кузьмин М.И., Симонов В.А., Бобров В.А.* Геохимические типы базальтов задуговых бассейнов Западный Вудларк, Лау и Манус // ДАН, 1995. Т. 341, № 4. С. 532–535.
- Зоненшайн Л.П., Кориневский В.Г., Зайков В.В. и др.* Опыт изучения океанической коры на Урале // Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск, 1981. С. 53–55.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Хан-Тайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов // Геотектоника. 1978. № 1. С. 19–42.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.В.* Реконструкции положений континентов в палеозое и мезозое // Геотектоника. 1987. № 3. С. 16–27.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990а. 328 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990б. 336 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Томуртого О., Коптева В.В.* Офиолиты Западной Монголии // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 7–19.
- Зоненшайн Л.П., Матвеев В.В., Хаин В.В.* Разрез базальтового слоя палеоокеанической коры по реке Шулдак (Южный Урал, Мугоджары): Реконструкция спрединга и рельефа девонского океанического ложа // История развития Уральского палеоокеана. М.: ИО АН СССР, 1984. С. 101–111.
- Зоненшайн Л.П., Монин А.С., Сорохтин О.Г.* Тектоника Красноморского рифта в районе 18° с.ш. // Геотектоника. 1981б. № 2. С. 3–22.
- Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х. и др.* Байкало-Монгольский трансект // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7/8. С. 94–110.
- Зыбин В.А.* К стратиграфии древних толщ юго-восточной части Горного Алтая // Изв. Алтайского отдела ВГО СССР. 1967. Вып. 8. С. 49–62.
- Иванов К.С.* К геологии вулканогенных толщ Западных Мугоджар. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. 74 с.
- Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строение Урала: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1998. 52 с.
- Иванов С.Н., Кориневский В.Г., Белянина Г.П.* Реликты рифтовой океанической долины на Урале // ДАН СССР. 1973. Т. 221, № 4. С. 939–942.
- Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др.* Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.
- Иванов С.Н., Русин А.И.* Позднедевонский этап тектонического развития Урала // Геотектоника. 2000. № 3. С. 21–32.
- Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П. и др.* Габброидные формации Западной Монголии. Новосибирск: Наука, 1990. 269 с.
- История развития Уральского палеоокеана / Под ред. Л.П. Зоненшайна и В.В. Матвеевкова. М.: ИО АН СССР, 1984. 164 с.
- Казанский А.Ю., Метелкин Д.В., Кунгурцев Л.В., Матасова Г.Г.* Реконструкция кембрийской

- островодужной системы юго-западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 51–53.
- Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
- Каменецкий В.С., Портнягин М.В., Соболев А.В., Данюшевский Л.В.* Условия кристаллизации и состав расплава пикрит-базальтовой толщи хребта Тумрок (Восточная Камчатка) // Геохимия. 1992. № 8. С. 1133–1148.
- Кашинцев Г.Л., Зайков В.В.* Пикриты ультраосновного состава Мугоджар (Южный Урал) // Геохимия магматических пород современных и древних зон. Новосибирск: Наука, 1987. С. 121–128.
- Кельман Г.А.* Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
- Кеpezжинскas В.В., Кеpezжинскas К.Б., Бобров В.А., Пархоменко В.С.* Геохимия вулканогенных пород метаофиолитовых формаций Монголии и условия образования палеоокеанической литосферы // Геохимия редкоземельных элементов в базитах и гипербазитах. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. С. 4–26.
- Кеpezжинскas К.Б., Кеpezжинскas В.В., Зайцев Н.С.* Эволюция земной коры Монголии в докембрий–кембрии. М.: Наука, 1987. 168 с.
- Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов: Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. М.: Недра, 1997. 248 с.
- Клишевич В.Л.* К вопросу об амплитуде шарьяжей в Алайском хребте (Тектонические структуры района Охны) // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1978. № 6. С. 7–15.
- Клишевич В.Л., Поршняков Г.С.* Покровные структуры герцинид Южного Тянь-Шаня и некоторые закономерности размещения телетермального оруденения // Вопросы региональной геологии. Вып. 3. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. С. 128–145.
- Клишевич В.Л., Храмов А.Н.* Реконструкция Туркестанского палеоокеана (Южный Тянь-Шань) для раннего девона // Геотектоника. 1993. № 4. С. 66–75.
- Клишевич В.Л., Храмов А.Н.* Палеогеодинамическая модель Урало-Тянь-Шаньской складчатой системы для ранней перми // ДАН. 1995. Т. 341, № 3. С. 381–385.
- Клюжина М.Л.* Палеогеография Урала в ордовикском периоде. М.: Наука, 1985. 189 с.
- Книппер А.Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с.
- Книппер А.Л., Куренков С.А., Савельева Г.Н.* Изучение и картирование офиолитовых комплексов // Тектоническая расчлененность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 43–92.
- Козаков И.К., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.* Корообразующие процессы в микроконтинентах Центральной Азии: Sm-Nb изотопные данные по гранитоидам / Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. М.:СПб.: Тема, 1999. С. 49–51.
- Колман Р.Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
- Колман Р.Г.* Магматический комплекс Тихама-Азир. Офиолиты пассивных континентальных окраин // Петрология. М.: Наука, 1984. С. 104–113. (Докл. 27-й сес. Междунар. геол. конгр.).
- Колман Р.Г., Хэдли Д.Г., Флек Р.Г. и др.* Миоценовые офиолиты Тихама-Азир и их генезис в связи с образованием Красного моря // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 107–123.
- Коновалова О.Г., Прусевич Н.А.* Дунит-гарцбургитовые массивы Кузнецкого Алатау и Салаира. Новосибирск: Наука, 1977. 165 с.
- Коптева В.В.* Проявление подводного фонтанирования базальтов и пикрит-базальтов в герцинидах Алайского хребта // ДАН СССР. 1987. Т. 294, № 4. С. 928–930.
- Коптева В.В., Кобылин В.Г.* Механизм образования структуры “дайка в дайке” // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 2. С. 29–41.
- Коптева В.В., Кузьмин М.И., Тамуртоого О.* Строение верхней части разреза офиолитов Баян-Хонгорской зоны Монголии // Геотектоника. 1984. № 6. С. 39–54.
- Корень Т.Н.* Граптолиты и зональное расчленение ландоверийских отложений Полярного Урала (Лемвинская фациальная зона) // Материалы по геологии северо-востока Европейской части СССР. Вып. 7. Сыктывкар: Коми кн. изд-во, 1972. С. 62–112.
- Кориневский В.Г.* Нижнедевонская вулканогенная формация Западных Мугоджар: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Алма-Ата, 1969. 21 с.
- Кориневский В.Г.* Принципиальный вопрос стратиграфии силура Мугоджар // Ежегод. ИГиГ УНЦ АН СССР. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1972. С. 136–138.
- Кориневский В.Г.* Вулканогенные породы нижнего силура Сакмарской зоны Мугоджар // Вопросы петрологии вулканитов Урала. Свердловск, 1975. С. 58–71.
- Кориневский В.Г.* Раннегеосинклинальный комплекс Мугоджар // Щелочные, основные и ультраосновные комплексы Урала. Свердловск, 1976. С. 34–39. (Тр. Ильмен. гос. заповедника; Вып. 15.)
- Кориневский В.Г.* Геологический очерк Южных Мугоджар // История развития Уральского палеоокеана. М.: ИО АН СССР, 1984. С. 57–79.
- Кориневский В.Г.* Геологическая история палеоокеанических бассейнов Южного Урала: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: ГИН АН СССР, 1989. 47 с.

- Коротеев В.А., Зоненшайн Л.П., Зайков В.В., Кориневский В.Г.* Палеозойские офиолиты Южного Урала и их минерагения // Рифейские нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 71–86.
- Костюхин М.Н., Ремизов Д.Н.* Петрология офиолитов Хадатинского габбро-гипербазитового массива (Полярный Урал). СПб.: Наука, 1995. 120 с.
- Котова Л.Н.* Гиалокластиты Алайского хребта // ДАН СССР. 1975. Т. 224, № 1. С. 171–174.
- Котова Л.Н.* Гиалокластиты ультраосновного состава в Южно-Тянь-Шаньском офиолитовом поясе // ДАН СССР. 1977. Т. 232, № 6. С. 1391–1394.
- Кузнецов В.А.* Гипербазитовые пояса Саяно-Алтайской горной системы // ДАН СССР. 1948. Т. 40, № 2. С. 269–273.
- Кузнецов И.Е., Якубчук А.С., Новикова М.З.* Офиолиты района Толпак // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65, вып. 6. С. 86–100.
- Кузнецов П.П.* Структурные особенности гипербазитовых поясов Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1980. 97 с.
- Кузнецов П.П., Куренков С.А., Милеев В.С., Самыгин С.Г., Симонов В.А.* Фрагменты раннепалеозойской островодужной системы в Курайском хребте (Горный Алтай) // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири. Новосибирск: ОИГГМ СО АН СССР, 1991. С. 55–82.
- Кузнецов П.П., Симонов В.А.* Некоторые черты строения Чаганузунского гипербазитового массива (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1976. № 7. С. 102–105.
- Кузнецов П.П., Симонов В.А.* Офиолиты и рифты. Новосибирск: Наука, 1988. 151 с.
- Кузьмин М.И.* Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 198 с.
- Кузьмин М.И., Альмухамедов А.И.* Химический и редкоэлементный состав базальтоидов реки Шулдак (Южные Мугоджары) // История развития Уральского палеоокеана. М.: ИО АН СССР, 1984. С. 126–140.
- Кузьмин М.И., Альмухамедов А.И.* Особенности вещественного состава коры Уральского палеоокеана на примере офиолитов Южных Мугоджар // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск: Наука, 1987. С. 148–157.
- Кузьмин М.И., Конусова В.В.* Распределение редкоземельных элементов в магматических породах хан-тайширского комплекса (Западная Монголия) // Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах. Новосибирск: Наука, 1982. С. 43–49.
- Кумпан А.С., Русинов Б.Ш., Шолпо Л.Е.* Результаты палеомагнитных исследований в Центральном Казахстане // Физика Земли. 1968. № 11. С. 96–103.
- Куренков С.А.* Тектоника центральной части Южно-Тянь-Шаньского офиолитового комплекса // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52, вып. 2. С. 137–138.
- Куренков С.А.* Серпентинитовый меланж и олистостромовые комплексы Алайского хребта (Южный Тянь-Шань) // Геотектоника. 1978а. № 5. С. 84–93.
- Куренков С.А.* Тектоническая эволюция офиолитовых комплексов Туркестано-Алая (Южный Тянь-Шань) // ДАН СССР. 1978б. Т. 243, № 2. С. 455–458.
- Куренков С.А.* Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня (Алайский и Атбашинский хребты). М.: Наука, 1983. 96 с.
- Куренков С.А.* Базиты и спрединг в структуре палеоокеанов и континентов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 1997. 33 с.
- Куренков С.А., Аристов В.А.* О времени формирования коры туркестанского палеоокеана // Геотектоника. 1995. № 6. С. 22–31.
- Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А.* Офиолиты Урало-Монгольского складчатого пояса: Особенности палеоспрединга и обдукции // Тектоника неогена: Общие и региональные аспекты. Т. 1. М.: ГЕОС, 2001. С. 345–351.
- Куренков С.А., Перфильев А.С.* Дайковые комплексы и их тектоническая интерпретация // Геотектоника. 1984. № 5. С. 3–17.
- Куренков С.А., Перфильев А.С., Печерский Д.М., Диденко А.Н. и др.* Повторный спрединг в герцинских офиолитах Алая (Южный Тянь-Шань) // Внутриплитные явления в земной коре. М.: Наука, 1988. С. 71–102.
- Левин Б.В.* Об астрономической компоненте тектонической силы // Общие вопросы тектоники: Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 286–287.
- Левин Б.В., Чирков Е.Б.* Особенности широтного распределения сейсмичности и вращение Земли // Вулканология и сейсмология. 1999. № 6. С. 65–69.
- Ленных В.И., Пучков В.Н., Вализер П.М.* Пространственное положение и относительный возраст глаукофановых сланцев в северо-западном контакте Войкаро-Сынынского массива (Полярный Урал) // ДАН СССР. 1976. Т. 228, № 5. С. 1167–1170.
- Леонов Г.П.* Историческая геология: Палеозой. М.: Изд-во МГУ, 1985. 381 с.
- Леонов М.Г.* Геодинамические режимы Южного Тянь-Шаня в фанерозое // Геотектоника. 1996. № 3. С. 36–52.
- Леснов Ф.П.* О базит-гипербазитовых ассоциациях Монголии // Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979. С. 156–157.
- Леснов Ф.П.* Наранский полигенный базит-гипербазитовый плутон (Западная Монголия) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып.1: Геология, петрохимия, геохимия. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. С. 58–95.

- Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
- Лобковский Л.И., Хаин В.Е.* Некоторые особенности строения и развития пассивных континентальных окраин и рифтовых зон и их возможное объяснение // Геотектоника. 1989. № 6. С. 28–39.
- Лубнина Н.В.* История развития ордовикских комплексов Полярного Урала по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: Изд-во МГУ, 1998. 24 с.
- Лубнина Н.В., Диденко А.Н., Куренков С.А. и др.* Палеомагнитные и геологические исследования ордовикских и девонских комплексов Полярного Урала // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. Т. 1. М.: ГЕОС, 1998. С. 311–314.
- Лубнина Н.В., Диденко А.Н., Куренков С.А. и др.* История формирования палеозойских комплексов Полярного Урала по палеомагнитным и геологическим данным // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 153–180.
- Лузянина Э.Н., Хабурзания И.А., Шолпо Л.Е.* Методика и информативность сравнительного изучения термоостаточной и идеальной намагниченностей // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 11. С. 108–115.
- Лупанова Н.П., Маркин В.В.* Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклиория (восточный склон Полярного Урала). М.: Наука, 1964. 175 с.
- Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 246 с.
- Львов К.А.* О древних отложениях Урала, их возрасте и стратиграфии // Сов. геология. 1957. № 5. С. 25–41.
- Магматические горные породы. Т. 1: Классификация. Номенклатура. Петрография / Под ред. В.И. Гоньшаковой. М.: Наука, 1983. 766 с.
- Магматические горные породы. Т. 3: Основные породы / Под ред. Е.В. Шаркова. М.: Наука, 1985. 487 с.
- Магматические горные породы. Т. 6: Эволюция магматизма в истории Земли / Под ред. В.И. Коваленко. М.: Наука, 1987. 438 с.
- Магматические горные породы. Т. 5: Ультраосновные породы / Под ред. О.А. Богатикова. М.: Наука, 1988. 508 с.
- Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов / Под ред. В.С. Соболева, В.П. Костюка. Новосибирск: Наука, 1975. 232 с.
- Магнитное поле океанов / Под ред. А.М. Городницкого. М.: Наука, 1993. 300 с.
- Макарьчев Г.И.* Геосинклиальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978. 196 с.
- Макарьчев Г.И.* Роль офиолитовой ассоциации в тектонической эволюции земной коры Южно-
- го Тянь-Шаня // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 31–46.
- Макарьчев Г.И., Висьневский Я.С.* Северные предгорья Алайского хребта // Офиолиты в земной коре. М.: Наука, 1973. С. 8–17.
- Макарьчев Г.И., Куренков С.А.* Палеозойский серпентинитовый меланж Канской полосы (Южный Тянь-Шань) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974. № 4. С. 22–24.
- Малпас Д., Стивенс Р.К.* Происхождение и структурное положение офиолитового комплекса на примере Западного Ньюфаундленда // Геотектоника. 1977. № 6. С. 83–102.
- Маркин В.В.* Ордовик и силур западного склона Приполярного Урала // Труды Геол. музея им. Карпинского. 1960. Вып. 3. С. 49–60.
- Марков М.С.* Метаморфические комплексы и базальтовый слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.
- Марков М.С., Некрасов Г.Е.* Офиолиты древних рифтовых зон древней континентальной коры (хребет Пекульной, Чукотка) // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 81–92.
- Маркова Н.Г.* Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1975. 120 с.
- Маркова Н.Г., Шаркова Т.Т.* Девонские отложения южной части Монгольского Алтая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 3. С. 104–114.
- Матвеевков В.В., Хаин В.В.* Палеовулканическая постройка Каракаск (Южные Мугоджары): Опыт изучения палеоокеанического ложа // История развития Уральского палеоокеана. М.: ИО АН СССР, 1984. С. 112–125.
- Меланхолина Е.Н.* Габброиды и параллельные дайки в структуре о-ва Шикотан (Малая Курильская гряда) // Геотектоника. 1978. № 3. С. 128–136.
- Меляховецкий А.А., Склярков Е.В.* Офиолиты и олистостромы Западного Саяна и Тувы // Рифеско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 58–71.
- Метелкин Д.В.* Структурное положение островных дуг Центральной части Алтае-Саянской складчатой области в кембрии по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1998. 22 с.
- Миколайчук А.В.* Догeosинклинальное основание и сейсмичность Ферганско-Кокшаальской складчатой системы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Фрунзе: Ин-т сейсмологии АН КиргССР, 1986. 23 с.
- Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 280 с.
- Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли: Рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 298 с.
- Милановский Е.Е.* Главные этапы проявления рифтогенеза на территории Китая // Геотектоника. 1993. № 3. С. 3–17.



- Миоценовые базальты Исландии и проблемы спрединга / Под. ред. Н.А.Штрейса. М.: Наука, 1991. 207 с.
- Миронов Ю.В.* Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонической обстановки // ДАН СССР. 1990. Т. 314, № 6. С. 1484–1487.
- Михайлов Н.П., Баранов В.В.* О структурах спинифекс в пикритах Южного Тянь-Шаня // Узб. геол. журн. 1981. № 4. С. 17–24.
- Молдаванцев Е.П.* Тектоника Северного и Полярного Урала // Геология СССР. Т.12: Урал. Ч. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1944. С. 198–201.
- Молдаванцев Ю.Е.* Особенности проявления интрузивного магматизма на Полярном Урале // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 412–415.
- Молдаванцев Ю.Е., Перфильев А.С.* Проявление метаморфизма в связи с глубинным разломом на Полярном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 4. С. 50–55.
- Молдаванцев Ю.Е., Перфильев А.С., Херасков Н.П.* Закономерности размещения магматизма и метаморфизма севера Урала в связи с тектоническими структурами // Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М.: Госгеолтехиздат, 1960 (Докл. сов. геологов к 21-й сес. Междунар. геол. конгр.).
- Монич В.К.* Докембрийский офиолитовый пояс Кузнецкого Алатау // ДАН СССР. 1941. Т. 30, № 2. С. 155–158.
- Морковкина В.Ф.* Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 130–224. (Тр. ИГЕМ АН СССР; Вып. 77).
- Морковкина В.Ф.* О возрасте гипербазитов Северного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 5. С. 48–56.
- Морковкина В.Ф.* Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М.: Наука, 1967. 279 с.
- Москалева С.В.* Гипербазиты и их хромитонность. Л.: Недра, 1974. 279 с.
- Моссаковский А. А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 315 с.
- Моссаковский А.А., Дергунов А.Б.* Каледониды Казахстана и Центральной Азии (тектоническая структура, история развития и палеотектонические обстановки) // Геотектоника. 1983. № 1. С. 16–33.
- Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С.В.* Фрагменты Палеоокеана в центре Евразийского континента // Тектонические процессы. М.: Наука, 1989. С. 30–46. (Докл. сов. геологов к 28-й сес. Междунар. геол. конгр.).
- Моссаковский А.А., Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В.* Пространственно-временные соотношения структур тихоокеанского и индоатлантического типов в позднем докембрии и венде // ДАН. 1996. Т. 350, № 6. С.799–802.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* О двух классах палеоокеанических структур Центральной Азии // ДАН. 1992. Т. 324, № 2. С. 377–381.
- Моссаковский А. А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центрально-Азиатский складчатый пояс: Геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.
- Муратов М.В.* Геосинклинальные складчатые пояса Евразии // Геотектоника. 1965. № 6. С. 4–19.
- Муратов М.В.* Урало-Монгольский пояс // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса М.: Наука, 1974. С. 5–11.
- Мурс Э.М., Вайн Ф.Дж.* Массив Троодос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 50–75.
- Мухин П.А., Абдуллаев Х.А., Минаев В.Е. и др.* Палеозойская геодинамика Средней Азии // Сов. геология. 1989. № 10. С. 47–58.
- Нагата Т.* Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 348 с.
- Наседкина В.А., Маслов В.А., Зенкова Г.Г., Артюшкова О.В., Сегедин Р.Д.* Схема стратиграфии девонских отложений Урала // Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1994. С. 72–90.
- Нгуен Т., Печерский Д.М.* О природе магнетита в базальтах // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 11. С. 96–100.
- Ненахов В.М.* Коллизионный (орогенный) магматизм Туркестана-Алая: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Л.: ЛГУ, 1988. 27 с.
- Ненахов В.М., Лыточкин В.Н., Перфильев А.С., Кузнецов Л.В.* Хаотические комплексы палеозойских сооружений Южного Тянь-Шаня // Геологическое картирование хаотических комплексов. М.: Недра, 1992. С. 8–87.
- Новикова М.З., Герасимова М.А., Дубина С.В.* Кондонты из вулканогенно-кремнистого комплекса Северного Прибалхашья // ДАН СССР. 1983. Т. 271, № 6. С. 1449–1451.
- Новикова М.З., Герасимова Н.А., Курковская Л.А. и др.* Стратиграфия нижнепалеозойских вулканогенно-кремнистых толщ Майкаин-Кызылтаского офиолитового пояса (Центральный Казахстан) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 6. С. 47–63.
- Объяснительная записка к Геологической карте КазССР масштаба 1:500 000. Сер. Центрально-Казахстанская. Алма-Ата: Наука, 1981. 324 с.
- Океанология. Т. 2: Геофизика океана. Геодинамика / Под. ред. О.Г. Сорохтина. М.: Наука, 1979. 416 с.
- Осоргин Н.Ю.* Хроматографический анализ газовой фазы в минералах (методика, аппаратура,

- метрология). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. 32 с.
- Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау (на примере Среднетерсинского массива) / Под ред. Ю.А. Долгова, Н.А. Берзина. Новосибирск: Наука, 1982. 100 с.
- Офиолиты (Итмурынды-Казыкская и Чарская зоны) / Под ред. А.А. Абдулина, Е.И. Паталахи. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.
- Павлов В.Э. Палеомагнитные полюсы Учуро-Майского гипостратотипа рифея и рифейский дрейф Алданского блока Сибирской платформы // ДАН. 1994. Т. 336, № 4. С. 533–537.
- Паланджан С.А. Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан: СВНИИ ДВО РАН, 1992. 104 с.
- Паланджян С.А., Чехов А.Д., Лаврова Л.Д. Тектоника и офиолиты хребта Пекульней (Чукотка) // Тихоокеан. геология. 1982. № 2. С. 31–40.
- Палеомагнитные направления и положения палеомагнитных полюсов: Данные по СССР. Сводный каталог 1. М.: МГК при АН СССР, 1984. 94 с.
- Палеомагнитология / Под ред. А.Н. Храмова. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5–23.
- Пейве А.В., Богданов Н.А., Книппер А.Л. и др. Офиолиты: Современное состояние и задачи исследования // Геотектоника. 1977. № 6. С. 4–14.
- Пейве А.В., Книппер А.Л., Марков М.С. и др. Формирование структуры земной коры континентов // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 5–15.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Буртман В.С. и др. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса // Сов. геология. 1972. № 12. С. 7–25.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С. и др. Океаны и геосинклинальный процесс // ДАН СССР. 1971а. Т. 196, № 3. С. 657–659.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971б. С. 9–24.
- Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии // Геотектоника. 1976. № 5. С. 6–23.
- Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
- Перфильев А.С., Коптева В.В., Куренков С.А. Особенности развития зон спрединга в современных и палеоокеанических структурах // Геотектоника. 1985. № 5. С. 19–33.
- Перфильев А.С., Руженцев С.В. Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах // Геотектоника. 1973. № 3. С. 14–26.
- Перфильев А.С., Симонов В.А., Батанова В.Г., Куренков С.А. и др. Геологическое строение Шатского офиолитового массива // Комплексные геологические исследования Сангилена (Юго-Восточная Тува). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. С. 97–107.
- Перфильев А.С., Херасков Н.П. Диабазовые комплексы и проблема океанической коры // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 64–105.
- Першина А.И., Цыганко В.С., Щербаков Э.С., Боринцева Н.А. Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала. Л.: Наука, 1971. 130 с.
- Петрова Г.Н., Храмов А.Н. Палеомагнетизм и дрейф континентов // Земля и Вселенная. 1969. № 3. С. 65–69.
- Петрологические провинции Тихого океана / Под ред. Ю.М. Пушаровского, И.Н. Говорова. М.: Наука, 1996. 444 с.
- Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей / Под ред. О.А. Богатикова. М.: Наука, 1987. 336 с.
- Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Под ред. В.С. Соболева, Н.Л. Добрецова. Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.
- Петромагнитная модель литосферы / Под ред. Д.М. Печерского. Киев: Наук. думка, 1994. 175 с.
- Печерский Д.М. Основные идеи и экспериментальная проверка метода длинных частиц // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 3. С. 103–111.
- Печерский Д.М., Багин В.И., Бродская С.Ю., Шаронова З.В. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука, 1975. 288 с.
- Печерский Д.М., Бураков К.С., Диденко А.Н., Куренков С.А., Перфильев А.С. Геолого-петромагнитная и палеомагнитная характеристики габбро Южных Мугоджар // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. № 9. С. 90–101.
- Печерский Д.М., Гапеев А.К., Баринов Г.И., Грибов С.К., Лихойдов Г.Г. Экспериментальные данные о глубинных условиях существования титаномагнетитов // Исследования в области палеомагнетизма и магнетизма горных пород. М.: ИФЗ АН СССР, 1989. С. 191–211.
- Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан: Петромагнитная и палеомагнитная информации о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
- Печерский Д.М., Диденко А.Н., Казанский А.Ю., Куренков С.А., Симонов В.А. и др. Палеомагнитная характеристика террейнов раннепалеозойской аккреционной структуры Палеоазиатского океана (юг Сибири) // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7/8. С. 76–88.

- Печерский Д.М., Диденко А.Н., Куренков С.А.* Геолого-петромагнитные исследования комплекса параллельных даек Мугоджар // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 5. С. 83–99.
- Печерский Д.М., Диденко А.Н., Лыков А.В., Тихонов Л.В.* Петромагнетизм океанской литосферы // Физика Земли. 1993. № 12. С. 29–45.
- Печерский Д.М., Иванов В.А., Шолто Л.Е.* Оценка магнитной структуры гетерофазно измененных титаномагнетитов (на примере океанских базальтов) // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 8. С. 78–83.
- Печерский Д.М., Нечаева Т.Б.* Вариации направления и величины геомагнитного поля в фанерозое // Геомагнетизм и аэрономия. 1988. Т. 28, № 5. С. 820–824.
- Печерский Д.М., Тихонов Л.В.* Распространение низкотемпературных гетерофазных изменений титаномагнетита в океанских базальтах по магнитным данным // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 7. С. 37–47.
- Печерский Д.М., Тихонов Л.В.* Петромагнетизм палеозойских офиолитов Алайского хребта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 8. С. 93–104.
- Печерский Д.М., Шелестун Н.К.* Палеомагнетизм Карашатского базит-ультрабазитового плутона и окружающих пород // Комплексные геологические исследования Сангилена (Тува). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. С. 48–66.
- Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П.* Взаимоотношения членов офиолитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 1979. № 11. С. 10–20.
- Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П.* Альпинотипные гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984. 200 с.
- Пинус Г.В., Колесник Ю.Н.* Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 211 с.
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М.* Гипербазиты Тувы. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 135 с.
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М.* Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 295 с.
- Пинус Г.В., Леснов Ф.П., Агафонов Л.В., Баярхуу Ж.* Альпинотипные гипербазиты Монголии и их металлогения // Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979. С. 60–70.
- Портнягин Э.А.* Комплекс параллельных даек Южного Гиссара // ДАН СССР. 1974. Т. 219, № 4. С. 948–951.
- Поршняков Г.С.* Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 214 с.
- Пояркова Э.В.* Петрография и петрохимия основных и ультраосновных пород Южной Ферганы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Ташкент: ТашкГУ, 1969. 24 с.
- Путеводитель экскурсии “Офиолиты Полярного Урала” / Под ред. Н.А. Богданова. М.: ГИН АН СССР, 1978. 165 с.
- Путеводитель экскурсии “Полярный Урал. Европроба” / Под ред. В.А. Душина и С. А. Куренкова. М.: ГИН РАН, 1997. 28 с.
- Пучков В.Н.* Лемвинская зона Полярного Урала и ее гомологи // Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М.: Наука, 1975. С. 75–97.
- Пучков В.Н.* Батиальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
- Пучков В.Н.* Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. 1993. № 3. С. 18–32.
- Пучков В.Н.* Геодинамический контроль регионального метаморфизма на Урале // Геотектоника. 1996а. № 2. С. 16–33.
- Пучков В.Н.* Образование Урало-Новоземельского складчатого пояса – результат неравномерной косо ориентированной коллизии континентов // Геотектоника. 1996б. № 5. С. 66–75.
- Пучков В.Н.* Тектоника Урала: Современные представления // Геотектоника. 1997. № 4. С. 42–61.
- Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Пучков В.Н., Христов Е.В., Иванов К.С., Миколайчук А.В.* Новые данные о возрасте зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня // ДАН СССР. 1987. Т. 294, № 2. С. 435–439.
- Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В.* Геологические особенности современных и древних океанов // ДАН СССР. 1983. Т. 270, № 2. С. 404–406.
- Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В.* Спрединг в развитии океанических структур // ДАН СССР. 1985. Т. 280, № 1. С. 182–185.
- Раабен М.Е.* Стратиграфия древних свит Полярного Урала и тектоническое строение северной оконечности Приполярного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 129 с.
- Резвой Д.П.* Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной области. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1959. 317 с.
- Резвой Д.П.* О важнейшей структурной зоне Южного Тянь-Шаня (Южно-Ферганская система глубинных разломов) // Геол. сб. Львов. геол. о-ва. 1969. № 12. С. 72–82.
- Резвой Д.П.* К проблеме глубинных разломов Южного-Тянь-Шаня // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. № 1. С. 23–41.
- Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии / Под ред. Н.Л. Добрецова. Новосибирск: Наука, 1985. 201 с.
- Руденко Б.М., Нарвайт Г.Э., Белецкий Ю.С.* О возрасте и морфологии кварцевых альбитофиров района медноколчеданного месторождения Джиланда (Южные Мугоджары) // Вопросы геологии и медноносности Мугоджар. Алма-Ата, 1963. С. 53–58.
- Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 171 с.

- Руженцев С.В.* Геология Гобийского Тянь-Шаня и проблема Южно-Монгольского океана // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 6. С. 12–19.
- Руженцев С.В.* Тектоническая структура Полярного Урала // Урал: Фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 7–24.
- Руженцев С.В., Аристов В.А.* Новые данные по геологии Полярного Урала // Урал: Фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 25–41.
- Руженцев С.В., Аристов В.А., Кучерина П.М.* Верхнедевонско-каменноугольные офиолиты и батальная серия Полярного Урала // ДАН. 1999. Т. 365, № 6. С. 802–805.
- Руженцев С.В., Бадарч Г.* Доорогенная тектоника Южной Монголии // ДАН СССР. 1989. Т. 305, № 3. С. 682–685.
- Руженцев С.В., Бадарч Г., Вознесенская Т.А. и др.* Формации и структура варисцид Южной Монголии // Ранние геосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 101–137.
- Руженцев С.В., Бурашников В.В.* Тектоника салаирид Западной Монголии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 25–40.
- Руженцев С.В., Гаптулкадыров М.М., Аристов В.А.* О возрасте кремнистых и вулканогенно-кремнистых отложений Лемвинской зоны Полярного Урала // ДАН. 1996. Т. 349, № 1. С. 78–80.
- Руженцев С.В., Диденко А.Н.* Тектоника и геодинамика Полярного Урала // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. Т. 2. М.: ГЕОС, 1998. С. 133–135.
- Руженцев С.В., Поспелов И. И., Бадарч Г.* Тектоника индосинид Монголии // Геотектоника. 1989. № 6. С. 13–27.
- Руженцев С.В., Швольман В.А.* Тектоника Северо-Западных Гималаев и Кожистана // Геотектоника. 1983. № 2. С. 78–91.
- Руженцев С.В., Швольман В.А., Поспелов И.И., Соколов С.Д.* Офиолитовые сутуры и тектоническая эволюция Высокой Азии // ДАН СССР. 1982. Т. 265, № 6. С. 1471–1474.
- Руженцев С.В., Розман Х.С., Минжин Ч.* О времени формирования Южно-Монгольского палеоокеана // ДАН СССР. 1991. Т. 319, № 2. С. 451–455.
- Руженцев С.В., Савельев А.А.* Палеозойские структурно-формационные комплексы Восточно-Европейской континентальной окраины на Полярном Урале // ДАН. 1997. Т. 352, № 4. С. 507–510.
- Рябчиков И.Д., Соловова И.Л., Бабанский А.Д.* Изучение расплавленных включений в искусственных кристаллах // Геохимия. 1981. № 12. С. 1891–1893.
- Рязанцев А.В.* Офиолиты Баянхонгорской зоны в структуре палеозойд Монголии // ДАН. 1994. Т. 336, № 5. С. 651–654.
- Савельев А.А.* Ультрабазит-габбровые формации в структуре офиолитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1997. № 1. С. 48–58.
- Савельев А.А., Савельева Г.Н.* Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1977. № 6. С. 46–60.
- Савельев А.А., Савельева Г.Н.* Пластическое течение ультрабазитов и габбро альпинотипных массивов // Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 147–171.
- Савельев А.А., Савельева Г.Н.* Положение хромитов в офиолитовых массивах перидотитов // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Свердловск, 1985. С. 87–89.
- Савельев А.А., Савельева Г.Н., Шараськин А.Я.* Геодинамическая обстановка формирования офиолитов в герцинидах Полярного Урала // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 444–446.
- Савельев А.А., Самыгин С.Г.* Офиолитовые аллохтоны Полярного и Приполярного Урала // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 9–30.
- Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
- Салдин В.А.* Новые данные по стратиграфии верхнепалеозойских отложений Лемвинской зоны Урала // ДАН. 1993. Т. 332, № 4. С. 476–478.
- Салдин В.А.* Верхнепалеозойские терригенные формации Лемвинской зоны Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Сыктывкар: ИГ КНЦ УрО РАН, 1996. 23 с.
- Самыгин С.Г.* Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана. М.: Наука, 1974. 208 с.
- Самыгин С.Г.* Центральный и Восточный Казахстан // Тектоническая расчлененность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 180–188.
- Самыгин С.Г.* Уральский палеоокеан – время образования // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 449–452.
- Самыгин С.Г., Лейтес А.М.* Тектоническое развитие Урала и Аппалачей в палеозое // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 67–84.
- Самыгин С.Г., Перфильев А.С., Рихтер А.В.* Тектоническое скупивание и сейсмофокальные зоны в островодужных системах геологического прошлого / Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 132–150.
- Свяжина И.А.* Палеомагнитные данные и горизонтальные движения блоков Казахского Урала // Палеомагнетизм и аккреционная тектоника. Л.: ВНИГРИ, 1988. С. 31–45.
- Свяжина И.А., Коптева Р.А.* Палеомагнитная реконструкция Уральского палеоокеана // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 14–30.

- Свяжина И.А. и др.* Геодинамика Урала и Северо-Западного Казахстана в ордовике // Тектоника, геодинамика и металлогения Урало-Тянь-Шаньской складчатой системы. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 113–116.
- Свяжина И.А., Петров Г.А., Мезенина З.С.* Модель формирования раннепалеозойской островодужной системы Северного Урала по палеомагнитным данным // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. Т. 2. М.: ГЕОС, 1998. С. 163–165.
- Сейтов Н.* Геологическая основа палеозойской региональной тектоники малых плит (по особенностям офиолитовых зон Казахстана): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Алма-Ата, 1987. 37 с.
- Семенов И.В.* Состав раннегеосинклинальных базальтов Урала как показатель геоструктурных условий их образования // Ежегодн. ИГиГ УНЦ АН СССР, 1979. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1980. С. 62–63.
- Серавкин И.Б.* Тектономагматическая зональность Южного Урала и его положение в складчатых системах Урало-Монгольского пояса // Геотектоника, 1997. № 1. С. 32–47.
- Сибилев А.К.* Петрология и асбестоносность офиолитов (на примере Иджимского массива в Западном Саяне). Новосибирск: Наука, 1980. 216 с.
- Симонов В.А.* Составы летучих в породах офиолитовой ассоциации Мугоджар (Южный Урал) // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов. Ч. 1. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1985. С. 121–122.
- Симонов В.А.* Петрогенезис офиолитов. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.
- Симонов В.А., Альмухамедов А.И.* Термобарогеохимия базальтов океанических рифтов // Термобарогеохимия минералообразующих процессов. Вып. 1: Общие вопросы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. С. 47–66.
- Симонов В.А., Буслов М.М., Кунгурцев Л.В. и др.* Бонинитсодержащие палеоспрединовые комплексы в Северо-Саянском офиолитовом поясе // ДАН. 1994. Т. 339, № 5. С. 650–653.
- Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М.* Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7/8. С. 182–199.
- Симонов В.А., Дриль С.И., Кузьмин М.И.* Особенности эволюции глубинных базальтовых расплавов задугового бассейна Вудларк (Тихий океан) // ДАН, 1999. Т. 368, № 3. С. 388–391.
- Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А.* Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск: СО РАН; НИЦ ОИГГМ, 1999. 224 с.
- Симонов В.А., Кузнецов П.П.* Бониниты в венд-кембрийских офиолитах Горного Алтая // ДАН СССР. 1991. Т. 316, № 2. С. 48–451.
- Симонов В.А., Куренков С.А., Ступаков С.И.* Особенности бонинитовых и шошонитовых серий в палеоостроводужных ассоциациях Горного Алтая и Полярного Урала // Проблема геологии Сибири. Т. 2. Томск: Изд-во Том. ун-та 1996. С. 47.
- Симонов В.А., Куренков С.А., Тихунов Ю.В. и др.* Новые данные о возрасте офиолитов Полярного Урала // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. Т. 2. М.: ГЕОС, 1998. С. 181–183.
- Симонов В.А., Ступаков С.И.* Особенности палеогеодинамических обстановок формирования офиолитов Алтае-Саянской складчатой области (по данным изучения минералов из ультрабазитов) // ДАН, 1996. Т. 351, № 1. С. 93–95.
- Симонов В.А., Ступаков С.И., Лоскутов И.Ю. и др.* Палеогеодинамические условия формирования офиолитов Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 12. С. 1759–1771.
- Синицын В.М.* Алтайское Гоби. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 176 с.
- Сирин Н.А.* Магматизм и его металлогенические особенности на Приполярном и Полярном Урале. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 125 с.
- Склярков Е.В., Добрецов Н.Л.* Метаморфизм древних офиолитов Восточного и Западного Саяна // Геология и геофизика. 1987. № 2. С. 3–14.
- Соболев А.В.* Петрология и геохимия ультраосновных магм на примере меймечитов севера Сибирской платформы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1983. 28 с.
- Соболев А.В.* Проблемы образования и эволюции мантийных магм: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: ГЕОХИ РАН, 1997. 50 с.
- Соболев А.В., Данюшевский Л.В.* Доказательство магматической природы  $H_2O$  и определение ее содержания в остаточном бонинитовом расплаве // ДАН СССР, 1986. Т. 288, № 4. С. 962–965.
- Соболев А.В., Слущкий А.Б.* Составы расплавов и условия кристаллизации ультраосновных лав массива Троодос (о-в Кипр) по данным исследования расплавных включений // 6-й симпозиум Международной ассоциации по генезису рудных месторождений. Тбилиси, 1982. С. 220.
- Соболев А.В., Слущкий А.Б.* Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 97–110.
- Соболев А.В., Соболев С.В.* Теория, практика и петрологические применения методов исследования расплавных включений в минералах // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов. Ч. 1. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1985. С. 113–115.
- Соболев В.С., Бакуменко И.Т., Костюк В.Л.* О возможности использования расплавных включе-

- ний для петрологических реконструкций // Геология и геофизика. 1976. № 5. С. 146–149.
- Соколов С.Д.* Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. 92 с.
- Соколов С.Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н. и др.* Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: Проблемы и неопределенности // Геотектоника. 1997. № 6. С. 72–90.
- Софронов Г.П.* Протерозой и нижний палеозой Полярного Урала // Тез. докл. на совещ. по унификации стратиграфических схем Урала. Л.: Госгеолтехиздат, 1956. С. 21–35.
- Старков В.Д.* Интрузивный магматизм эвгеосинклинальных зон Полярного Урала. Свердловск, 1985. 148 с.
- Степанец В.Г.* Петрология и геологическая позиция офиолитов северо-востока Центрального Казахстана: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Алма-Ата: АН Казахстана, 1992. 20 с.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой) // Решения 4-го Уральского межведомственного стратиграфического совещания. Екатеринбург, 1993. 151 лист.
- Строение зоны разлома Зеленого Мыса (Центральная Атлантика) / Под ред. Ю.М. Пушаровского. М.: Наука, 1989. 247 с.
- Структурно-вещественные комплексы Юго-Восточной Тувы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. 159 с.
- Ступаков С.И., Завьялова И.В.* О возрасте и условиях становления Агардагского гипербазитового массива (Юго-Западная Тува) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 3: Петрография, петрология, минералогия. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. С. 131–139.
- Ступаков С.И., Симонов В.А.* Особенности минералогии ультрабазитов – критерии палеогеодинамических условий формирования офиолитов Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 4. С. 746–755.
- Тайер Т.П.* Некоторые аспекты структурного положения серии параллельных даек в офиолитовых комплексах // Геотектоника. 1977. № 6. С. 32–45.
- Талашманов Ю.А.* Герцинские структуры Северо-Восточной Ферганы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Л.: ЛГУ, 1981. 25 с.
- Татаринов П.М., Кузнецов В.А., Филатов К.С.* Геологические исследования в районе Актоврацкого месторождения асбеста в верховьях р. Енисей. М.: ОНТИ, 1932. 56 с.
- Тектоника Евразии: Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии м-ба 1:5 000 000 / Под ред. А.Л. Яншина. М.: Наука, 1966. 487 с.
- Тектоника Казахстана. Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана масштаба 1:2 500 000 / Под ред. А.В. Пейве и А.А. Моссаковского. М.: Наука, 1982. 139 с.
- Тектоника Монгольской Народной Республики / Под ред. А.Л. Яншина. М.: Наука, 1974. 284 с.
- Тектоника Северной Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5 000 000). / Под ред. А.Л. Яншина. М.: Наука, 1980. 224 с.
- Тектоника Урала (Объяснительная записка к Тектонической карте Урала масштаба 1:1 000 000) / Под ред. А.В. Пейве, С.Н. Иванова, В.М. Нечехухина, А.С. Перфильева, В.Н. Пучкова. М.: Наука, 1977. 148 с.
- Тектоническая история Полярного Урала / Под ред. Н.В. Короновского. М.: Наука, 2001. 192 с.
- Тельгузиев А.Т.* Габбро-плаггиогранитная формация нижнего–среднего девона Западных Мугуджар: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Алма-Ата: ГИН КазССР, 1969. 31 с.
- Толковый словарь английских геологических терминов. Т. 3. М.: Мир, 1979. 543 с.
- Томуртоого О.* Офиолиты и формирование складчатых областей Монголии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: ГИН АН СССР, 1989. 59 с.
- Трубицын В.П., Бобров А.М.* Эволюция структуры мантийной конвекции после раскола суперконтинента // Физика Земли. 1993. № 9. С. 27–37.
- Турманидзе Т.Л.* Петромагнетизм и палеомагнетизм ордовикских офиолитов Центрального Казахстана: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1991. 22 с.
- Турманидзе Т.Л., Гришин Д.В., Печерский Д.М. и др.* Палеомагнетизм ордовикских офиолитов из аллохтонных массивов Центрального Казахстана // Геотектоника. 1991. № 4. С. 54–69.
- Удовкина Н.Г.* Эклогиты Полярного Урала на примере южной части хребта Мурун-кеу. М.: Наука, 1971. 142 с.
- Федорчук А.В.* Геохимические особенности и тектонические обстановки офиолитового вулканизма // Мафитовые формации зон активизации на разных этапах эволюции литосферы. Новосибирск: Наука, 1988. С. 41–55.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
- Хаин В.Е.* Региональная геотектоника: Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 386 с.
- Хаин В.Е.* Об основных этапах офиолитообразования в истории Земли // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 147–158.
- Хаин В.Е.* Региональная геотектоника: Океаны. Синтез. М.: Недра, 1985. 292 с.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
- Хаин В.Е., Сеславинский К.Б.* Историческая геотектоника: Палеозой. М.: Недра, 1991. 398 с.
- Халматов А.Х.* Некоторые особенности амфиболлизации Сарыталинского интрузива в Южной

- Фергане // Изв. АН УзССР. Сер. техн. наук. 1953. № 2. С. 93–95.
- Халматов А.Х.* Серпентинизация основных и ультраосновных пород в Сарталинском интрузиве // Изв. АН УзССР. Сер. техн. наук. 1957. № 4. С. 37–45.
- Хамрабаев И.Х.* Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1958. 156 с.
- Хамрабаев И.Х.* Строение земной коры и верхней мантии Тянь-Шаня (Средняя Азия) // Вестн. АН УзССР. 1972. № 11. С. 23–29.
- Херасков Н.П.* Геосинклинальные формации уралид западного склона Урала // Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. С. 17–45.
- Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г.* Тектонические условия формирования венд-среднекембрийского терригенно-карбонатного комплекса Восточно-Гаяна // Геотектоника. 1992. № 6. С. 18–36.
- Хетчиков Л.Н.* Включения минералообразующей среды в кристаллах, выращенных в различных условиях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 6. С. 93–103.
- Храмов А.Н.* Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. Л.: ВНИГРИ, 1958. 220 с.
- Храмов А.Н.* Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: Связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 135–149.
- Храмов А.Н., Печерский Д.М.* Палеомагнетизм и тектоника // Современное состояние исследований в области геомагнетизма. М.: Наука, 1983. С. 128–143.
- Храмов А.Н., Шолто Л.Е.* Палеомагнетизм: Принципы, методы и геологические приложения палеомагнитологии. Л.: Недра, 1967. 252 с.
- Христов Е.В., Миколайчук А.В.* О догеосинклинальном основании коры Фергано-Кокшаальских герцинид // Геотектоника. 1983. № 3. С. 76–86.
- Христов Е.В., Миколайчук А.В., Козырев В.И.* Строение и состав офиолитов Северо-Восточной Ферганы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 2. С. 45–58.
- Цамерян О.П., Закариадзе Г.С., Соболев А.В., Конюкова Н.Н.* Типизация офиолитовых вулканических серий Малого Кавказа по составам пород и расплавов // Геохимия. 1988. № 3. С. 1140–1159.
- Цамерян О.П., Соболев А.В., Закариадзе Г.С.* Применение данных по минералогии вкрапленников для типизации офиолитовых вулканических серий Малого Кавказа // Геохимия. 1991. № 11. С. 1561–1572.
- Цветков А.А., Вольнец О.Н., Бейли Дж.* Шошони-Курило-Камчатской островной дуги // Петрология. 1993. Т. 1, № 2. С. 123–150.
- Цимбалюк А.В.* Доордовикские и ордовикские отложения северной части Полярного Урала // Геология и полезные ископаемые Приполярного и Полярного Урала. Тюмень, 1972а. С. 164–183.
- Цимбалюк А.В.* Основные черты тектонических структур северной части Полярного Урала // Геология и полезные ископаемые Приполярного и Полярного Урала. Тюмень, 1972б. С. 202–210.
- Чураков А.Н.* Кузнецкий Алатау. Л.: Изд-во АН СССР, 1932. 115 с.
- Шараськин А.Я.* Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1992. 163 с.
- Шараськин А.Я., Закариадзе Г.С.* Особенности развития магматизма при формировании котловин и островных дуг Филиппинского моря // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982. С. 210–221.
- Шаронова З.В., Печерский Д.М.* Влияние условий окисления природных титаномагнетитов на их магнитные свойства // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. № 4. С. 84–93.
- Шеймович В.С.* Геологическое строение стратовулканов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 10. С. 43–54.
- Шенгер А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С.* Тектоническая эволюция алтаид // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7/8. С. 41–58.
- Шипунов С.В.* Основы палеомагнитного анализа: Теория и практика. М.: Наука, 1993. 160 с.
- Шипунов С.В.* Новый тест складки в палеомагнетизме (реабилитация теста выравнивания) // Физика Земли. 1995. № 4. С. 67–74.
- Шишкин М.А.* Стратиграфическая модель фаций силурийско-среднедевонских отложений западного склона Полярного Урала и прогноз некоторых видов полезных ископаемых // Стратиграфия и палеогеография фанерозоя европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1987. С. 28–32.
- Шишкин М.А.* Тектоника юга Лемвинской зоны (Полярный Урал) // Геотектоника. 1989. № 3. С. 86–95.
- Шишкин М.А.* Стратиграфическая схема расчленения палеозойских отложений западного склона Полярного Урала и гряды Чернышёва применительно к задачам составления нового поколения геологических карт м-ба 1:200 000 // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Т.2. Сыктывкар, 1999. С. 247–249.
- Шолто Л.Е.* Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л.: Недра, 1977. 184 с.
- Шолто Л.Е., Русинов Б.Ш., Илаев М.Г. и др.* Использование магнетизма горных пород при геологической съемке. Л.: Недра, 1986. 224 с.
- Шолто Л.Е., Тюленева Е.С., Печерский Д.М., Тихонов Л.В.* Использование метастабильности термогенетического магнитного состояния горных

- пород для идентификации их термоостаточной намагниченности // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1990. № 9. С. 70–78.
- Шульц С.С.*(мл.). Модель формирования структуры Кызылкумского геодинамического полигона // Геодинамические реконструкции. Л.: Недра, 1991. С. 96–120.
- Шурыгина М.В.* Схема стратиграфии силурийских отложений Урала, Пай-Хоя и прилегающих островов Арктики // Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1994. С. 47–62.
- Щербаков В.П., Щербакова В.В.* Критерии идентификации доменной структуры ферромагнитных зерен в горных породах // Решение геофизических задач геомагнитными методами. М.: Наука, 1980. С. 136–147.
- Юдин В.В.* Варисциды Северного Урала. Л.: Наука, 1993. 174 с.
- Юдин В.В.* Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: Наука, 1994. 286 с.
- Яблонская Н.А.* Роль альпийских складчато-надвиговых деформаций в формировании тектонической структуры Южного Тянь-Шаня: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: Изд-во МГУ, 1985. 31 с.
- Язева Р.Г.* О проявлениях инициального вулканизма в основании эвгеосинклинального разреза (на примере Войкарского района на Полярном Урале) // Тр. ИГиГ УНЦ АН СССР. Вып. 134. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 87–96.
- Язева Р.Г.* Комплекс параллельных даек Полярного Урала // Геотектоника. 1979. № 3. С. 49–57.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Войкарский вулканоплутонический пояс. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 158 с.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Силурийская островная дуга Урала: Структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995. № 6. С. 32–43.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 204 с.
- Язева Р.Г., Пучков В.Н., Бочкарев В.В.* Реликты активной континентальной окраины в структуре Урала // Геотектоника. 1995. № 3. С. 76–85.
- Якубчук А.С.* Тектоническая позиция и строение офиолитов Центрального Казахстана на примере Тектурмасской и юго-западной частей Майкаин-Кызылтасской зоны: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: Изд-во МГУ, 1989. 16 с.
- Якубчук А.С.* Тектоническая позиция офиолитовых зон в структуре палеозойд Центрального Казахстана // Геотектоника. 1990. № 5. С. 56–67.
- Якубчук А.С., Степанец В.Г., Герман Л.Л.* Рои пластинчатых даек, субпараллельных расслоенности в офиолитовых массивах – свидетели спрединга // ДАН СССР. 1988. Т. 298, № 5. С. 1193–1197.
- Якубчук А.С., Степанец В.Г., Новикова М.З. и др.* О выявлении осевой палеоспрединговой зоны в ордовикских офиолитах Центрально-го Казахстана // ДАН СССР. 1989. Т. 307, № 5. С. 1198–1202.
- Anderson R.N., Clague D.A., Klitgord K.D. et al.* Magnetic and petrologic variations along the Galapagos spreading center // Geol. Soc. Amer. Bull. 1975. Vol. 86. P. 683–694.
- Andrew J.A.* True polar wander: An analysis of Cenozoic and Mesozoic paleomagnetic poles // J. Geoph. Res. 1985. Vol. 90. P. 7737–7750.
- Auzende J.M., Bideau D., Bonatti E. et al.* Direct observation of a section through slow-spreading oceanic crust // Nature. 1982. Vol. 337, No. 6209. P. 726–729.
- Bai Y., Cheng G.L., Sun Q.G. et al.* Late Paleozoic polar wander path for the Tarim platform and its tectonic significance // Tectonophysics. 1987. Vol. 139, No. 1/2. P. 145–153.
- Banerjee S.K.* Magnetization of the oceanic crust: Evidence from ophiolite complexes // J. Geophys. Res. 1980. Vol. 85. P. 3557–3566.
- Banerjee S.K.* The magnetic layer of the oceanic crust – how thick is it? // Tectonophysics. 1984. Vol. 105. P. 15–27.
- Bazhenov M.L., Shipunov S.V.* Fold test in paleomagnetism: New approaches and reappraisal of data // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. Vol. 104, No. 1. P. 16–24.
- Beccaluva L., Girolamo P.D., Macciotta G. Morra V.* Magma affinities and fractionation trends in ophiolites // Ophioliti. 1983. Vol. 8, No. 3. P. 307–324.
- Boudier F.* Internal structures in the peridotite sequence of the Samail ophiolite (Oman): Model of emplacement // Ophioliti. 1982. Vol. 7, No. 2/3. 199 p.
- Boynnton W.V.* Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies // Rare earth element geochemistry. Elsevier, 1984. P. 63–114.
- Briden J.C., Duff B.A.* Pre-Carboniferous paleomagnetism of Europe North of the Alpine orogenic belt // Paleoreconstruction of the Continents. AGU Geodynamic ser. 1981. Vol. 2. P. 137–149.
- Brock P.W.G.* The sheeted dike layer of the Betts Cove ophiolite does not represent spreading // Canad. J. Earth Sci. 1974. Vol. 11, No. 1. P. 208–210.
- Brookfield M.E.* The emplacement of gaint ophiolite napps: Mesozoic-Cenozoic examples // Tectonophysics. 1977. Vol. 37, No. 3/4. P. 247–303.
- Buslov M.M., Bersin N.A., Dobretsov N.L., Simonov V.A.* Geology and tectonics of Gorny Altai. Novosibirsk: UIGGM SB RAS, 1993. 122 p.
- Butler R.F.* Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes. Boston: Blackwell Sci. Publ., 1992. 319 p.
- Casey J.F et al.* Reconstruction of the geometry of accretion during formation of the Bay of Islands ophiolite complex // Tectonics. 1983. Vol. 2. P. 509–528.



- Coleman R.G.* Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol. 76, No. 5. P. 1212–1222.
- Coleman R.G.* Preaccretion tectonics and metamorphism of ophiolites // *Ophiolites*. 1984. Vol. 9, No. 3. P. 205–222.
- Coleman R.G., Blank H.R.Ir., Hadley D.G., Fleck R.I.* A Miocene ophiolite on the Red Sea coastal plain // *Trans. Amer. Geophys. Union*. 1975. Vol. 56, No. 12. P. 1080.
- Condie K.C.* Archean magmatism and crustal thickness // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1973. Vol. 84, No. 9. P. 2981–2992.
- Dahl R., Juteau T., Bouchez J.L., Crambert S.* Ophiolites des nappes de Semail (Oman): Nouvelles données de terrain sur les parties plutoniques supérieures des massifs de Rustaq et de Nakhl // *Sci. Geol. Bull.* 1983. Vol. 36, No. 1. P. 35–59.
- Dalziel I.W.D.* Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Ecocambrian supercontinent // *Geology*. 1991. Vol. 19. P. 598–601.
- Davies H.L.* Peridotite-gabbro-basalt complex in eastern Papua: An overthrust plate of oceanic mantle and crust // *Australian Bur. Min. Resur. Bull.* 1971. Vol. 128. 48 p.
- Davies H.L., Jaques A.L.* Emplacement of ophiolite in Papua New Guinea // *Ophiolites and Ocean. Lithos.* Oxford et al., 1987. P. 341–349.
- Davis K.E.* Magnetite rods in plagioclase as the primary carrier of stable NRM in ocean floor gabbro // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 55, No. 1. P. 190–198.
- Demarest H.H.* Error analysis of the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data // *J. Geophys. Res.* 1983. Vol. 88. P. 4869–4879.
- Dewey J.F.* Ophiolite obduction // *Tectonophysics*. 1976. Vol. 31. P. 93–120.
- Didenko A.N.* Magnetism of South Mongolian Middle Paleozoic ophiolites // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1992. Vol. 74. P. 263–277.
- Didenko A.N., Kurenkov S.A., Pechersky D.M.* Paleoreconstructions of Turkestan ocean: Paleomagnetic and petromagnetic evidence // Report No. 4, IGCP Project 283. Novosibirsk, 1993. P. 54–56.
- Didenko A.N., Pechersky D.M.* Direction and intensity of the geomagnetic field in the Middle Devonian and Lower Ordovician: Southern Mugodgary ophiolites (Urals) // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1989. Vol. 58. P. 289–306.
- Didenko A.N., Pechersky D.M.* Revised Paleozoic Apparent Polar Wander Paths for E. Europe, Siberia, N. China and Tarim plates // L.P. Zonenshain Memorial conference on Plate Tectonics. Moscow, 1993. P. 47–48.
- Dietz R.S.* Continental and ocean basin evolution by spreading of the sea floor // *Nature*. 1961. Vol. 190. P. 854–857.
- Dobson P.F., O'Neil J.R.* Stable isotope compositions and water contents of boninite series volcanic rocks from Chichijima. Bonin islands. Japan // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. Vol. 82, No. 1/2. P. 75–86.
- Dril S.I., Kuzmin M.I., Tsipukova S.S., Zonenshain L.P.* Geochemistry of basalts from the western Woodlark, Lau and Manus basins: Implications for their petrogenesis and source rock compositions // *Marine Geology*. 1997. No. 142. P. 57–83.
- Dunlop D.J., Prevot M.* Magnetic properties and opaque mineralogy of drilled submarine intrusive rocks // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1982. Vol. 69. P. 763–802.
- Edwards R. L., Wasserburg G.J.* The age and emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm-Nd and Rb-Sr-systematics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. Vol. 72. P. 389–404.
- Enkin R.J., Yang Z., Chen Y., Courtillot V.* Paleomagnetic constraints on the geodynamic history of the major blocks of China from the Permian to the present // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 27, No. B10. P. 13953–13989.
- Ernst R.E.* Magma flow direction in two mafic Proterozoic dyke swarms of the Canadian Shield: As estimated using anisotropy of magnetic susceptibility data // Mafic dykes and emplacement mechanisms. Proceedings of the Second International dyke conference. Adelaide, 1990. P. 231–235.
- Ernst R.E., Baragar W.R.A.* Evidence from magnetic fabric for the flow pattern of magma in the Mackenzie giant radiating dyke swarm // *Nature*. 1992. Vol. 356, No. 9. P. 511–513.
- Ernst R.E., Bell K., Ranalli G., Halls H.* The Great Abitibi Dyke, Southeastern Superior province, Canada // Mafic dyke swarms. Geol. Assoc. of Canada. 1987. Special Paper 34. P. 123–135.
- Fisher R.A.* Dispersion on sphere // *Proc. Roy. Soc. London. Ser. A.* 1953. No. 217. P. 295–305.
- Flinn D.* On the symmetry principle and the deformation ellipsoid // *Geol. Mag.* 1965. Vol. 102, No. 1. P. 36–45.
- Frey F.A., Garcia M.O., Wise W.S. et al.* The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: Petrogenesis of tholeiitic and alkalic basalts // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 96, No. B9. P. 14347–14375.
- Gass I.G.* Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? // *Nature*. 1968. Vol. 220. P. 39–42.
- Gass I.G.* The Troodos massif: Its role in the unravelling of the ophiolite and its significance in the understanding of constructive plate margin processes // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86, No. 3. P. 2661–2672.
- Gass J.G.* Ophiolites // *Scient. Amer.* 1983. Vol. 247, No. 2. P. 108–115.
- Gass I.G., Lippard S.J., Shelton A.W.* Ophiolite in the Oman: The Open University project // *Episodes*. 1985. Vol. 8, No. 1. P. 13–20.

- Gass I.G., Smewing J.D.* Intrusion, extrusion and metamorphism at constructive margins: Evidence from the Troodos massif, Cyprus // *Nature*. 1973. Vol. 242, No 5392. P. 26–29.
- Gealey W.K.* Ophiolite abduction mechanism // *Ophiolites Proceedings Intern. Ophiol. Symp. Cyprus: Geological Survey Department*, 1980. P. 314–331.
- Gordon R.G., Cox A., O'Hara S.* Paleomagnetic Euler poles and the apparent polar wander and absolute motion of N. America since Carboniferous // *Tectonics*. 1984. Vol. 3. P. 499–537.
- Greenbaum D.* Magmatic processes at ocean ridges, evidence from the Troodos Massif, Cyprus // *Nature*. 1972. Vol. 249. P. 617–620.
- Guidebook. Field excursion A62 – C62. Canada, 1972. B. 32.
- Haidutov I., Daneva L., Nedialkova S.* The composition and structure of Staroplanin ophiolite association in Chiprovsko // *Geotectonics, tectonics, geodynamics*. No. 18. Sofia, 1985. P. 3–27.
- Hall J.M., Fisher B.E.* The characteristics and significance of secondary magnetite in profile through the dike component of the Troodos, Cyprus, ophiolite // *Can. J. Earth Sci.* 1987. Vol. 24. P. 2141–2159.
- Hall J.M., Fisher B., Walls C., et al.* Magnetic properties, oxide petrography, and alteration in the Cyprus study Project Drill Hole CY-4 section through the lower sheeted complex and upper plutonic complex of the Troodos, Cyprus ophiolite // *Cyprus Crustal Study Project: Init. Report, Hole CY-4. Geol. Survey Canada*, 1989. P. 235–278.
- Hall R.* Ophiolites: Fragments of oceanic lithosphere? // *Ophiolites and Ocean. Lithos.* Oxford et al., 1987. P. 393–403.
- Hall S.L., Fisher B.E., Walls C.C. et al.* Vertical distribution and alteration of dikes in a profile through the Troodos ophiolite // *Nature*. 1987. Vol. 326, No. 6115. P. 780–782.
- Halls H.C.* A least squares method to find a remanence direction from converging remagnetisation circles // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1976. Vol. 5. P. 297–304.
- Halls H.C.* The use of converging remagnetisation circles in paleomagnetism // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1978. Vol. 16. P. 1–11.
- Hess H.H.* History of ocean basins // *Petrologic studies, Baddington Memorial*. N.Y.: Geol. Soc. Am. 1962. P. 599–620.
- Hess H.H.* The oceanic crust, the upper mantle and the Mayaguez serpentinitized peridotite // *A study of Serpentinite*. Nat. Acad. Sci. Nat. Res. Council. Publ. 1964. P. 169–175.
- Hess H.H.* Serpentine, orogeny and epeirogeny // *Crust of the Earth – a symposium. Spec. Paper Geol. Soc. Amer.* 1966. P. 101–110.
- Hoffman K.A., Day R.* Separation of multi-component NRM: A general method // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 40. P. 433–438.
- Hopson C.A., Frano C.S.* Igneous history of the Point Sal ophiolite, southern California // *Oregon Dept. Geol. Mineral.* 1977. Vol. 95. P. 161–183.
- Initial Reports and scientific results of the DSDP/ODP. National Science Foundation. Wash., 1976–1992. Vol. 34–140.
- International team drills the Troodos ophiolite // *Episodes*. 1983. No. 3. P. 34–35.
- Jaques A.L.* High-K<sub>2</sub>O island-arc volcanic rocks from the Finisterre and Adelbert Ranges, Northern Papua New Guinea // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1976. Vol. 87, No 9. P. 861–867.
- Johnson H.P.* Magnetization of the oceanic crust // *Rev. Geophys. Space Phys.* 1979. Vol. 17, No. 2. P. 215–226.
- Johnson H.P., Merrill R.T.* Low temperature oxidation of titanomagnetite and the implication for paleomagnetism // *J. Geoph. Res.* 1973. Vol. 78. P. 4938–4949.
- Joplin G.A.* The shoshonite association: A review // *J. Geol. Soc. Aust.* 1968. No. 15 (2). P. 275–294.
- Kamenetsky V.S., Sobolev A.V., Joron J.L., Semet M.P.* Petrology and Geochemistry of Cretaceous Ultramafic Volcanics from Eastern Kamchatka // *J. Petrol.* 1995. Vol. 36, No. 3. P. 637–662.
- Karig D.E.* Ridges and basins of the Tonga-Kermadec island arc system // *J. Geophys. Res.* 1970. Vol. 75. P. 239–254.
- Kent D.V., Honorez D.M., Opdyke N.D., Fox P.J.* Magnetic properties of dredged oceanic gabbros and the source of marine magnetic anomalies // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1978. Vol. 55. P. 513–537.
- Kent J.T., Briden J.C., Mardia K.V.* Linear and planar structure in ordered multivariate data as applied to progressive demagnetization of paleomagnetic remanence // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1983. Vol. 75. P. 593–621.
- Kepezhinskas P.K., Kepezhinskas K.B.* Geochemistry of the Khan-Ula complex, Mongolia: Tectonic implications // *Ophioliti*. 1991. Vol. 16, No. 2. P. 59–78.
- Kepezhinskas P.K., Kepezhinskas K.B., Pukhtel I.S.* Lower Paleozoic oceanic crust in Mongolian caledonides: Sm-Nd isotope and trace element data // *Geophys. Res. Lett.* 1991. Vol. 18, No. 7. P. 1301–1304.
- Kidd R.G.W.* A model for the process of formation of the upper oceanic crust // *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 1977. Vol. 50. P. 149–183.
- Kidd R.G.W., Cann J.R.* Chilling statistic indicate an ocean-floor spreading origin for the Troodos Complex, Cyprus // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1974. Vol. 24. P. 151–155.
- Kirschvink J.L.* The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1980. Vol. 62. P. 699–718.
- Le Pichon X.* Sea-floor spreading and continental drift // *J. Geophys. Res.* 1968 Vol. 73. P. 3661–3697.
- Levi S., Banerjee S.K.* The effects of alterations on the natural remanent magnetization of three ophiolite complexes: Possible implication for the

- oceanic crust // *J. Geomagn. Geoelectr.* 1977. Vol. 29. P. 421–439.
- Levi S., Banerjee S.K., Beske-Diehl S., Moscowitz B.* Limitations of ophiolite complexes as models for the magnetic layer of the oceanic lithosphere // *Geophys. Res. Lett.* 1978. Vol. 5, No 4. P. 473–476.
- Li Y.* An apparent polar wander path from the Tarim block, China // *Tectonophysics.* 1990. Vol. 181. P. 31–41.
- Lin J.L., Fuller M., Zhang W.Y.* Paleogeography of the North and South China blocks during the Cambrian // *J. Geodyn.* 1985a. Vol. 213, No. 2. P. 91–114.
- Lin J.L., Fuller M., Zhang W.Y.* Preliminary Phanerozoic polar wander paths for the North and South China blocks // *Nature.* 1985b. Vol. 313. P. 444–449.
- Luyendyk B.P., Day R.* Paleomagnetism of the Samail ophiolite Oman. 2. The Wandi Kadir Gabbro section // *J. Geophys. Res.* 1982. Vol. 87. P. 10903–10917.
- Luyendyk B. P., Laws B.R., Day R., Collinson T.B.* Paleomagnetism of the Samail ophiolite, Oman. 1. The sheeted dike complex at Ibra // *J. Geophys. Res.* 1982. Vol. 87. P. 10883–10902.
- MacKenzie D.E., Chappell B.W.* Shoshonitic and Calc-Alkaline Lavas from the Highlands of Papua New Guinea // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1972. Vol. 35. P. 50–62.
- Malpas J.* Petrology and tectonic significance of Newfoundland ophiolites, with examples from the Bay of Islands // *North American Ophiolites. State Oregon Bull.* 1977. No. 59. P. 13–23.
- Manning C.E., Coleman R.G.* Ocean floor metamorphism of the Volcanic and diabasic members of the Oman ophiolite // *Ofioliti.* 1984. Vol. 9, No. 3. P. 169–180.
- Marum ophiolite complex, Northern Papua New Guinea // *J. Petrol.* 1981. Vol. 22, No. 1. P. 1–40.
- Maruyama S., Kumazawa M., Kawakami S.* Towards a new paradigm in the Earth's dynamics // *J. Geol. Soc. Japan.* 1994. Vol. 100, No. 1. P. 1–3.
- McFadden P.L.* A new fold test for paleomagnetic studies // *Geophys. J. Inter.* 1990. Vol. 103, No. 3. P. 163–169.
- McFadden P.L., McElhinny M.W.* Classification of the reversal test in paleomagnetism // *Geophys. J. Inter.* 1990. Vol. 103. P. 725–729.
- McKerrow W.S., Scotese C.R., Brosier M.D.* Early Cambrian continental reconstructions // *J. Geol. Soc. London.* 1992. Vol. 149, pt. 4. P. 589–606.
- Meen J.K.* Formation of shoshonites from calcalkaline basalt magmas: Geochemical and experimental constraints from the type locality // *Contrib. Miner. Petrol.* 1987. Vol. 97. P. 333–351.
- Meteolkin D.V., Kazansky A.Yu., Kungurtsev L.V.* Paleomagnetism and Geodynamics of Cambrian Island Arc Complexes of West Sayan, Russia // *Paleomagnetism of Collision Belts, Recent Progress in Geomagnetism, Rock magnetism and Paleomagnetism.* 1997. No. 1. P. 101–112.
- Moores E.M., Vine F.I.* The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: Evaluation and implications // *Phil. Trans. Roy. Soc. London.* 1971. Vol. 268. P. 443–466.
- Nelson E.P., Forsythe R.D., Diemer J.A., Urbino O.* Taitao ophiolite: A ridge collision ophiolite in the fore arc of southern Chile (46° S) // *Rev. Geol. Chile.* 1994. Vol. 20. P. 137–165.
- Nie S.* Paleoclimatic and paleomagnetic constraints on the Paleozoic reconstructions of South China, North China and Tarim // *Tectonophysics.* 1991. Vol. 196. P. 279–308.
- Niocaill C.M., Smethurst M.A.* Paleozoic paleogeography of Laurentia and its margins. A reassessment of paleomagnetic data // *Geophys. J. Inter.* 1994. Vol. 116. P. 715–725.
- Oman ophiolite // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86, No. 4. P. 2495–2782.
- Ophiolites and Oceanic Lithosphere / Ed. I.G. Gass et al. Oxford et al.: Geol. Soc. Blackwell Sci. Publ.* 1984. 413 p.
- Ophiolites: Oceanic tectonics and metamorphism // Ofioliti.* 1984. Vol. 9, No. 3. P. 205–728.
- Ophiolites: Proceedings International Ophiolite Symposium. Cyprus. 1979. Cyprus: Geological Survey Department,* 1980. 781 p.
- Pallister J.S.* Structure of the dike complex of the Semail Ophiolite near Ibra, Oman // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86, No. B4. P. 2661–2672.
- Pallister J.S.* Parent magmas of the Semail ophiolite, Oman // *Ophiolites and Ocean. Lithos. Oxford et al.,* 1987. P. 63–79.
- Pallister J.S., Gregory R.T.* Composition of the Samail ocean crust // *Geology.* 1983. Vol. 11, No. 11. P. 638–642.
- Paraskevopoulos G.M., Ecoiomou M.J.* Komatiite-type ultramafic lavas from the Agrilia Formation. Othrys ophiolite complex, Greece // *Ofioliti.* 1986. Vol. 11, No. 3. P. 293–303.
- Passerini P.* Actualism and ophiolites: A prolegomenon *Ophiolites and actualism // Ofioliti.* 1982. Vol. 7, No. 2/3. P. 117–128.
- Pechersky D.M.* Magnetic properties of the Pacific and Atlantic oceanic volcanic rocks in comparison with continental volcanic rocks // *Paleomagnetism and magnetic properties. Publ. Inst. Geophys. Polish Ac. Sci. Warszawa,* 1976. P. 39–50.
- Penrose Field conference on ophiolites // *Geotimes.* 1972. Vol. 17, No 12. P. 24–25.
- Pickering K.T., Smith A.G.* Arcs and backarc basins in the Early Paleozoic Iapetus Ocean // *The Island Arc.* 1995. No. 4. P. 1–67.
- Piper J.D.A.* The Precambrian paleomagnetic record: The case for the Proterozoic Supercontinent // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 59, No. 1. P. 61–89.
- Pruner P.* Paleomagnetism and paleogeography of Mongolia in the Cretaceous, Permian and Carboniferous – preliminary data // *Tectonophysics.* 1987. Vol. 139. P. 155–167.

- Pruner P.* Paleomagnetism and paleogeography of Mongolia from the Carboniferous to Cretaceous final report // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1992. Vol. 70, No 3/4. P. 169–177.
- Riffaud C., Le Pichon X.* Expedition "Famous": A trois mille mètres sous l'Atlantique. Paris: A. Michel, 1976. 271 p.
- Saemundsson K.* An outline of the structure of SW Iceland // *Iceland and Mid-Ocean ridges.* Vol. 38. Reykjavik: Soc. Sci. Islandica. 1967. P. 12–31.
- Saunders A.D., Tarney J., Stern C.R., Dalziel I.W.D.* Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from southern Chile // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1980. Vol. 90. P. 237–258.
- Scotese C.R.* An introduction to this volume: Paleozoic paleomagnetism and assembly of Pangea // *Plate reconstruction from Paleozoic paleomagnetism.* Wash.: AGU. Geodynamics series. 1984. Vol. 12. P. 1–10.
- Scotese C.R., Bambach R.K., Barton C. et al.* Paleozoic Base Maps // *Geology.* 1979. Vol. 87. P. 217–277.
- Scotese C.R., McKerrow W.S.* Revised world maps and introduction // *Geol. Soc.* 1990. No. 12. P. 1–21.
- Searle D.S., Panajiotov A.* Structural implications in the evolution of the Troodos massif, Cyprus // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86, No. B4. P. 2530–2542.
- Seguin M.K., Zhai Y.* Paleomagnetic constraints in the crustal evolution of the Yangtze block, southeastern China // *Tectonophysics.* 1992. Vol. 210. No. 1/2. P. 59–76.
- Sengor A.M.C., Natal'in B.A.* Turcic-type orogeny and its role in the making of the continental crust // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1996. Vol. 24. P. 263–337.
- Sengor A.M., Natal'in B.A., Burtman V.S.* Evolution of the Alaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature.* 1993. Vol. 364. P. 299–307.
- Sharma M., Wasserburg G.J., Papanastassion D.A. et al.* High  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  in extremely depleted mantle rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. Vol. 135. P. 101–114.
- Shervais J.W.* Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 59. P. 101–118.
- Sobolev A.V., Danyushevsky L.V.* Petrology and Geochemistry of Boninites from the North Termination of the Tonga Trench: Constraints on the Generation Conditions of Primary High-Ca Boninite Magmas // *J. Petrol.* 1994. Vol. 35. P. 1183–1211.
- Sonenshaine L.P., Kuzmin M.I., Tomurtogoo O., Kopteva V.V.* Ophiolites of the West Mongolia // *Ophiolites.* 1986. Vol. 11, No. 1. P. 75.
- Strong D.F., Malpas J.* The sheeted dike layer of the Bets cove ophiolite complex does not represent spreading. Further discussion // *Canad. J. Earth. Sci.* 1975. Vol. 12, No. 5. P. 894–896.
- Stupavsky M.* SI-2 Magnetic susceptibility and anisotropy instrument operating manual and handbook. Canada: Sapphire Instruments, 1985. 132 p.
- Sturt B.A., Thon A., Furnes H.* The geology and preliminary geochemistry of the Karmoy ophiolite S.W. Norway // *Ophiolites (Proceedings international ophiolite symposium, 1979).* Cyprus, 1980. P. 921–940.
- Tarney J., March N.G.* Major and trace element geochemistry of Holes CY-1 and CY-4: Implications for petrogenetic models // *Cyprus crustal study project: Initial report, Holes CY-1 and 1a.* Ottawa: Geol. Surv. of Canada, 1991. P. 133–175.
- Thy P.* Petrogenetic implications of mineral crystallization trends of Troodos cumulates, Cyprus // *Geol. Mag.* 1987. Vol. 124, No. 1. P. 1–11.
- Torsvik T.H., Lohmann K.C., Sturt B.A.* Vendian glaciations and their relation to the dispersal of Rodinia: Paleomagnetic constraints // *Geology.* 1995. Vol. 23, No. 8. P. 727–730.
- Torsvik T.H., Smethurst M.A., Van der Voo R. et al.* Baltica: A synopsis of Vendian-Permian palaeomagnetic data and their palaeotectonic implications // *Earth. Sci. Rev.* 1992. Vol. 33, No. 2. P. 133–152.
- Trench A., Torsvik T.H., McKerrow W.S.* The paleogeographic evolution of Southern Britain during Early Paleozoic times: A reconciliation of paleomagnetic and biogeographic evidence // *Tectonophysics.* 1992. Vol. 201, No. 1/2. P. 75–82.
- Upadhyay H.D.* The Bets Cove ophiolite and related rocks of the Shook Arm Group, Newfoundland // *Un-publ. Ph. D. Diss. M.U.N. St. Johns,* 1973. P. 3–8.
- Van der Voo R.* Paleozoic paleogeography of North America, Gondwana, and intervening displaced terranes: Comparisons of paleomagnetism with paleoclimatology and biogeographical patterns // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1988. Vol. 100. P. 311–324.
- Van der Voo R.* Phanerozoic paleomagnetic poles from Europe and North America and comparisons with continental reconstructions // *Rev. Geophys.* 1990. Vol. 28. P. 167–206.
- Van der Voo R.* Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus oceans. N.Y.: Cambridge Univ. Press., 1993. 411 p.
- Varne R., Gee R.D., Guilty P.G.J.* Macquarie island and the cause of oceanic linear magnetic anomalies // *Science.* 1969. Vol. 166. P. 230 – 233.
- Varne R., Rubenach M.J.* Geology of Macquarie island and its relationship to oceanic crust // *Antarct. Ser.* 1972. Vol. 19. P. 251– 266.
- Vine F.J., Matthews D.H.* Magnetic anomalies over ocean ridges // *Nature.* 1963. Vol. 199. P. 947–949.
- Vuagnat M., Cagulu E.* Quelques reflexions sur le massif basique – ultrabasique du Kuzil Dag, Hatay, Turquie // *Compt. rend. Soc. phys. et Hist. natur.* 1968. No. 2. P. 210–216.
- Watson G.S., Enkin R.J.* The fold test in paleomagnetism as a parametre estimation problem // *Geophys. Res. Lett.* 1993. Vol. 20. P. 2135–2137.
- Williams H.* Mafic-ultramafic complexes in western Newfoundland Appalachians and the evidence for

- their transportation: A review and interim report // Geol. Assoc. Can. Proc. (A Newfoundland decade). 1971. Vol. 24. P. 9–25.
- Williams H.* Bay of Islands, map-area, Newfoundland // Geol. Surv. Can. 1973. Paper 72–34. 7 p.
- Williams H., Malpas J.* Sheeted dikes and brecciated dikes rocks transported igneous complex. Bay of Island, W. Newfoundland // Canad. J. Earth Sci. 1972. Vol. 9, No. 9. P. 1216–1229.
- Wilson J.T.* Patterns of growth of ocean basins and continents // Continental margins and island arcs. Ottawa, 1966. P. 388–398.
- Yang J.S., Hall J.M., Walls C.C.* The importance of dike density in controlling alteration, mineralization and related physical in Troodos type oceanic crust // Ann. Meet. Soc. Econ. Geology. Toronto, 1991. Vol. 16. P. 136.
- Zhao X., Coe R., Wu Y., Zhao Z.* Silurian and Devonian paleomagnetic poles from North China and implication for Gondwana // Earth Planet Sci. Lett. 1993. Vol. 117. P. 497–506.
- Zhao X., Coe R.S., Zhou Y.* New paleomagnetic results from north China: Collision and suturing with Siberia and Kazakhstan // Tectonophysics. 1990. Vol. 181, No. 1/4. P. 43–81.
- Zijderveld J.D.A.* Demagnetization of rocks: Analysis of results // Methods in Paleomagnetism. Amsterdam a.o., 1967. P. 254–286.

## Оглавление

Предисловие ответственного редактора .....	5
Введение .....	7
<b>Глава 1. Основные представления о спрединге .....</b>	<b>9</b>
1.1. Объекты исследований .....	12
1.2. Используемая терминология .....	15
1.3. Методы исследований .....	15
<b>Глава 2. Палеоспрединговые комплексы Полярного Урала .....</b>	<b>19</b>
<b>2.1. Хадатинские офиолиты .....</b>	<b>21</b>
2.1.1. Геологическая характеристика .....	21
2.1.2. Петролого-геохимические особенности магматических пород .....	22
2.1.3. Палеомагнитная и петромагнитная характеристики .....	29
<b>2.2. Войкаро-Сыньинские офиолиты .....</b>	<b>33</b>
2.2.1. Геологическая характеристика .....	33
2.2.2. Петролого-геохимические особенности магматических пород .....	36
2.2.3. Палеомагнитная и петромагнитная характеристики .....	41
<b>2.3. Среднепалеозойские островодужные комплексы восточного склона .....</b>	<b>57</b>
<b>2.4. Геодинамические аспекты формирования палеоспрединговых комплексов Полярного Урала .....</b>	<b>62</b>
<b>Глава 3. Палеоспрединговые комплексы Южных Мугоджар .....</b>	<b>65</b>
<b>3.1. Офиолиты Южных Мугоджар .....</b>	<b>65</b>
3.1.1. Геологическая характеристика .....	67
3.1.2. Петролого-геохимические особенности магматических пород .....	85
3.1.3. Петромагнитная характеристика .....	89
3.1.4. Палеомагнитная характеристика .....	92
<b>3.2. Геодинамические аспекты формирования палеоспрединговых комплексов Южных Мугоджар .....</b>	<b>101</b>
<b>Глава 4. Палеоспрединговые комплексы Южного Тянь-Шаня .....</b>	<b>105</b>
<b>4.1. Офиолиты Туркестано-Алайского хребта .....</b>	<b>105</b>
4.1.1. Геологическая характеристика .....	105
4.1.2. Петролого-геохимические особенности магматических пород .....	119
4.1.3. Петромагнитная характеристика .....	125
4.1.4. Палеомагнитная характеристика .....	130
<b>4.2. Офиолиты Северо-Восточной Ферганы .....</b>	<b>132</b>
4.2.1. Геологическая характеристика .....	132
4.2.2. Палеомагнитная характеристика .....	134
<b>4.3. Геодинамические аспекты формирования палеоспрединговых комплексов Южного Тянь-Шаня .....</b>	<b>135</b>
<b>Глава 5. Палеоспрединговые комплексы Центрального Казахстана .....</b>	<b>139</b>
<b>5.1. Офиолиты Центрального Казахстана .....</b>	<b>139</b>
5.1.1. Геологическая характеристика .....	139
5.1.2. Петролого-геохимические особенности магматических пород .....	145
5.1.3. Палеомагнитная и петромагнитная характеристики .....	149

5.2. Геодинамические аспекты формирования палеоспреди́нговых комплексов Центрального Казахстана .....	154
<b>Глава 6. Палеоспреди́нговые комплексы Алтае-Саянской области</b> .....	<b>155</b>
6.1. <b>Офиолиты Горного Алтая</b> .....	155
6.1.1. Геологическая характеристика .....	155
6.1.2. Петролого-геохимические особенности магматических пород .....	161
6.2. <b>Офиолиты Кузнецкого Алатау</b> .....	173
6.2.1. Геологическая характеристика .....	173
6.2.2. Петролого-геохимические особенности магматических пород .....	174
6.3. <b>Офиолиты Западного Саяна</b> .....	180
6.3.1. Геологическая характеристика .....	180
6.3.2. Петролого-геохимические особенности магматических пород .....	183
6.4. <b>Офиолиты Тувы</b> .....	185
6.4.1. Геологическая характеристика .....	185
6.4.2. Петролого-геохимические особенности магматических пород .....	191
6.5. <b>Палеомагнитная и петромагнитная характеристики офиолитов Алтае-Саянской области</b> .....	193
6.5.1. Петромагнитная характеристика .....	194
6.5.2. Палеомагнитная характеристика .....	194
6.5.3. Результаты палеомагнитных исследований .....	200
6.6. <b>Геодинамические аспекты формирования палеоспреди́нговых комплексов Алтае-Саянской области</b> .....	201
<b>Глава 7. Палеоспреди́нговые комплексы Монголии</b> .....	<b>203</b>
7.1. <b>Хан-Тайширские офиолиты</b> .....	203
7.1.1. Геологическая характеристика .....	203
7.1.2. Петролого-геохимические особенности магматических пород .....	207
7.1.3. Палеомагнитная и петромагнитная характеристики .....	211
7.2. <b>Офиолиты Наранского массива</b> .....	214
7.2.1. Геологическая характеристика .....	214
7.2.2. Палеомагнитная и петромагнитная характеристики .....	216
7.3. <b>Баян-Хонгорские офиолиты</b> .....	220
7.3.1. Геологическая характеристика .....	221
7.3.2. Палеомагнитная и петромагнитная характеристики .....	221
7.4. <b>Среднепалеозойские палеоспреди́нговые комплексы Южной Монголии</b> .....	225
7.4.1. Геологическая характеристика .....	225
7.4.2. Палеомагнитная и петромагнитная характеристики .....	226
7.5. <b>Геодинамические аспекты формирования палеоспреди́нговых комплексов Монголии</b> .....	231
<b>Глава 8. Геодинамические условия формирования палеоспреди́нговых комплексов</b> .....	<b>233</b>
8.1. <b>Общая характеристика палеоспреди́нговых комплексов</b> .....	233
8.2. <b>Петролого-геохимические особенности спрединга в различных геодинамических обстановках</b> .....	237
8.3. <b>Магнитотектонические реконструкции развития Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса</b> .....	247
8.4. <b>Геодинамические условия формирования спрединговых комплексов в Палеоазиатском, Уральском и Туркестанском палеоокеанах</b> .....	261
<b>Вместо заключения</b> .....	265
<b>Литература</b> .....	267

## *Contents*

<b>Editorial preface</b> .....	5
<b>Introduction</b> .....	7
<b>Chapter 1. Basic tenets of sea-floor spreading</b> .....	9
1.1. Study objectives .....	12
1.2. Terms used .....	15
1.3. Methods used .....	15
<b>Chapter 2. Paleo-spreading assemblages in the Polar Urals</b> .....	19
<b>2.1. Khadata ophiolite</b> .....	21
2.1.1. Geologic framework .....	21
2.1.2. Igneous petrology and geochemistry .....	22
2.1.3. Paleomagnetic and petromagnetic characteristics .....	29
<b>2.2. Voikaro-Syninsky ophiolite</b> .....	33
2.2.1. Geologic framework .....	33
2.2.2. Igneous petrology and geochemistry .....	36
2.2.3. Paleomagnetic and petromagnetic characteristics .....	41
<b>2.3. Middle Paleozoic island-arc assemblages on the east slope of the Urals</b> .....	57
<b>2.4. Geodynamic implications of the genesis of paleo-spreading assemblages in the Polar Urals</b> .....	62
<b>Chapter 3. Paleo-spreading assemblages in the South Mugodzhary</b> .....	65
<b>3.1. South Mugodzhary ophiolites</b> .....	65
3.1.1. Geologic framework .....	67
3.1.2. Igneous petrology and geochemistry .....	85
3.1.3. Petromagnetic characteristics .....	89
3.1.4. Paleomagnetic characteristics .....	92
<b>3.2. Geodynamic implications of the genesis of paleo-spreading assemblages in the South Mugodzhary Mtns.</b> .....	101
<b>Chapter 4. Paleo-spreading assemblages in South Tien Shan</b> .....	105
<b>4.1. Turkestan-Alay Range ophiolites</b> .....	105
4.1.1. Geologic framework .....	105
4.1.2. Igneous petrology and geochemistry .....	119
4.1.3. Petromagnetic characteristics .....	125
4.1.4. Paleomagnetic characteristics .....	130
<b>4.2. Northeastern Fergana Valley ophiolites</b> .....	132
4.2.1. Geologic framework .....	132
4.2.2. Paleomagnetic characteristics .....	134
<b>4.3. Geodynamic implications of the genesis of paleo-spreading assemblages in South Tien Shan</b> .....	135
<b>Chapter 5. Paleo-spreading assemblages in Central Kazakhstan</b> .....	139
<b>5.1. Central Kazakhstan ophiolites</b> .....	139
5.1.1. Geologic framework .....	139
5.1.2. Igneous petrology and geochemistry .....	145
5.1.3. Paleomagnetic and petromagnetic characteristics .....	149



5.2. Geodynamic implications of the genesis of paleo-spreading assemblages in Central Kazakhstan .....	154
<b>Chapter 6. Paleo-spreading assemblages in the Altay-Sayan region</b> .....	155
6.1. Gorny Altay ophiolites .....	155
6.1.1. Geologic framework .....	155
6.1.2. Igneous petrology and geochemistry .....	161
6.2. Kuznetsky Alatau ophiolites .....	173
6.2.1. Geologic framework .....	173
6.2.2. Igneous petrology and geochemistry .....	174
6.3. West Sayan ophiolites .....	180
6.3.1. Geologic framework .....	180
6.3.2. Igneous petrology and geochemistry .....	183
6.4. Tuva ophiolites .....	185
6.4.1. Geologic framework .....	185
6.4.2. Igneous petrology and geochemistry .....	191
6.5. Paleomagnetic and petromagnetic characteristics of the Altay-Sayan region ophiolites .....	193
6.5.1. Petromagnetic characteristics .....	194
6.5.2. Paleomagnetic characteristics .....	194
6.5.3. Paleomagnetic results .....	200
6.6. Geodynamic implications of the genesis of paleo-spreading assemblages in the Altay-Sayan region .....	201
<b>Chapter 7. Paleo-spreading assemblages in Mongolia</b> .....	203
7.1. Khantaishiri ophiolites .....	203
7.1.1. Geologic framework .....	203
7.1.2. Igneous petrology and geochemistry .....	207
7.1.3. Paleomagnetic and petromagnetic characteristics .....	211
7.2. Naran ophiolitic massif .....	214
7.2.1. Geologic framework .....	214
7.2.2. Paleomagnetic and petromagnetic characteristics .....	216
7.3. Bayan-Khongor ophiolites .....	220
7.3.1. Geologic framework .....	221
7.3.2. Paleomagnetic and petromagnetic characteristics .....	221
7.4. Middle Paleozoic paleo-spreading assemblages in southern Mongolia .....	225
7.4.1. Geologic framework .....	225
7.4.2. Paleomagnetic and petromagnetic characteristics .....	226
7.5. Geodynamic implications of the genesis of paleo-spreading assemblages in Mongolia .....	231
<b>Chapter 8. Geodynamic settings of the origin of paleo-spreading assemblages</b> .....	233
8.1. General characteristics of paleo-spreading assemblages .....	233
8.2. Petrologic and geochemical fingerprints of spreading in various geodynamic settings .....	237
8.3. Magneto-tectonic reconstructions for the development of the Urals-Mongolia fold-and-thrust belt .....	247
8.4. Geodynamic settings of the origin of spreading assemblages in the Paleo-Asian, Uralian and Turkestan paleoceans .....	261
<b>Conclusion</b> .....	265
<b>References</b> .....	267

**Научное издание**

**Сергей Алексеевич Куренков  
Алексей Николаевич Диденко  
Владимир Александрович Симонов**

# **Геодинамика палеоспрединга**

**(Труды ГИН РАН, вып. 490)**

Утверждено к печати  
Редколлегией Геологического института РАН

Редактор *И.М. Ерофеева*  
Дизайн и компьютерная верстка *Е.Ю. Ерофеевой*

Подписано к печати 05.07.2002  
Формат 60x90 1/8. Бумага офсетная № 1, 80 г/м<sup>2</sup>  
Гарнитура Петербург. Печать офсетная.  
Уч.-изд. 50 л. Тираж 400 экз.  
Тип. ВТИ. Москва. Зак. № 890с.

Издательство ПК ГЕОС  
Изд. лицензия ИД № 01613 от 19.04.2000.  
125315, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.  
Тел.: (095) 152-19-14, 230-80-92  
Факс: (095) 951-04-43

**Sergei Alexeevich Kurenkov  
Alexei Nikolaevich Didenko  
Vladimir Alexandrovich Simonov**

# **Geodynamics of paleospreading**

***(Transactions of GIN RAS, vol. 490)***

Editor *I.M. Erofeeva*  
Design and computer page-proof by *E. Yu. Erofeeva*



Алексей Диденко  
ОИФЗ РАН, г. Москва



Сергей Куриков  
ГИН РАН, г. Москва



Владимир Симонов  
ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск