

Российская академия наук
Геологический институт



Российский фонд фундаментальных исследований



Russian Academy of Sciences
Geological Institute

The Russian Foundation for Basic Research



Transactions of the Geological Institute

Founded in 1932
Vol. 570

V.S. Burtman

Tien Shan and High Asia Tectonics and geodynamics in the Palaeozoic

Moscow
GEOS
2006

Труды Геологического института

Основаны в 1932 году
Вып. 570

В.С. Буртман

Тянь-Шань и Высокая Азия Тектоника и геодинамика в палеозое

Москва
ГЕОС
2006

УДК 551.24
ББК 223.6
Т 78

Ответственный редактор
А.А. Моссаковский

Редакционная коллегия:
М.Г. Леонов (главный редактор), *М.А. Ахметьев*, *Ю.О. Гаврилов* (заместитель главного редактора), *К.Е. Дегтярев*,
Ю.В. Карякин (ответственный секретарь), *Ю.Г. Леонов*, *М.А. Семихатов*, *С.Д. Соколов*, *М.Д. Хуторской*

Рецензенты:
А.А. Белов, *Т.Н. Хераскова*

Труды Геологического института / Геол. ин-т. — М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. М.: Наука, 1964. —
ISSN 0002-3272

Вып. 570: Тянь-Шань и Высокая Азия: Тектоника и геодинамика в палеозое / В.С. Буртман / Отв. ред. А.А. Мос-
саковский. — М.: GEOS, 2006. — 216 с.: ил. ISBN 8-89118-365-9 (в пер.)

В книге изложены результаты обобщения и тектонического анализа данных о строении палеозойских складчатых систем Тянь-Шаня, Памира, Тибета и Куньлуня. Породы, которые распространены на рассмотренной территории, принадлежали палеозойским континентам, микроконтинентам, океаническим бассейнам и островным дугам. Проведен анализ тектонических, магматических и седиментационных процессов, осуществлены их корреляция и сравнение. Рассмотрена тектоническая эволюция региона и предложена геодинамическая модель его развития. Полученные выводы имеют важное значение для понимания процессов, которые происходили до и во время образования Евразийского континента.

Для исследователей, которых интересует тектоника и геодинамика складчатых областей и региональная геология Тянь-Шаня и Высокой Азии.

В книге использованы результаты работы, проведенной по проектам Российского фонда фундаментальных исследований (№№ 97-05-65084, 00-05-64719 и 04-05-64899) и по Программе исследований Отделения наук о Земле РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса: от палеоокеана к континенту».



Издание осуществлено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований
по проекту № 06-05-78006

Responsible Editor
A.A. Mossakovsky

Editorial Board:
M.G. Leonov (Editor-in-Chief), *M.A. Akhmetiev*, *Yu.O. Gavrilov* (Deputy Editor-in-Chief), *K.E. Degtyarev*,
Yu.V. Kariakin (Executive Secretary), *Yu.G. Leonov*, *M.A. Semikhatov*, *S.D. Sokolov*, *M.D. Khutorsky*

Reviewers:
A.A. Belov, *T.N. Kheraskova*

Transactions of the Geological Institute / Geological Inst. — Moscow: Publishers of the USSR Academy of the
Sciences, 1932–1964. Moscow: Nauka, 1964. — ISSN 0002-3272

Vol. 570: Tian Shan and High Asia: Tectonics and geodynamics in the Palaeozoic / V.S. Burtman / Ed. by
A.A. Mossakovsky. — Moscow: GEOS, 2006. — 216 p.: il. ISBN 5-89118-365-9 (in cloth)

Paleozoic folded belts of the Tien Shan, Pamirs, Tibet and Kunlun described. Rocks of the Paleozoic continents, microcontinents, seas, oceans and island arcs are distributed in the region.

The data of its stratigraphy, sedimentology, deformations, magmatism, biogeology and paleomagnetism discussed and a model of tectonic and geodynamic evolution suggested.

**Published at financial support of the Russian Foundation for Basic Research,
grant 06-05-78006**

На первой странице переплета: хребет Атбаши в Центральном Тянь-Шане с породами коры Туркестанского палеозойского океана

ISBN 5-89118-365-9

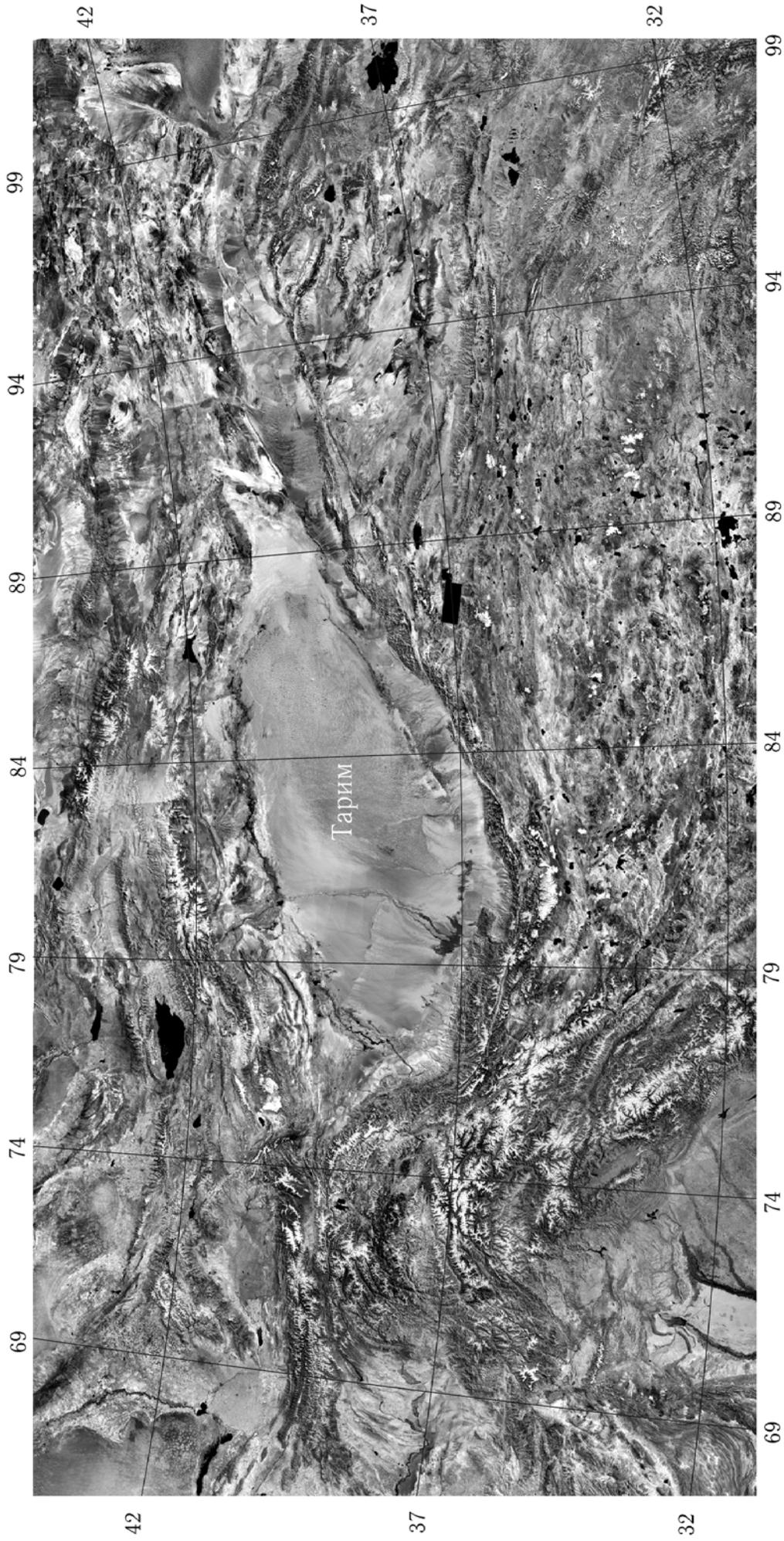
© В.С. Буртман, 2006
© ГИН РАН, 2006
© GEOS, 2006

Тянь-Шань (с китайского: небесные горы) — одна из величайших горных систем Азии. Тяньшаньская палеозойская складчатая система имеет протяженность более 2500 км. Тянь-Шаню посвящена большая часть книги. В ней описаны события, происходившие в палеозойскую эру в течение 300 млн лет. За это время Тяньшаньская складчатая система прошла полный цикл тектонического развития.

Тянь-Шань соприкасается на меридиане Памира с Высокой Азией, которая охватывает Тибетское и Памирское нагорья и обрамляющие их горные хребты. В книге рассмотрена тектоническая эволюция северной части Высокой Азии — Тибета, Памира, Куньлуня — и проведена корреляция палеозойских событий в Высокой Азии и Тянь-Шане.

Благодарности. Автор благодарен многим исследователям, с которыми работал в поле, писал статьи и дискутировал, и многим лицам, которые содействовали проведению исследований. Я имел счастливую возможность пользоваться советами А.В. Пейве и Г.С. Поршнякова. Длительное научное сотрудничество связывало меня с М.Л. Баженовым, Г.З. Гурарием, В.Л. Клишевичем и С.Г. Самыгиным.

Ценные замечания были сделаны А.А. Беловым, Ю.С. Бискэ и Т.Н. Херасковой, ознакомившимися с предварительным вариантом текста книги.



Тянь-Шань, Тарим и Высокая Азия на коллаже из космических снимков LANDSAT-1990 (коллаж С.Ю. Соколова)

Глава 1

Введение в палеозойскую тектонику Тянь-Шаня

Тянь-Шань расположен на территории Западного и Восточного Туркестана, границей между которыми служила государственная граница Китая с Российской империей, затем — с Советским Союзом, сейчас — с Кыргызстаном и Казахстаном. С XIX века, когда территория Тянь-Шаня была разделена на российскую и китайскую части, геологическое изучение этих частей происходило независимо, а обмен информацией был затруднен сложными политическими отношениями и языковым барьером. Лишь геологи экспедиции Г. Мерцбахера имели возможность в начале XX века работать в российской и китайской частях Тянь-Шаня [Gruber, 1910, Keidel, 1906; Keidel, Richarz, 1909; Leuchs, 1912].

В середине XX века братья В.М. и Н.М. Синицыны проводили исследования в обеих частях Тянь-Шаня: один — в Западном Туркестане, другой — на китайской территории. Объединившись, они разработали схему тектонической зональности Тянь-Шаня, которая суммировала накопленную к тому времени геологическую информацию [Синицын, Синицын, 1958]. Взаимные посещения геологов, работающих в Западном и Восточном Туркестане, начались лишь в последние годы. Следствием изолированного изучения Западного и Восточного Туркестана являются трудности, возникающие при корреляции данных о строении и геологической истории этих регионов.

В Западном Туркестане регулярное геологическое картирование проводилось с начала XX века. Для этой части Тянь-Шаня изданы геологические карты в масштабе 1:200 000 и на значительную часть территории составлены карты в масштабе 1:50 000. Обзорные геологические и тектонические карты опубликованы в масштабе 1:500 000 и более мелком.

В китайском Тянь-Шане регулярное геологическое картирование было начато значительно позднее. Составлены карты в масштабе 1:500 000 и частично — в масштабе 1:200 000. На их основе изданы карты в масштабе 1:1 500 000 и 1:2 000 000.

Я работал во всех тектонических зонах Тянь-Шаня в Западном Туркестане. В китайской части Тянь-Шаня мне пришлось побывать в южных предгорьях Кокшаальского хребта и на западной оконечности хребта Богдашань.

1.1. Главные провинции Тянь-Шаня

Географические провинции. В Тянь-Шане издавна принято выделять восточную, центральную и западную географические провинции [Merzbaher, 1905; Machatschek, 1921]. Им соответствуют Вос-

точный, Центральный и Западный Тянь-Шань (рис. 1.1, 1.2, 1.3). Границей между Восточным и Центральным Тянь-Шанем служит меридиан 80° в.д., который проходит через высочайший горный массив Тянь-Шаня с пиками Победы (Sheng-Lifeng) и Хан-Тенгри. Граница между Центральным и Западным Тянь-Шанем проходит вдоль хребтов Ферганского, Атойнакского, Таласского и Большого Каратау. В тектонической структуре региона этой границей служит Таласо-Ферганский разлом. Западное продолжение тектонических структур Тянь-Шаня находится в Кызылкумской географической провинции.

Большая часть Восточного Тянь-Шаня и южная часть Центрального Тянь-Шаня принадлежат восточной географической провинции «Центральная Азия». Бассейны рек Сырдарья, Амударья и прилегающие к ним территории образуют географическую провинцию «Средняя Азия».

В геологической литературе используют также географические субпровинции «Фергана» и «Алай», территории которых частично перекрывают одна другую. Субпровинция Фергана занимает одноименную долину (Ферганскую депрессию), обращенные к ней склоны хребтов — Туркестанского, Алайского, Восточно-алайского, Ферганского, Чаткальского, Кураминского, и Баубашатинский горный узел. Субпровинция Алай охватывает горные хребты Восточно-Алайский, Алайский, Туркестанский, Зеравшанский, Гиссарский, Каратегинский

и Алайскую долину, которая отделяет Тянь-Шань от Памира.

Геологические провинции. Затруднения в обмене информацией между исследователями Западного и Восточного Туркестана привели к несоответствию названий главных геологических провинций, выделенных по обе стороны от границы Китая. В книге придется отказаться от употребления распространенного названия «Срединный (Средний) Тянь-Шань», так как под таким именем в Западном и Восточном Туркестане описаны разные провинции.

Восточнее Джунгарского разлома расположена провинция *Джунгарский Тянь-Шань*, на территории которой распространены породы верхнего палеозоя (рис. 1.1). Западнее и южнее Джунгарского разлома находится *Северный Тянь-Шань*, в котором преобладают породы нижнего палеозоя. Западной и южной границей Северного Тянь-Шаня служит систему разломов, которая была описана в работе В.А. Николаева [1933] и известна как «линия Николаева». Западнее и южнее линии Николаева в *Чаткальской* и *Нарын-Налацинской* провинциях широко распространены отложения среднего палеозоя.

Сутура Туркестанского океанического бассейна отделяет упомянутые провинции от палеозойского *Южного Тянь-Шаня*. Западное продолжение Южного Тянь-Шаня находится в провинции

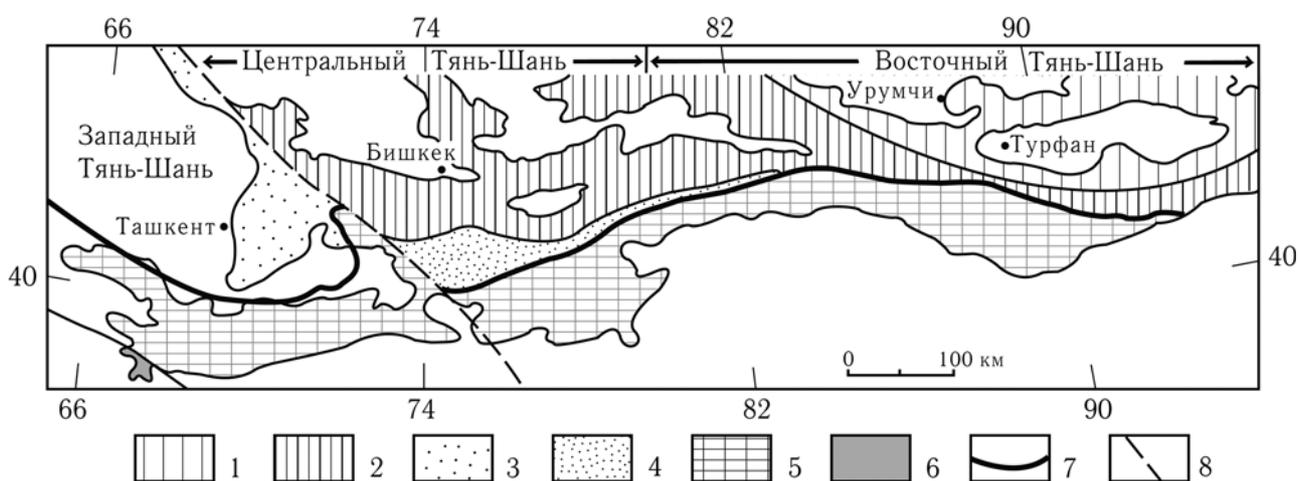


Рис. 1.1. Главные географические и геологические провинции Тянь-Шаня

1–6 — геологические провинции: 1 — Джунгарский Тянь-Шань, 2 — Северный Тянь-Шань, 3 — Чаткальская провинция, 4 — Нарын-Налацинская провинция, 5 — Южный Тянь-Шань, 6 — Каракумская провинция; 7 — Туркестанская океаническая сутура — граница между Северо-Туркестанским и Южно-Туркестанским доменами; 8 — Таласо-Ферганский сдвиг

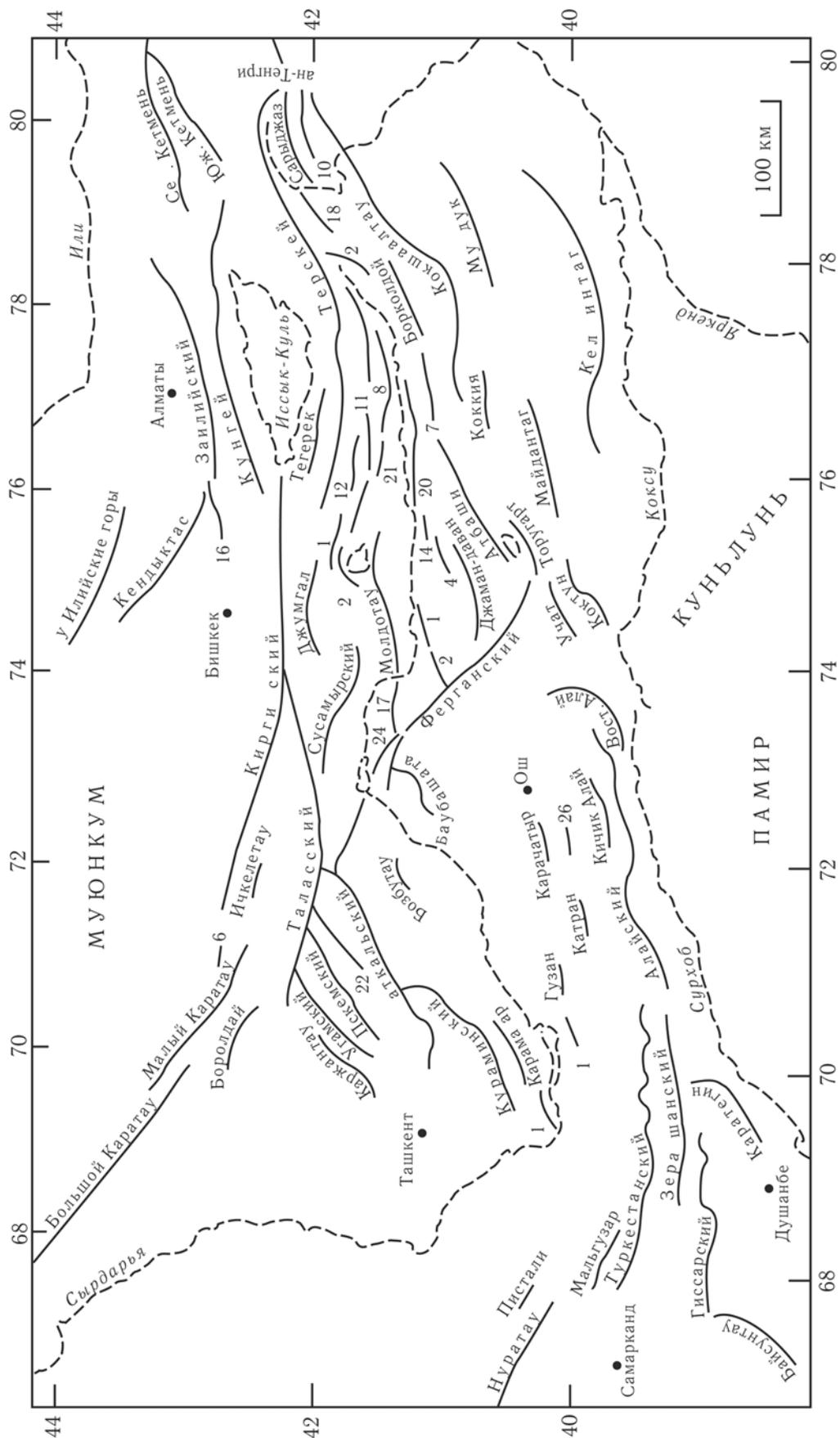


Рис. 1.2. Орография Центрального и Западного Тянь-Шаня

Горные хребты обозначены линиями, реки и озера — пунктиром (здесь и далее)

Горы, упомянутые в тексте книги: 1 — Ақшырайк-западный; 2 — Ақшырайк-восточный; 3 — Ағойнакский хребет; 4 — Байбиче; 5 — Байдула; 6 — Бурул; 7 — Джанылджер; 8 — Джетыым; 9 — Джетыымбел; 10 — Иньильчек; 11 — Капкагас; 12 — Караджорго; 13 — Каракагты; 14 — Каратау (нарынские); 15 — Каратау (ферганские); 16 — Кастек; 17 — Кокиримтау; 18 — Куйлю; 19 — Моголтау; 20 — Нарынтау; 21 — Нура; 22 — Сандалашский хребет; 23 — Сонкультау; 24 — Тахталык; 25 — Чааргаш; 26 — Юунунгуз



Рис. 1.3. Орография Восточного Тянь-Шаня

Кызылкум, где палеозойские и допалеозойские породы слагают изолированные возвышенности среди мезозойских и кайнозойских осадков (рис. 1.4). Сутура Гиссарского рифта служит северной границей *Каракумской* геологической провинции.

Тектонические домены. Туркестанский океанический бассейн более 300 млн лет (от венда до позднего карбона) разделял тектонические про-

винции, развитие которых проходило по-разному. Сутура этого океанического бассейна разделяет два палеозойских домена — Северо-Туркестанский и Южно-Туркестанский [Burtman, 1997].

Северо-Туркестанскому домену принадлежат Джунгарский Тянь-Шань, Северный Тянь-Шань, Чаткальская, Нарын-Налацинская геологические провинции и большая часть Казахстана. Северной границей домена служит сутура Палеоазиатского

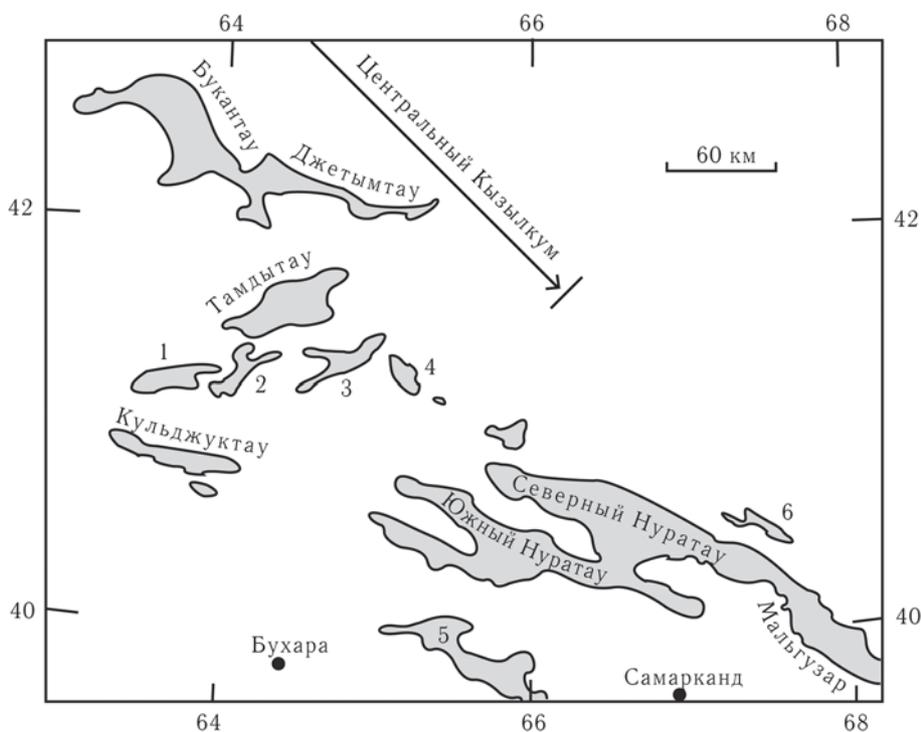


Рис. 1.4. Возвышенности и горы пустыни Кызылкум (топированы), сложенные палеозойскими и допалеозойскими породами

1 — Ауминзатау; 2 — Бельтау; 3 — Аристантау; 4 — Сангунтау; 5 — Зирабулакские горы; 6 — горы Пистали и Ханбанды

(Обь-Зайсанского) океанического бассейна. В книге рассмотрена часть Северо-Туркестанского домена, которая находится на территории Тянь-Шаня.

Южно-Туркестанский домен охватывает Южный Тянь-Шань, Таримскую и Каракумскую геологические провинции. Южной границей этого домена служит сутура Палеотетического океанического бассейна, отделявшего в палеозое Тарим и Южный Тянь-Шань от структур нынешнего Памира и Тибета.

1.2. Главные идеи в тектонике Тянь-Шаня

Суша перемещалась на место моря и море на место суши в древние времена..., вникнуть в эти явления могут лишь избранные¹.

Абу Рейхан Мухаммед ибн-Ахмед аль-Бируни
(Хорезм, 973 г. — Газна, 1048 г.)

При изучении геологии Тянь-Шаня возникало много проблем, решения которых влияли на представления о строении этого региона. Д.И. Мушкетов [1929] упомянул 16 основных идей в тектонике Средней Азии, большинство из которых относятся к Тянь-Шаню. Некоторые из существовавших тогда представлений были опровергнуты и отвергнуты, другие — легли в основу знаний о тектонике региона. Новые исследования принесли новые знания и новые тектонические построения. Можно выделить несколько результатов исследований, которые оказали наиболее существенное влияние на представления о строении региона. Они перечислены в исторической последовательности их появления.

Ферганская горизонтальная флексура. Эта горизонтальная флексура со смыкающим крылом, длиной более 150 км, была установлена Дмитрием Ивановичем Мушкетовым (1883–1938) в начале XX века в результате геологического картирования Восточной Ферганы в масштабе 10 верст в дюйме (1:420 000). Д.И. Мушкетов [1936] писал, что вывод о существовании горизонтальной флексуры (он называл ее сигмоидой) был сделан им в 1910 г., опубликован он в статьях: [Mushketof,



Дмитрий Иванович Мушкетов
Южная Фергана, 1920-е годы (из архива В.Д. Наливкина в Санкт-Петербургском горном институте)

1914; Мушкетов, 1919]. До работы Д.И. Мушкетова тектонические построения в отношении Тянь-Шаня основывались на данных о направлении горных хребтов и положении межгорных впадин. Изучение Ферганской горизонтальной флексуры положило начало региональным структурно-геологическим работам в Тянь-Шане.

Были предприняты попытки расчленить горизонтальную флексуру на независимые части [Синицын, 1960; Кнауф, 1972; и др.]. Существование Ферганской горизонтальной флексуры Мушкетова было подтверждено детальными исследованиями [Бискэ и др., 1982; Буртман, 1976; и др.]. Она изображена на всех геологических и тектонических картах Азии.

Таласо-Ферганский сдвиг. Идея о сдвиге по Таласо-Ферганскому разлому была высказана Василием Николаевичем Огневым (1902–1993) в 1930-х годах в результате геологического картирования Северной Ферганы в масштабе 1:500 000. В.Н. Огнев [1935, 1939] отметил резко несогласное простираание Таласо-Ферганского разлома по отношению к складкам и разломам этого района, которые не имеют непосредственного продолжения за линией разлома. Он обратил внимание на то, что аналоги среднепалеозойских отложений,

¹ Перевод П.Г. Булгакова [Бируни, 1966, с. 94].



Василий Николаевич Огнев
Западный Туркестан, 1930-е годы
(из архива Л.Н. Бельковой, Санкт-Петербург)

распространенных в Чаткальских хребтах на западном крыле Таласо-Ферганского разлома, к востоку от этого разлома находятся значительно южнее — в бассейне левых притоков р. Нарын. В мировой литературе до работ В.Н. Огнева не было описания сдвига, имеющего такую большую магнитуду и такое значение в структуре региона. Время сдвигового смещения было отнесено к позднему палеозою, магнитуда сдвига оценена в 130–150 км [Огнев, 1954].

В середине XX века многие геологи считали горизонтальные перемещения на десятки и сотни километров противоречащими законам физики и данным геологии. Сдвиг вдоль Таласо-Ферганского разлома вызвал недоверие, возражения и попытки по-другому объяснить наблюдаемый феномен. Выход из положения искали в представлениях о роли Таласо-Ферганского разлома как первичной границы между фациальными зонами [Довжиков, 1960; Попов, 1938; Синицын, 1960; и др.]. В работе [Буртман, 1958] было показано, что этот разлом не был первичной границей между фациями среднепалеозойских отложений. Результаты исследований Таласо-Ферганского разлома и его крыльев, которые были опубликованы в 1960-х годах [Буртман, 1961–1964; Додонова, 1962; Королев, 1962], принесли надежные доказательства позднепалеозойского и более позднего сдвигового смещения по разлому, подтвердив основные положения, высказанные В.Н. Огневом. Было также обнаружено, что сдвиговые смещения по Таласо-Ферганскому разлому происходят в современную эпоху.

Шарьяжи в Южном Тянь-Шане. В начале 1960-х годов Георгий Сергеевич Поршняков (1918–1993) опубликовал результаты своих исследований в Алайском и Туркестанском хребтах, которые свидетельствовали о широком распространении надвигов в Южном Тянь-Шане. В работах Г.С. Поршнякова [1960–1962, 1973] было показано, что разновозрастные карбонатные, терригенные и вулканогенные среднепалеозойские отложения разделены надвигами, поверхности которых падают в сторону осей больших синклинальных складок. Согласно предложенной им модели, надвиги возникали в процессе складчатости, приведшей к образованию синклинориев и антиклинориев, и корни надвигов находятся в осевых зонах синклинориев.

Проблему корней алайских надвигов поднимал еще Д.И. Мушкетов [1929]. Начиная работы в Южной Фергане в 1960-х годах, я планировал изучить корневые зоны надвигов в осевых частях синклинориев. Исследования показали, что корневых зон надвигов в синклинориях нет. На центриклиналиях синклинориев было прослежено, как надвиги вместе со слоями аллохтона и подстилающих пород, изгибаясь, переходят с одного крыла складки на ее другое крыло. Также ведут себя надвиги на периклиналиях антиклинориев. В результате этой работы было показано, что шарьяжи сформированы до складкообразования. Был сделан также вывод о том, что тектонические пластины не автономны, а являются фрагментами многослойной системы доскладчатых шарьяжей, перекрывших в



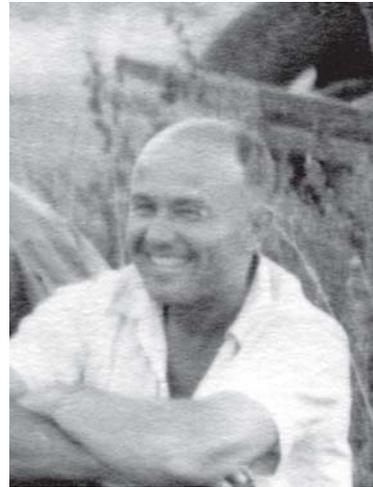
Георгий Сергеевич Поршняков
Южная Фергана, 1959 г. (фото Ю.С. Бискэ)

позднем палеозое обширную территорию Южного Тянь-Шаня и большую часть Кызылкума [Буртман, 1968б, 1970, 1973, 1976; Буртман, Клишевич, 1971, 1972]. Шарьированная структура палеозоя Южного Тянь-Шаня и Кызылкума была признана многими геологами, включая Г.С. Поршнякова [1983], исследования которого были наиболее важными шагами на пути к этой концепции.

А.В. Пейве рассказал о случае, имеющем отношение к рассматриваемой теме. В Южной Ферганае весьма эффектен шарьяж, сложенный сланцами с граптолитами силура, которые с видимым согласием лежат на карбонатных породах с ископаемой фауной каменноугольного возраста. До сборов граптолитов, сделанных в 1940-х и 1950-х годах, эти силурийские сланцы считали верхнепалеозойскими породами. В 1928 году после съезда геологов в Ташкенте состоялась геологическая экскурсия в Южную Фергану. Д.И. Мушкетов, руководивший экскурсией, показывал обширное поле таких «верхнепалеозойских» сланцев. Известный германский геолог Г.Штилле, участвовавший в экскурсии, нашел в них силурийские граптолиты. Понадобились многолетние работы и усилия многих исследователей, чтобы понять значение этой первой находки.

Шарьяжи были описаны в разных районах Южного Тянь-Шаня и Кызылкума в книгах [Биске, 1996; Биске и др., 1982, 1985; Буртман, 1973, 1976; Мухин и др., 1991] и во многих статьях.

Палеозойская океаническая кора. В 1960-х годах было выяснено, что альпинотипные ультрабазиты в складчатых областях представляют собой фрагменты коры океанов, существовавших в геологическом прошлом [Dietz, 1963; Пейве, 1969; и др.]. Публикации, в которых офиолиты Тянь-Шаня и Кызылкума рассмотрены как породы океанической коры, появились в начале 1970-х годов [Буртман, Клишевич, 1972; Сабдюшев, Усманов, 1971 а,б; Шульц, 1972]. Представления о распространении в Тянь-Шане древней океанической коры получили широкую известность в результате геологической экскурсии в Среднюю Азию участников московского Международного симпозиума по офиолитам, которая состоялась в 1973 году. Организатором симпозиума был Александр Вольдемарович Пейве (1909–1985), он же руководил подготовкой среднеазиатской экскурсии, в которой приняли участие многие исследователи региона. Участни-



Александр Вольдемарович Пейве
Казахстан, 1940-е годы (из архива А.А. Пейве, Москва)

кам геологической экскурсии, среди которых были известные ученые (А.Гансер, С.А. Захаров, Д.Роджерс, Р.Трюмпи и др.), были показаны офиолиты и шарьяжи Южной Ферганы и Кызылкума.

С организацией этой экскурсии, оказавшей большое влияние на изменение представлений о тектонике Тянь-Шаня, связан любопытный эпизод. Для проведения экскурсии с участием иностранных ученых надо было получить разрешения от руководств республик, по территории которых должна была пройти экскурсия. Из Кыргызстана такое разрешение было получено, но в Узбекистане возникли проблемы, так как в Кызылкуме маршруты экскурсии проходили вблизи разрабатываемых месторождений золота и урана, которые считались секретными. В Ташкент для переговоров поехал академик А.В. Пейве, переговоры проходили трудно. Незадолго до этого А.В. Пейве побывал с геологической экспедицией на Индонезийском архипелаге, что было большой редкостью в то время. Он предложил рассказать об этой поездке и выступил перед чиновниками правящей компартии Узбекистана с впечатлениями об экспедиции. Лекция, особенно экспедиционные слайды с фотографиями туземцев, имели большой успех, отношение к экскурсии в Кызылкум стало благожелательным, и разрешение было получено. Так, полуголые туземки и туземцы с островов современного океана, содействовали распространению представлений о существовании древнего океана в Средней Азии.

Палеозойский океанический бассейн, сутура которого пересекает весь Туркестан, было предложено назвать Туркестанским океаном [Буртман, 1974; Буртман и др., 1977]. Породы океанической коры Туркестанского океанического бассейна изучали многие исследователи, и результаты этого изучения имеют большое значение для понимания тектоники и геодинамики Тянь-Шаня.

Гигантские олистоплаки в Южном Тянь-Шане. В Южном Тянь-Шане широко распространены горизонты флиша с рассеянными в них глыбами и фрагментами пластов. Их описывали многие исследователи — как глыбовый горизонт, дикий флиш, олистострома, флуксотурбидит, микстит, терригенный меланж. Среди этих отложений залегают глыбы и олистоплаки известняков, метаморфических сланцев и других пород. Размер глыб, гравитационная природа которых хорошо обоснована, достигает сотен метров, протяженность олистоплаков — до нескольких километров.

В 1980-х годах Михаил Александрович Беэр (1936–2000), ранее работавший в клипповых зонах Кавказа и Карпат, высказал предположение о том, что большие горные гряды палеозойских известняков в Алайском хребте, ширина и стратиграфическая мощность которых достигает нескольких километров и протяженность — десятки километров, также могут быть бескорневыми телами, сползшими в позднепалеозойский флиш. Идея была воплощена в концепции, изложенной в работе: [Белоусов, Беэр, 1989].



Михаил Александрович Беэр, 1970-е годы
(из архива А.А. Константиновского, Москва)

Эти известняковые гряды ранее считали поднятиями или рифами среди пелагических осадков. Затем, были изучены тектонические контакты известняковых массивов с окружающими породами и сделаны выводы о положении массивов известняков в тектонических окнах и в виде клиппенов шарьяжей. Признание (там, где это допускает геологическая ситуация) первоначального происхождения таких массивов в виде гигантских олистоплаков позволяет представить более простую и, вероятно, более верную картину тектонического строения Южного Тянь-Шаня.

1.3. Особенности терминологии

Географические названия. Территория Тянь-Шаня находится в тюрко-язычных республиках Кыргызстан, Казахстан и Узбекистан, в Синьдзян-уйгурской провинции Китая и в ирано-язычном Таджикистане. Наречия в тюрко-язычных республиках имеют различия, что отражается в транскрипции географических названий на новых картах этих государств (воды реки Чу после пересечения границы Кыргызстана с Казахстаном становятся водами реки Шу и т.п.). На картах, изданных в СССР, значительная часть тюркских географических названий была унифицирована, и эти названия послужили основой для обозначения тектонических структур и стратиграфических подразделений, используемых в настоящее время. Поэтому, для географических объектов Западного Туркестана будут употребляться унифицированные названия (рис. 1.1).

Иная ситуация в Восточном Туркестане. Во второй половине XX века многие тюркские географические названия были здесь заменены китайскими названиями. Географические названия на российских картах Китая отличаются от названий тех же объектов на китайских картах и в литературе, изданной на английском языке. При первом упоминании геологического или географического объекта Восточного Туркестана я буду приводить латинскую транскрипцию его китайского названия, принятую в англоязычной литературе, а иногда — и тюркское название.

В состав многих названий гор и горных хребтов входит тюркское слово «тау», «таш», «таг», «тас», «тоо», что означает «горы, скалы». При та-

ких названиях не будет дополнительного пояснения, что речь идет о горах.

Страны света приведены в современной системе координат, кроме случаев, когда оговорено, что имеется в виду древняя система координат того или иного возраста.

Геологические термины. Основная часть употребляемых терминов общепринята. Необходимо пояснить использование лишь некоторых из них.

Горизонтальная складка, горизонтальная флексура. Флексуры и складки с вертикальными или круто падающими шарнирами, которые образуются при изгибе слоев в горизонтальном направлении, удобно называть горизонтальными флексурами и горизонтальными складками [Буртман, 1968а]. Соответственно, широко распространенные складки с пологими шарнирами — это вертикальные складки. Термин «вертикальная складка» целесообразно употреблять в случае присутствия вертикальных и горизонтальных складок или вертикальных и лежащих складок на одном объекте. Если в тексте тип складок не уточнен, то речь идет о вертикальных складках.

Горизонтальная протрузия. Под действием тектонических напряжений в результате пластического течения вещества земной коры возникают структурные формы, которые называют протрузиями. При этом обычно имеют в виду, что материал протрузии перемещается вверх по земной коре. В горизонтальной протрузии [Леонов, 2000] перемещение материала земной коры происходит путем пластического течения в латеральном направлении.

Наволок. Тектоническую поверхность в подошве шарьяжа нередко называют надвигом. Целесообразно выделять такие разломы из группы надвигов, и я буду использовать для подошвы шарьяжа термин «наволок» [Буртман, 1973]. Он соответствует английским терминам *overthrust fault*, *overlap fault*, *decollement fault*, *detachment fault*.

Структурная единица и ореада. Это — части ансамбля шарьяжей. Структурная единица сложена породами одной первичной моно- или полифациальной зоны. В отличие от первичных зон, которые располагались рядом одна с другой, структурные единицы лежат в геологическом разрезе одна на другой — в аллохтонном и автохтонном положении.

Породы структурной единицы могут быть обнажены в тектонических окнах или слагать одну или несколько тектонических пластин и их отторженцы, имеющие разное происхождение (тектонические чешуи, клиппены, блоки в тектоническом меланже, олистоплаки и олистолиты в олистостроме). При описании сложной структуры ансамбля шарьяжей значительные удобства представит обобщающий термин *ореада*, — для обозначения частей и фрагментов структурной единицы независимо от способа их обособления. Ореады — в древнегреческих мифах — нимфы гор и скал.

Микроконтинент, континентальная островная дуга. В палеозое породы Тянь-Шаня и Высокой Азии слагали несколько тектонических блоков, имеющих древнюю континентальную кору. Такой блок в равной степени можно называть микроконтинентом или континентальной (энсиалической) островной дугой — вулканической или невулканической. Большинство современных структур такого типа находятся в островных дугах. Древние структуры Тянь-Шаня в результате последующих деформаций не сохранили дугообразную форму или были изогнуты в направлениях, которые не соответствуют первичным. Я предпочел называть эти объекты микроконтинентами.

Террейн. В Тянь-Шане издавна выделяют тектонические (структурно-фациальные) зоны. Смещение таких зон друг относительно друга возможно по сдвигам, надвигам, сбросам в пределах континентальной коры. Структурно-фациальной зоне соответствует широко используемый в современной литературе термин «террейн», который имеет важное преимущество благодаря возможности применения к мобильным объектам с континентальной и океанической корой. Сложная структура Тянь-Шаня вынуждает выделять тектонические зоны нескольких степеней. Термин «террейн» будет применяться к объектам высшей категории, имеющим кору разного типа или разделенных океаническими сутурами.

Океанический бассейн, океан. Эти термины определяют океанический тип коры объекта и используются вне зависимости от размера и глубины бассейна. Они применимы к палеоокеанам, задуговым, междуговым бассейнам и внутриконтинентальным рифтам с океанической корой.

Стратиграфические подразделения. Одним из следствий детального изучения Западного Туркестана было выделение множества местных стратиграфических подразделений — серий и свит (далее: св.). Лишь на возвышенностях пустыни Кызылкум в палеозойских отложениях описано более 200 свит. Многие свиты не имеют надежного обоснования возраста, и разные исследователи по-разному понимают их объем, возраст и положение в стратиграфическом разрезе. При тектоническом анализе целесообразно не привлекать сведений об объектах неизвестного или сомнительного возраста. Описание тектонических объектов в книге опирается на стратиграфические подразделения общей шкалы (системы, отделы, ярусы, подъярусы), что облегчит труд читателя. Свиты, имеющие относительно широкое распространение или известность, будут упоминаться для привязки к местным стратиграфическим схемам Западного Туркестана.

Вероятно, необходимо напомнить, что возраст некоторых стратиграфических подразделений, выделяемых в Тянь-Шане, был изменен вследствие эволюции стратиграфической шкалы. Так, исфаринский и кунжакский горизонты были перемещены из лудлова в пржидольский ярус верхнего силура и лохковский ярус нижнего девона и т.п. В современной общей стратиграфической шкале каменноугольная система имеет два отдела, граница между которыми находится в верхней части серпуховского яруса. Для пермской системы также использовано двучленное деление.

Для позднего протерозоя, не имеющего общепризнанной унификации, будет применяться шкала, используемая в Средней и Центральной Азии, где выделяют синий (800–540 млн лет), который состоит из двух систем — нижнего синия и венда. Эти системы примерно соответствуют неопротерозою-II (криогений) и неопротерозою-III (идиакран) в стратиграфических шкалах, обсуждаемых Международной стратиграфической комиссией [Gradstein et al., 2004].

Литературные ссылки. В тексте книги литературная ссылка внутри абзаца относится к тем данным или выводу, за которыми она следует. Ссылки в конце абзаца или раздела относятся ко всему абзацу (разделу) и указывают на работы, в которых содержится более подробная информация об обсуждаемом вопросе, фактичес-

ком материале, или была предложена иная его интерпретация.

1.4. Замечания о методике

В изучении геологии рассматриваемых регионов принимали и принимают участие очень много исследователей. О стратиграфии и тектоники любого района и участка были высказаны несколько или много мнений, обсуждение которых (учитывая обширность территории) не входит в программу книги. Лишь в редких случаях будут сделаны отступления от этого правила. В книге использован фактический материал, собранный автором, и сведения из многочисленных публикаций. Фактический материал изложен в главах 2–6 и 8. На его основе сделаны выводы, изложенные в главах 7 и 9. Некоторые методические подходы к интерпретации фактического материала пояснены в этом разделе.

Определение возраста палеоокеанического бассейна. Одним из важных компонентов тектонического анализа является определение возраста палеоокеанических бассейнов, существовавших на территории Тянь-Шаня и Высокой Азии. Это будет сделано, опираясь на следующие признаки возникновения, существования и закрытия океанического палеобассейна.

Признаки открытия океанического бассейна. (а) Эволюция магматизма (во времени) от щелочных пород к толеитовым базальтам срединноокеанических хребтов. (б) Наиболее древний возраст офиолитов в аккреционных призмах и океанической сутуре. Признак не точен, так как офиолиты попадают в аккреционную призму позднее времени зарождения бассейна, а в сутуре чаще сохраняется фрагменты относительно молодой океанической коры. (в) Появление в стратиграфическом разрезе фаций континентального склона — флиша, глубокоководных силицитов и карбонатов. Признак также не точен, так как нередки случаи появления турбидитов позднее времени возникновения океанического бассейна. (г) Появление в разрезе рифтогенных фаций — щелочного магматизма, грубых кластитов. Признак не надежен, так как континентальный рифтогенез может не привести к открытию океана. Кроме того, рифтогенез

происходит и на континентальных окраинах уже существующего океана. Все признаки, кроме «а», — не точны или не надежны. Вывод о времени рождения древнего океана в большинстве случаев — лишь предположение.

Признаки существования океанического бассейна. (а) Породы океанической коры. (б) Породы энсиматических островных дуг. (в) Аккреционные призмативной окраины океана. (г) Фации континентального склона и подножия — флиш, глубоководные силициты и карбонаты. (д) Известково-щелочные магматические породы активной окраины. Этот признак во многих случаях не точен, так как магматизм такого типа продолжается и после закрытия океанического бассейна, а геохимических данных для уточнения генезиса лав часто недостаточно или они неоднозначны. (е) Биогеографические данные. (ж) Палеомагнитные данные.

Признаки закрытия океанического бассейна. (а) Шарьяжи пород одной окраины океана на породы другой окраины. (б) Появление в разрезе пород, сложенных из обломков пород, принадлежавших другой окраине океана. (в) Последние по возрасту шарьяжи, сложенные породами океанического дна. Этот признак не точен. (г) Континентальные молассы. (д) Метаморфизм в сутуре океана. (е) Коллизионный тип магматизма.

Перечисленные признаки определяют время открытия, существования и закрытия океанического бассейна. Вместе с тем, отсутствие каких-либо из этих признаков не свидетельствует об отсутствии океанического бассейна. Сиалический блок может пассивно дрейфовать со своей плитой, может иметь трансформную (сдвиговую) окраину. В этих и других случаях признаки существования океана могут отсутствовать в сохранившемся геологическом разрезе. К этому надо добавить неполноту геологической летописи, обусловленную субдукционной и поверхностной эрозией. Поэтому, если есть признаки существования океанического бассейна в ордовике и девоне и нет признаков его закрытия в силуре, то вывод о непрерывном существовании этого бассейна в интервале ордовик–девон будет лучше соответствовать фактическому материалу.

Критерии глубинности осадков. Критерии глубинности для палеозойских осадков отличаются от современных. Вследствие большего количе-

ства углекислоты в палеозойской атмосфере, критический уровень медленного накопления карбонатных осадков в древних бассейнах находился на значительно меньшей глубине, по сравнению с современной эпохой. По расчетам Б.В. Пояркова [1969, 1977], этот уровень был в девоне на глубине 1000–1500 м, вследствие чего большая часть континентального склона была лишена фораминиферовых карбонатных илов. Их место занимали радиоляриевые и другие кремнистые осадки. Поэтому, присутствие таких осадков в палеозойском разрезе не свидетельствует о накоплении осадков на дне океана. Эти отложения, кроме океанического дна, были широко распространены на континентальных склонах.

Карбонатные осадки отлагались ниже уровня критической глубины карбонатонакопления в виде карбонатного флиша или обломочных известняков в результате быстрой транспортировки материала мутьевыми потоками. В пелагических отложениях Тянь-Шаня, формировавшихся на континентальном склоне и подножии, радиоляриты или дистальные турбидиты нередко переслаиваются с такими карбонатными осадками.

Клиппены шарьяжей, олистоплаки и тектонические окна: проблемы идентификации. В палеозойском Тянь-Шане широко распространены микститы тектоногравитационного происхождения и смятые в складки шарьяжи. Большая часть микситов является олистостромой, испытавшей тектоническое воздействие при складкообразовании. Олистоплаки и олистолиты достигают гигантских размеров, измеряемых километрами и десятками километров. Первичные соотношения, которые позволяют судить о гравитационном происхождении больших массивов чужеродных пород, обнаженных среди такой олистостромы, сохранились в редких случаях. Обычно видны тектонические границы между олистоплаком и деформированной матрицей.

Пластины шарьяжей, надвинутые на микстит или обнаженные в тектонических окнах, также граничат с микситом по тектоническому контакту (наволоку). В таких условиях, даже при хорошей обнаженности, нередко бывает трудно отличить тектоническое окно от выступающей из-под сланцев кровли олистоплака или останец шарьяжа от препарированного эрозией олистоплака. Как под клиппеном шарьяжа, так и под олистоплаком мо-

жет быть тектоническая брекчия, в подстилающих осадках — шлейф из слагающих массив пород и т.п. Между тем, определение принадлежности аллохтонного массива к шарьяжу, или к подстилающей шарьяж олистостроме из разреза другой структурной единицы существенно влияет на палеотектонические и палеогеографические выводы.

Принять решение в неясных случаях помогает однотипность состава шарьяжей, наблюдаемая на большой территории, и их одинаковое положение в геологических разрезах разных районов. В отличие от шарьяжей, состав и распространение олистолитов и олистоплаков не стабильны, так как зависят от локальных условий и местного источника материала.

Использование палеомагнитных данных.

Методика и аппаратура палеомагнитных исследований быстро развивались и модернизировались. Одновременно с этим менялись требования к надежности палеомагнитных данных и к содержанию информации о результатах палеомагнитных исследований. Многие опубликованные результаты палеомагнитных работ не отвечают современным требованиям, и их использование для тектонических построений лишено смысла. В книге использованы палеомагнитные данные, публикация кото-

рых позволяет убедиться в том, что они соответствуют современным критериям надежности.

При обращении к палеомагнитным данным приходится мириться с тем, что возраст интерпретируемых палеомагнитных компонент на большинстве изученных в палеозойском Тянь-Шане объектов является наиболее вероятным, но не безусловным.

Периодизация геологической истории и рубрикация книги.

В палеозойской истории Тянь-Шаня можно выделить три периода, характеризующиеся разными тектоническими, геодинамическими и палеогеографическими условиями. От венда до позднего карбона породы будущего Тянь-Шаня слагали земную кору нескольких океанических бассейнов и континентальных блоков. Конец первого периода в позднем ордовике отмечен закрытием раннепалеозойского Терскойского океанического бассейна, следствием чего было создание обширного Киргизского микроконтинента. К концу второго периода в позднем карбоне были закрыты океанические бассейны и произошло объединение всех континентальных блоков Тянь-Шаня. В третьем периоде — в пермское время — территория Тянь-Шаня была частью Евразийского континента. Разделение текста на главы проведено в соответствии с этой периодизацией палеозойской истории Тянь-Шаня.

Глава 2

Северо-Туркестанский домен в раннем палеозое

Сутуры Терскейского и Илийского раннепалеозойских океанических бассейнов делят территорию Северо-Туркестанского домена на три части. Севернее Илийской сутуры находится террейн Борохоро, между Илийской и Терскейской сутурами — Иссыккульский террейн, южнее и западнее Терскейской сутуры — Сырдарьинский террейн (рис. 2.1). Терскейский океанический бассейн был закрыт в позднем ордовике, Илийский — в силуре.

В Северо-Туркестанском домене первичные пространственные соотношения между геодинамическими типами раннепалеозойских отложений были нарушены ордовикскими и позднепалеозойскими разломами, в том числе — шарьяжами и сдвигами. При детальном картировании почти любая толща имеет вид мозаики тектонических блоков. Поэтому целостность стратиграфических разрезов не всегда достоверна, а их мощность — приблизительно. Большое влияние на достоверность тектонических выводов оказывает обособленность возраста толщ, используемых в тектонических интерпретациях. Были предприняты попытки построить стратиграфию древних толщ региона, опираясь на степень метаморфизма пород [Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982; и др.]. Они оказались неудачными: во многих свитах метаморфизованных пород, отнесенных к докембрию, в последующие годы были

найжены органические остатки раннего палеозоя. Литолого-стратиграфическая корреляция лишенных фауны разрезов раннего палеозоя и их фрагментов также мало достоверна. Использование таких материалов для тектонического анализа нежелательно. Указанные обстоятельства ограничивают объем данных, на которые можно опираться при анализе раннепалеозойской тектоники региона, оберегая результаты анализа от необоснованных выводов.

2.1. Сырдарьинский террейн

Чаткальская зона (20) — Нарынская зона (22) — Налацинская зона (24) — Таласская зона (24)

Сырдарьинский террейн состоит из нескольких тектонических зон: Чаткальской, Нарынской, Налацинской и Таласской, разделенных позднепалеозойскими разломами (рис. 2.1). Таласо-Ферганский сдвиг разделяет Чаткальскую и Таласскую зоны. Границей между Таласской и Нарынской зонами служат позднепалеозойские надвиги и сдвиги линии Николаева. Налацинская зона Восточного Тянь-Шаня — прямое продолжение Нарынской зоны Центрального Тянь-Шаня.

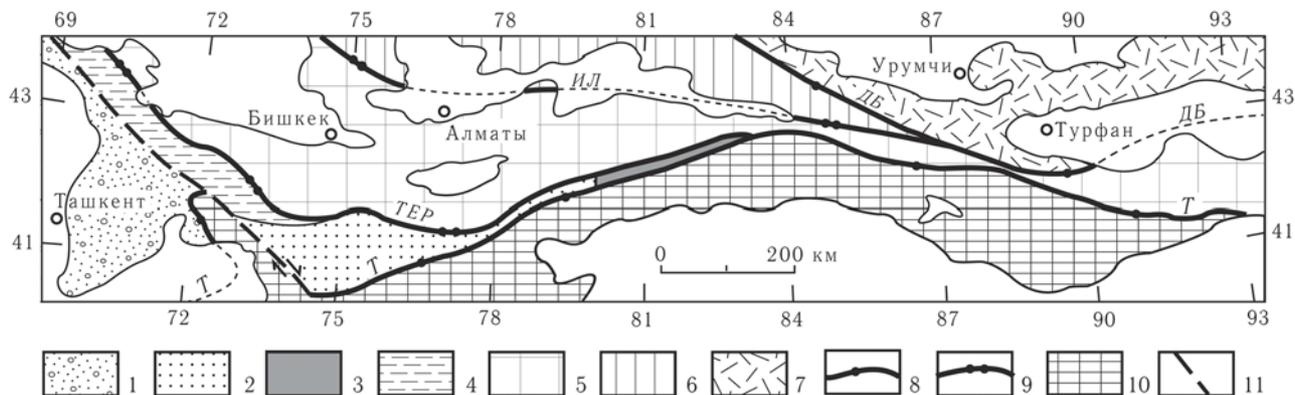


Рис. 2.1. Раннепалеозойские террейны и тектонические зоны Северо-Туркестанского домена
 1–7 — Северо-Туркестанский домен, террейны: 1–4 — Сырдарьинский (тектонические зоны: 1 — Чаткальская, 2 — Нарынская, 3 — Налацинская, 4 — Таласская), 5 — Иссык-Кульский, 6 — Борохоро, 7 — Богдашань; 8 — позднепалеозойские сутуры (ДБ — Джунгаро-Балхашская, Т — Туркестанская); 9 — раннепалеозойские сутуры (ТЕР — Терскойская, ИЛ — Илийская); 10 — Южно-Туркестанский домен; 11 — Таласо-Ферганский сдвиг

Чаткальская зона

Чаткальская зона занимает территорию Западного Тянь-Шаня и Кызылкума между Туркестанской океанической сутурой на юге и Таласо-Ферганским разломом на северо-востоке.

Фундамент. Наиболее древние датированные породы распространены в Чаткальском хребте (рис. 2.2). Они представлены метаморфизованными и мигматизированными офиолитами кассанского комплекса. Ассоциация пород включает перидотиты, пироксениты, горнблендиты, серпентиниты, листовиты, габбро-амфиболиты, гранатовые амфиболиты и кристаллические сланцы с гранатом, турмалином, ставролитом. Для цирконов из гранат-сланцевых сланцев определен U-Pb изохронный возраст 1925 ± 20 млн лет. Метаофиолиты слагают Семизсайскую тектоническую пластину (4000 м), которая надвинута на мраморы и кварциты неизвестного возраста. Офиолиты несогласно перекрыты метаморфизованным флишем, который предположительно относят к рифею. Рифейский Pb-Pb и K-Ag возраста имеют также граниты, расположенные в Пскемском и Таласском хребтах [Бакиров и др., 2003; Киселев и др., 1992; Рафиков, Мусаев, 1995; Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982].

Венд. На южном склоне Таласского хребта на гранитах, имеющих K-Ag возраст 825–915 млн лет, с базальными конгломератами лежат туфо-

генные породы и лавы трахибазальтов, трахиандезитов, трахитов (мурсашская св., 200 м). На них налегает толща, содержащая горизонты диамиктитов. Эта толща широко распространена в Сандалашском хребте (узунбулакская, шорашуйская, аяктерекская св., 2000 м). В основании видимого разреза здесь лежат плохо сортированные конгломераты с галькой кристаллических сланцев, которые выше сменяются флишем. В песчаниках наблюдали признаки автокинетических потоков. В средней части разреза толщи залегает горизонт диамиктитов с гальками и большими валунами гранитов, кристаллических и метаморфических сланцев, карбонатных, кремнистых и эффузивных пород. Вероятно присутствие среди них глыб ледникового происхождения. Рассматриваемые отложения распространены также в Пскемском хребте, на северном склоне Чаткальского хребта и в Большом Каратау. В Большом Каратау в толще с диамиктитами найдены микрофоссалии венда и акритархи раннего кембрия [Горбачев и др., 1993; Зубцов, 1971; Королев, Масумова, 1984; Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982].

Наиболее вероятно накопление описанных отложений в рифтогенном бассейне. На этих отложениях с нечетким стратиграфическим несогласием лежат породы с ископаемой фауной раннего кембрия.

Кембрий и ордовик. В раннем палеозое на территории Чаткальской зоны продолжалось фор-

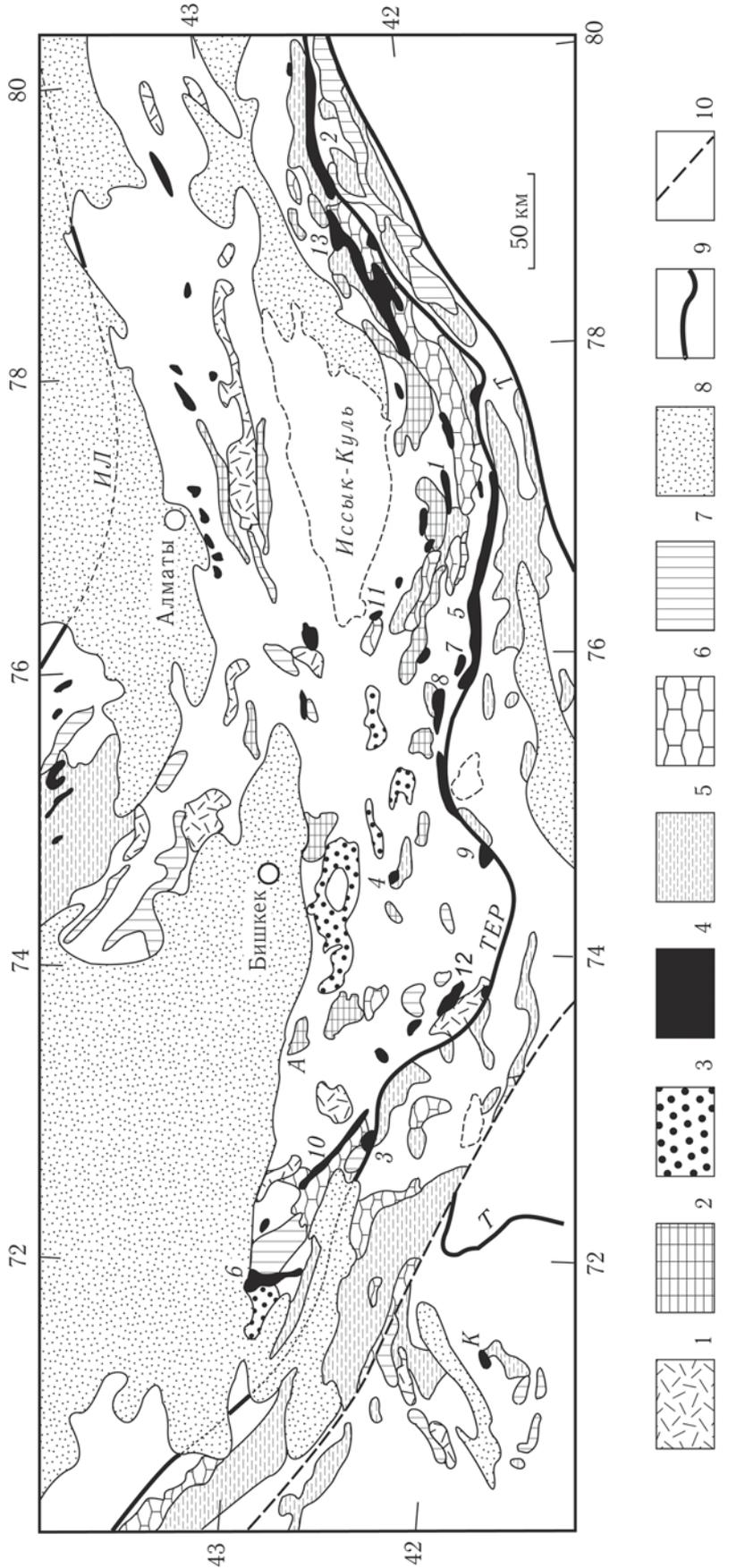


Рис. 2.2. Венд и ранний палеозой Северо-Туркестанского домена в Западном и Центральном Тянь-Шане

1-3 — средний-верхний ордовик: 1 — отложения субдукционные вулканиты, 2 — гранитоиды I-типа, 3 — осадки внутриконтинентальных бассейнов; 4-6 — венд — средний ордовик: 4 — породы океанической коры и океанических островных дуг, 5, 6 — осадки, в которых преобладают отложения континентального склона (5) и шельфа (6); 7 — сиалический фундамент (рифей и нижний синий); 8 — мезозой и кайнозой; 9 — океанические сутуры (ИЛ — Илийская, ТЕР — Терскайская, Т — Туркестанская); 10 — Таласо-Ферганский свиг
 11-13 — ореалы — фрагменты аллохтонов: 1 — Ашулдебе; 2 — Аштурук; 3 — Балачичкан; 4 — Джумгал; 5 — Капкашаш-Джетымбель; 6 — Караарча; 7 — Караджорго; 8 — Каракагты; 9 — Каракиче; 10 — Кенкол; 11 — Тегерек; 12 — Тогул; 13 — Тургеняксу
 А — Аспаринские тонолиты и гранодиориты, К — Каратерекские офиолиты

мирование турбидитов. В нижней части толщи турбидиты имеют глинисто-карбонатно-кремнистый состав. Среди них запегают линзы диамиктитов. В ордовикской части разреза содержатся туфы основного и среднего состава и базальты. Описанные отложения формировались в нестабильных преимущественно глубоководных условиях, прерываемых накоплением мелководных известняков и других пород (сандалашская, северочаткальская, бешторская, аютурская и др. св., 2000 м). В нижней части разреза найдены брахиоподы раннего кембрия, выше — трилобиты среднего—позднего кембрия, трилобиты, граптолиты и конодонты раннего, среднего ордовика и карадока [Горбачев и др., 1993; Далимов и др., 1998].

В разрезе венда—ордовика нет угловых несогласий. Нижний силур залегает на ордовике согласно или с размывом без углового несогласия, девонские отложения — с угловым и азимутальным несогласием.

Каратерекские офиолиты. На северном склоне Чаткальского хребта, в Каратерекском тектоническом блоке (К, рис. 2.2) заключены метаморфизованные офиолиты и ордовикские глубоководные вулканогенно-осадочные отложения. В тектонических соотношениях залегают: пироксениты, серпентиниты, габбро-амфиболиты и актинолитовые сланцы (1000 м) и неравномерно метаморфизованная стратифицированная толща (более 1000 м). Последняя сложена дистальным терригенным флишем с конодонтами аренигалландейло. Она содержит мощные пласты подушечных и трубных миндалекаменных базальтов, туфов и туфопесчаников, слои песчаников, аргиллитов, кремней [Христов и др., 1999]. Эти породы могут быть фрагментом океанической островной дуги.

Нарынская зона

Нарынская зона расположена между Терсейской океанической сутурой на севере, Туркестанской океанической сутурой на юге и Таласо-Ферганским разломом на западе (рис. 2.1)

Фундамент. В восточной части зоны в хребтах Куйлю и Сарыджаз распространены наиболее древние породы, известные в Северо-Туркестанском домене. Это — гнейсы, амфиболиты, мраморы

и кристаллические сланцы (св. куйлю). Из гнейсов и кристаллических сланцев были выделены цирконы двух генераций, для которых определены U-Pb изохронные возрасты 2,6 и 1,9 млрд лет [Киселев и др., 1993].

Более высокое стратиграфическое положение занимает толща вулканогенных и терригенных отложений, распространенная в Джетымтау, Нарынтау и хребте Акшийрак-восточный (большенарынская св., 2000 м). Разрез этой толщи, непрерывность которого сомнительна, имеет следующее строение. Его нижняя часть сложена измененными риолитами и туфами, пронизанными дайками и силлами микрогранитов. Для этой части разреза по цирконам определен U-Pb возраст в интервале 1250–1325 млн лет. Средняя часть толщи образована ритмично чередующимися терригенными породами, от конгломератов до пелитов, с прослоями известняков и потоками лав. Верхняя часть разреза сложена риолитами и их туфами, для которых по цирконам уран-свинцовым методом определены U-Pb возрасты 705 ± 10 и 830 ± 40 млн лет [Киселев и др., 1993]. Отложения позднего рифея и раннего синия, судя по их составу и строению, формировались в континентальном рифте.

Венд. На вышеописанных отложениях с угловым несогласием залегает толща, сложенная конгломератами, аркозовыми песчаниками с железомарганцевыми конкрециями, лавами кислого, среднего и основного состава, туфами и туфовыми турбидитами (св. сарыбель, кашкасу, жаргалач и др.). Вулканиты (до 1000 м) обладают повышенной щелочностью и антидромной последовательностью извержений — от риолитов, риодацитов и трахиандезитов в нижней части разреза до трахибазальтов в его верхней части [Королев, Максумова, 1984; Сагындыков и др., 1988; Судоргин, 1990]. Формирование этих отложений в континентальном рифте представляется наиболее вероятным.

Описанные отложения согласно надстраивает толща, содержащая диамиктиты (байконурская, джетымтау, джакболот, оттукская св., 3000 м). Несколько горизонтов диамиктитов разделены карбонатно-терригенными отложениями. В последних отмечены: повышенная углеродистость, косая слоистость, рябь течений; встречено несколько пластов измененных базальтов и туфов. В

Сарыджазском районе карбонатные породы имеют признаки автокинетических потоков. В Нарынтау породы слагают крупные ритмы, в строении которых участвуют диамиктиты (глыбовые, галечные, гравийные) и песчано-алевролитовые тонкоритмичные пачки. В толще присутствует градационная и конвюлютная слоистости. Изучение глыб и обломков, заключенных в диамиктитах, показало, что они имеют полигенное происхождение. Наряду с глыбами, несущими ледниковую(?) штриховку, много материала пролювиального происхождения. Состав обломков: граниты, известняки, кислые вулканы, кластиты. Породы офиолитовой ассоциации в обломках здесь встречены не были [Горбачев и др., 1993; Королев, Максумова, 1984]. В Малом Каратау (в Таласской зоне) аналогичные отложения содержат обломки пород офиолитовой ассоциации [Геология..., 1986], свидетельствующие о соседстве океанического бассейна. В целом, в рассматриваемой толще преобладают подводно-оползневые накопления и турбидиты, которые, вероятно, формировались на континентальном склоне к океаническому бассейну и у подножия континентального склона.

Стратиграфическое положение вышеописанного разреза, состоящего из двух согласно лежащих толщ, соответствует венду. Эти отложения перекрыты кембрийскими осадками.

Можно сделать общий вывод о том, что в венде земная кора Сырдарьинского террейна испытывала растяжение и континентальный рифтогенез. Эти процессы привели к открытию океанического бассейна.

Кембрий и ордовик. Раннепалеозойские отложения распространены в Джетымтау, Нарынтау, Молдотау, Байбичетау, Кокийримтау, в хребтах Акшийряк-восточный, Куйлю, Сарыджаз, в восточной части Терскейского хребта (рис. 2.2). На диамиктитах, относимых к венду, со стратиграфическим несогласием, отмеченным корой выветривания, лежит толща кремнистых и карбонатных пород (шорторская, байдамтальская, беркутская, олджобайская и др. св., 100–1000 м). Кремнистые породы представлены фтанитами, которые содержат молибден и ванадий. Они чередуются и замещаются по простиранию углесто-глинистыми или кремнисто-глинистыми сланцами. В верхней части разреза присутствуют крем-

нистые породы, обогащенные марганцем и гематитом. Карбонатные породы частью имеют признаки формирования в пелагической зоне (дистальные турбидиты), а частью принадлежат к проксимальной фации турбидитов. Глубоководные отложения доминируют в разрезе хребта Сарыджаз. В западной и средней частях Нарынской зоны (в Кокийримтау, Джетымтау) преобладают мелководные карбонатные породы, формировавшиеся на шельфе. Из описанных пород определены трилобиты среднего и позднего кембрия, конodontы позднего кембрия, граптолиты и конodontы раннего ордовика и лланвирна [Горбачев и др., 1993; Пучков и др., 1986; Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982; Чернышук, 1993].

Кембрийские и ранне-среднеордовикские отложения формировались преимущественно за счет биогенных процессов, когда в бассейн поступало мало терригенного материала. В среднем ордовике условия седиментации изменились. Со стратиграфическим несогласием на породах нижнего–среднего ордовика и трансгрессивно на более древних отложениях залегает толща ритмично слоистых полимиктовых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, иногда — с прослоями известняков (ичкебашская, сарыджазская и др. св., 1500 м). В ней содержатся брахиоподы, наутилоидеи и граптолиты среднего ордовика, карадока и ашгилла [Клишевич, Соболевская, 1993; Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982]. Вероятным фациальным аналогом этой толщи являются несортированные терригенные отложения, которые распространены вблизи северной границы зоны (ачикташторская св., 500 м). Базальные конгломерато-брекчии со стратиграфическим несогласием налегают здесь на породы нижнего–среднего ордовика. Выше лежат пуддинги и крупнозернистые песчаники, в которых чередуются зерновые потоки аркозового и грауваккового состава [Чернышук, 1993].

Вышеописанные отложения формировались на пассивной окраине Сырдарьинского раннепалеозойского террейна. Кембрийские и ранне-среднеордовикские осадки накопились на шельфе и континентальном склоне. Отложения среднего–позднего ордовика представлены в фациях континентального склона и несортированными накоплениями его подножия.

Среди отложений, лишенных фауны, интересна толща песчаников и конгломератов, в которых содержатся обломки островодужных вулканитов и офиолитов (каначуйская св., 1000 м). Эти обломки могли попасть в Нарынскую зону лишь после коллизии Сырдарьинского и Иссыккульского террейнов. Толща распространена в Кокийримтау, Молдотау, Джетымтау. Стратиграфическое положение толщи — между породами с граптолитами среднего–верхнего ордовика и отложениями среднего девона [Гесь, 1999; Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982]. Наиболее вероятно ее формирование в позднем ордовике, когда послеколлизионная орогенная моласа накапливалась в многих районах на территории Северо-Туркестанского домена.

Деформации. Небольшие останцы шарьяжей, сложенные породами офиолитовой ассоциации и среднеордовикскими островодужными вулканитами, были описаны в хребтах Чаарташ, Акшийрак-Восточный, Сарыджаз [Гесь, 1999, 2002].

Напряженность складчатых деформаций в породах венда и нижнего палеозоя различна на разных участках Нарынской зоны, немало складок с пологими крыльями и пологих моноклиналей, ограниченных позднепалеозойскими разломами. На других участках можно видеть сжатые опрокинутые складки. Простирающие осей больших складок параллельно простираению Терскейской океанической сутуры. На востоке Нарынской зоны оно — северо-восточное, на западе зоны — широтное.

В стратиграфическом разрезе, охватывающем венд и ранний палеозой, нет заметных угловых несогласий. Следовательно, складчатая структура зоны была создана не ранее карадока. Стратиграфические соотношения делают возможным формирование шарьяжей и складок в интервале от карадока до среднего девона, но кажется естественным связать шарьирование офиолитов и смятие в складки пород венда и нижнего палеозоя с коллизией Сырдарьинского и Иссыккульского террейнов в позднем ордовике.

Налацинская зона

Восточное продолжение Нарынской зоны известно в Западном Синьцзяне как зона Налацин (Nalaqin) [Gao et al., 1998] (рис. 2.1). Фундамент

зоны образован кристаллическими сланцами и гнейсами, имеющими Sm-Nd, U-Pb и Rb-Sr возраста в интервале от 2780 до 900 млн лет. Выше лежат вулканогенно-терригенные отложения и мраморы со строматолитами рифея [Брежнев, Раабен, 1992; Филатова, Хе, 2001; Gao et al., 1995]. На рифейские породы несогласно налегают диамиктиты синия. Туфы и лавы среднего и кислого состава, вероятно имеющие раннепалеозойский возраст, надвинуты на докембрийский фундамент. Несогласно на них и на докембрии лежат вулканиты островодужного типа с позднесилурийскими кораллами в прослоях известняков [Gao et al., 1998].

Южной границей этой узкой (10–15 км) тектонической зоны служит Туркестанская океаническая сутура, северной границей — восточное продолжение Терскейской океанической сутуры, частью обновленное молодыми разломами, частью — уничтоженное позднепалеозойскими гранитами.

Таласская зона

Таласская зона охватывает северный склон Таласского хребта, западную часть Сусамырского хребта и Малый Каратау (рис. 2.1). Она ограничена Терскейской океанической сутурой и разломами линии Николаева. В этой зоне распространены породы синия и раннего палеозоя. В Таласской зоне установлено шарьированное строение геологического разреза (рис. 2.3), который сложен тремя структурными единицами, снизу вверх: Талас, Кумыштаг и Узунахмат [Худолей, Семилеткин, 1992а, 1994].

Талас

В основании видимого разреза единицы Талас в одноименном хребте находится ритмичная толща с мощными (20–100 м) ритмами полимиктовых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Ее характеризуют градационная слоистость, следы оползания осадка, знаки волнения. В верхней части толщи присутствуют известняки с микрофитолитами позднего докембрия (сарыджонская, тагыртауская св., 2000 м). Вероятен вендский возраст этой толщи [Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982].

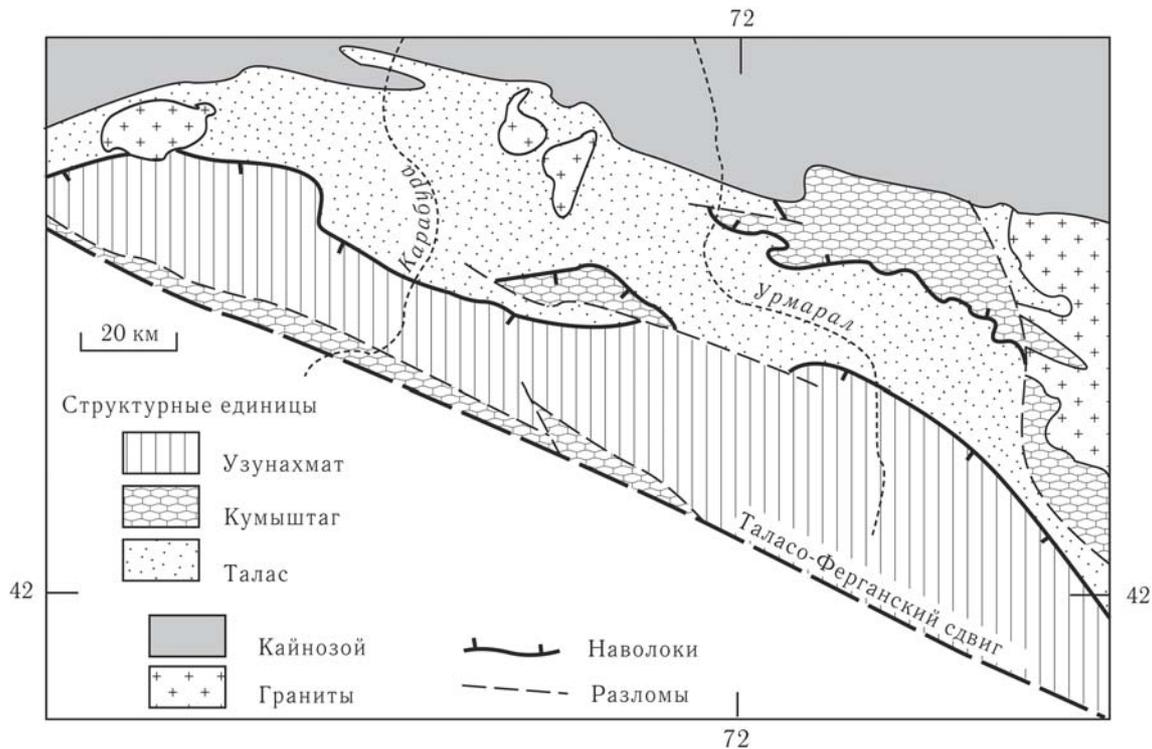


Рис. 2.3. Структурные единицы Таласской тектонической зоны на северном склоне Таласского хребта, по данным: [Клишевич, Семилеткин, 1995; Худолей, Семилеткин, 1992а]

На описанной толще согласно лежат карбонатно-терригенные отложения с тонкой флишевой ритмичностью (чаткарагайская и др. св., 2000 м). В строении ритмов участвуют гравелиты, известковистые песчаники, алевролиты, известково-глинистые сланцы, известняки. Наиболее широко распространены ритмы, сложенные кослоистыми калькаренидами и аргиллитами. В толще найдены радиолярии раннего кембрия, хиолиты кембрия, микрофоссилии тремодока, хитинозои ордовика–силура, а также примитивные фораминиферы, фрагменты трилобитов, губок. В Малом Каратау (в Кокджотском районе) в аналоге этой толщи были обнаружены брахиоподы среднего кембрия. Стратиграфический разрез единицы Талас венчает ритмично-слоистая пачка красных и зеленых мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов (кызылбельская св., 100 м). В одних разрезах эта пачка со стратиграфическим несогласием и базальными конгломератами лежит на подстилающих отложениях, в других — связана с ними постепенным переходом [Беккер и др., 1988; Клишевич, Семилеткин, 1995; Мамбетов, Максумова, 1995; Худолей, Семилеткин, 1992б].

Кумыштаг

Единица Кумыштаг расположена на территории хребтов Таласского, Сусамырского и Малого Каратау.

Таласский и Сусамырский хребты. В Таласском хребте в основании видимого разреза залегает толща, имеющая крупноритмичное строение (актугайская, чичканская, курганская и др. св., 500 м). Нижние элементы ритмов сложены кварцево-аркозовыми песчаниками или конгломератами, верхние — алевролитами, глинистыми сланцами, фтанитами и строматолитовыми доломитами. В верхней части этой толщи обломочные породы содержат пласты кластических и пепловых туфов риолитового и трахириолитового состава, для которых по цирконам определен U-Pb возраст 680 ± 20 млн лет [Киселев, 2001]. Строматолиты этой толщи сходны со строматолитами из нижней части юдомского комплекса Сибири [Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982]. В верхней части толщи породы красноцветные, с тонкой горизонтальной и диагональной слоистостью.

Выше лежит пачка с крупнообломочными диамиктитами, обычными в отложениях венда (конур-

тобинская, кумыштагская св., 100 м). Диамиктиты представлены несортированными валунными конгломерато-брекчиями с угловатыми обломками карбонатных пород, кварцитов, гранитов, основных и средних вулканитов, и окатанными гальками и валунами кислых вулканитов, гранитов, сиенитов, кремней, кварцитов. Диамиктиты чередуются с кварцевыми и полимиктовыми тонкослоистыми песчаниками и алевролитами [Королев, Максумова, 1984].

Описанные выше породы синия формировались в бассейне, который, вероятно, имел рифтогенное происхождение.

На отложениях синия со стратиграфическим несогласием, отмеченным корой выветривания, лежат карбонатные породы (бешташская св., 2000 м). В их нижней части найдены гастроподы и хиолиты атдабанского века, выше по разрезу — трилобиты и брахиоподы ленского века, вверху — трилобиты и брахиоподы нижнего и среднего ордовика, вплоть до лландейло [Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982]. В северо-западной части Сусамырского хребта на карбонатных породах согласно лежат серые и красные аргиллиты, алевролиты, песчаники и туфы с граптолитами и брахиоподами раннего лланвирна и лландейло-карадока (джайсанская св., 2000 м) [Буртман и др., 1961].

Малый Каратау. В Малом Каратау единица Кумыштаг занимает территорию Каройского района. Стратиграфический разрез единицы подобен разрезу Таласского хребта, но он более полный. В синии здесь в континентальном рифтогенном бассейне происходило формирование грубого проксимального флиша, прерываемого эпохами накопления тонкозернистых карбонатно-терригенных отложений и туфов трахитового, трахилипаритового, трахиандезитового, дацитового состава. В зернах песчаников и гальке конгломератов в изобилии присутствуют кварц, полевые шпаты, метаморфические породы. По гиероглифам определено направление переноса материала — в восточном и северо-восточном направлении. В том же направлении происходит замещение осадков менее грубыми и более глубоководными [Алексеев, 1992]. Одностороннее поступление терригенного материала в рассматриваемый бассейн с юго-запада позволяют предполагать существование на северо-востоке рифтогенного депоцентра, препятствовавшего притоку терригенного материала с

противоположного края бассейна. Этот континентальный рифт предшествовал раскрытию Терскейского океанического бассейна, породы океанической коры которого имеют кембрийский и ордовикский возраст.

Разрез синия в Малом Каратау венчает толща диамиктитов — красноцветных и пестроцветных несортированных конгломератов (кенгобысайская, ушбашская св., 200 м), которые со стратиграфическим несогласием лежат на подстилающих породах. Состав этих конгломератов отличается от состава обломочных пород, лежащих ниже по разрезу. Помимо терригенных компонентов, в конгломератах содержатся гальки ультрабазитов, габбро и красных кремней. На конгломератах со стратиграфическим перерывом лежат отложения с конодонтами томмотского века раннего кембрия [Геология..., 1986]. Вендский возраст конгломератов наиболее вероятен.

Породы офиолитовой ассоциации в гальке вендских конгломератов свидетельствует о том, что во время их накопления уже существовал Терскейский бассейн с океанической корой. Более того, океаническая кора должна была быть уже деформирована и подверглась абразии или эрозии.

В раннем палеозое на территории Малого Каратау на пассивной окраине океанического бассейна накапливались карбонатные осадки. В отличие от разрезов Таласского хребта, здесь есть отложения томмотского века, которые представлены фосфоритами, доломитами и спонголитовыми кремнями с конодонтами и хиолитами (чулактауская св., 100 м). Другим отличием является карбонатно-терригенный характер осадков среднего ордовика. Кембрий и ордовик охарактеризованы разнообразной фауной [Дубинина, 2000; Геология..., 1986].

В карбонатных породах среднего кембрия — нижнего ордовика выделяются мелководные и более глубоководные разности. Мелководная область находилась на юго-западе, более глубоководная — на северо-востоке района. Последняя заполнялась обломочными карбонатными породами, поступавшими из мелководной зоны. В лланвирне накапливались мелководные карбонаты, вслед за чем произошло углубление бассейна и в лландейлоском веке весь рассматриваемый район оказался на континентальном склоне Сырдарьинского террейна, где формировался карбонатно-терригенный флиш (жырыкаузская св., 500 м) [Алексеев, 1992; Геология..., 1986].

Зона шельфа сохранялась в раннем палеозое на территории Таласского хребта, где происходило накопление мелководных карбонатов.

Узунахмат

В Таласском хребте единица Узунахмат сложена флишем, который испытал динамометаморфизм, достигший зеленосланцевой стадии. В породах местами сохранились следы градационной слоистости. Нижняя часть толщи имеет карбонатно-терригенный состав, верхняя — терригенная. Органические остатки не найдены, вероятно, флиш имеет раннепалеозойский возраст.

Наволоч в подошве этой структурной единицы параллелен слоям вышележащих пород. Падение наволока на юго-запад — под углом 30° и круче. Над наволоком описаны зоны разлинзования и тектонические брекчии [Худолей, Семилеткин, 1992а]. Как правило, под наволоком лежат легко деформируемые аргиллиты, которые слагают верхнюю часть разреза единицы Талас. Они интенсивно перемяты, но в целом падение Узунахматского наволока и пород единицы Талас конформно. Наиболее вероятен доскладчатый генезис Узунахматского шарьяжа.

Изучение соотношения складчатых форм, кливажа и метаморфических преобразований показало, что породы единицы Узунахмат были метаморфизованы до смятия в складки [Фролова, 1982]. Этот метаморфизм не связан с позднепалеозойским Таласо-Ферганским разломом, вблизи от которого ныне расположена единица Узунахмат.

Деформации

Породы структурной единицы Талас смяты в линейные складки запад-северо-западного простирания. Вергентность складок встречная — от краев внутрь единицы. Складки осложнены продольными надвигами. Поперечное сокращение площади единицы в результате складчатости оценено в 30 % [Худолей, Семилеткин, 1992а]. В Малом Каратау складки имеют северо-западное простирание осей и юго-западное падение осевых поверхностей.

Породы единицы Кумыштаг в Таласском хребте слагают моноклинали и простые крупные склад-

ки, простирание которых параллельно осям складок в Таласской и Узунахматской единицах. Менее напряженное смятие пород единицы Кумыштаг, вероятно, обусловлено литологическим фактором.

Большой останец Кумыштагского шарьяжа расположен в междуречье Карабура—Урмарал (рис. 2.3). Он представляет собой пластину, моноклинально падающую на юг под углом 50° . Залегание Кумышташского наволока в подошве шарьяжа параллельно слоям в аллохтоне и в подстилающих породах единицы Талас. Это позволяет сделать вывод о том, что шарьирование имело место до образования складок. Наволок отмечен зоной милонитизации, мощностью 2–5 м [Клишевич, Семилеткин, 1995; Худолей, Семилеткин, 1992 а,б].

В Малом Каратау единица Кумыштаг состоит из нескольких тектонических пластин, толщиной от 0,7 до 4,5 км. В них повторяются фрагменты стратиграфического разреза этой структурной единицы. Поверхности наволоков, разделяющих тектонические пластины, залегают параллельно слоистостью в висячем и лежачем крыльях наволока независимо от величины угла падения. Зона шарьяжей Малого Каратау имеет ширину 20 км, оценка величины поперечного сокращения первоначальной площади структурной единицы в результате шарьирования — более 100 км [Алексеев, 1992].

Породы единицы Узунахмат смяты в линейные складки, частично опрокинутые, с осевым кливажом. Антиклинали более сжатые, чем синклинали. Оси складок имеют запад-северо-западное простирание. Складки сопровождаются сингенетичными надвигами, параллельными осевым плоскостям складок и поверхностям кливажа. Надвиги нередко заменяют антиклинальные складки, разделяя смежные синклинали. Преобладает северная вергентность складок и надвигов. При приближении к Таласо-Ферганскому разлому залегание всех структурных элементов — осевых плоскостей складок, кливажа, разломов — становится вертикальным. Соотношение между величинами осей эллипсоида деформации в зернах кварца из песчаников составляет 1,2–2,6, в зернах кремней и глинистых сланцев оно достигает 7,5. Поперечное сокращение площади структурной единицы в результате складчатости оценено в 50–70 % [Худолей, Семилеткин, 1994].

Последовательность и возраст деформаций. Раннепалеозойские деформации происходили в три стадии, наиболее ранней из которых была стадия шарьирования. На второй стадии деформации шарьяжи были смяты в крупные складки, имеющие северо-западное простирание осей. В Малом Каратау протяженность отдельных складок достигает 40 км. Их осевые поверхности падают на юго-запад под углом 60–90°. Преобладают сжатые складки, с кливажом осевой поверхности. Разломы, имеющие невыдержанную и относительно небольшую амплитуду, нарушают крылья и замки этих складок. Структурные формы третьей стадии — это система сопряженных разломов, диагональных по отношению к структурам второй стадии деформации. Она состоит из левых сдвигов широтного направления и правых сдвигов меридионального простирания. Разломы секут структуры более ранних стадий деформации и не затрагивают породы нижнего карбона.

Нижний возрастной предел для деформаций в Таласской зоне определяется лландейло-карадокским возрастом наиболее молодых пород, подвергшихся деформации. В Малом Каратау смятые в складки шарьяжи прорваны позднеордовикскими гранитами, имеющими Rb-Sr изохронный возраст 447 ± 4 млн лет [Алексеев, 1992]. Это определяет верхний возрастной предел описанных деформаций. В Таласском хребте в описанную структуру внедрились граниты, для которых определен U-Pb возраст 404 ± 15 млн лет [Киселев, 1999; Киселев и др., 1988].

Таким образом, в Таласском районе шарьирование и складчатость имели место в позднем ордовике. Они, вероятно, обусловлены коллизией Исыккульского и Сырдарьинского микроконтинентов, происходившей в это время.

В Таласском районе нет данных о направлении движения шарьяжей, и последовательность событий может быть восстановлена лишь предположительно. Породы Узунахматской единицы могли формироваться во внешней части континентального склона пассивной окраины Сырдарьинского террейна, где они были метаморфизованы во время коллизии. Другая возможность, которая кажется более вероятной, — формирование пород единицы Узунахмат в аккреционной призме у края Исыккульского террейна, где они подверглись динамометаморфизму. Затем во время коллизии

они были шарьированы на край Сырдарьинского террейна.

В процессе коллизии Сырдарьинского и Исыккульского террейнов единица Талас была подвинута под Кумыштагскую единицу, а затем обе они были перекрыты Узунахматским шарьяжем. Дальнейшее развитие коллизионного процесса привело к совместному смятию всех структурных единиц Таласского района. Оси возникших складок параллельны краю Сырдарьинского террейна и сuture Терскейского океанического бассейна.

2.2. Терскейский океанический бассейн

Офиолитовые и другие аллохтоны (28) — Караджоргинская океаническая островная дуга (32) — Сутура Терскейского океанического бассейна (33)

Породы океанической коры и океанических островных дуг распространены в широкой полосе, протягивающейся через Центральный Тянь-Шань от западной части Киргизского хребта до восточного окончания Терскейского хребта. Они находятся в тектонических соотношениях с окружающими породами, принадлежащими Исыккульскому террейну. На некоторых объектах наблюдали аллохтонное залегание офиолитов на породах нижнего палеозоя. В других случаях офиолиты ограничены молодыми разломами или интрузиями гранитов, и аллохтонное залегание офиолитов предполагается. Океанический бассейн, фрагментами коры которого являются эти офиолиты, называют Терскейским, а также Терскей-Кенкольским, Киргизско-Терскейским, Сакским и др. [Замалетдинов, Осмонбетов, 1988; Макарычев, Гесь, 1981; Мухин, Абдулаев и др., 1989; и др.].

Офиолитовые и другие аллохтоны

Западная часть офиолитовой полосы. В западной части Киргизского хребта находится ореада *Караарча* (6, рис. 2.2). Она сложена офиолитами, которые имеют тектонические контакты с окружающими осадочными и метаморфическими породами. Нижняя часть офиолитовой ассоциации

представлена пироксенитами, горнблендитами и расчлененным кумулятивным комплексом, сложенным пироксенитами и габброидами, в том числе — оливиновым габбро. Для лейкократового габбро определен Ag-Ag возраст по клинопироксену 480 ± 4 млн лет. Породы метаморфизованы до зеленосланцевой фации. В них описаны ветвистые разноориентированные трещины отрыва, залеченные лиственитами, отмечена кристаллизация метаморфогенных минералов в открытых трещинах. Метоморфизм не сопровождался образованием складок. Все это свидетельствует о том, что метаморфические изменения происходили в океанической коре в условиях тангенциального растяжения [Бакиров, Сакиев, 1999; Травин и др., 2002].

Мощная толща толеитовых базальтов, щелочных базальтов и андезито-базальтов, чередующихся с силицитами, принадлежит более высокой части разреза ореады Караарча. Широкое распространение имеют подушечные и миндалекаменные лавы. В верхней части толщи значительно количество лаво-брекчий и туфов. В разных частях разреза вулканитов в прослоях кремнистых пород содержатся конодонты позднего кембрия, нижнего и среднего ордовика [Максумова и др., 1987]. Ag-Ag возраст базальтов, определенный по клинопироксену, — 460 ± 6 млн лет [Травин и др., 2002]. На петрохимических диаграммах Пирса породы из нижней части разреза вулканитов, где преобладают щелочные породы, находятся в поле внутриплитных базальтов, а известково-щелочные базальты из верхней части разреза относятся к островодужной серии [Сакиев, 1991]. Спектры редких и редкоземельных элементов в известково-щелочных базальтах свидетельствует о их формировании над зоной субдукции [Ломизе и др., 1997]. Химические особенности клинопироксенов соответствуют островодужным условиям формирования лав [Симонов и др., 2001].

Ореада *Кенкол* (10, рис. 2.2) представляет собой тектоническую пластину, зажатую среди раннепалеозойских пород на южном склоне Киргизского хребта, откуда она протягивается на северный склон хребта Таласского. Тектонические линзы серпентинитового меланжа с блоками габбро и диабазов подстилают мощную толщу шаровых толеитовых базальтов и андезито-базальтов, туфов основного состава и яшм (терекская св., 2500 м). В кремнистых прослоях среди вулканитов обнаружены водоросли среднего кембрия, конодонты

позднего кембрия и радиолярии, датированные ранним ордовиком и лландейло-карадоком [Максумова и др., 1988; Митрофанова и др., 1983]. Петрохимические характеристики лав соответствуют частью океаническим базальтам, частью — вулканитам островных дуг; геохимические параметры базальтов (соответствующие N-MORB) свидетельствуют о их формировании в зоне спрединга [Гесь, Макарычев, 1985; Ломизе и др., 1997].

Небольшие тела ультрабазитов и базитов обнажены в северных предгорьях Таласского хребта — ореады *Балачичкан* (3, рис. 2.2). Они представлены пироксенитами, верлитами, оливинитами, вебстеритами и габброидами. Эти породы находятся в тектонических соотношениях с раннепалеозойскими осадочными и метаморфическими породами и прорваны позднеордовикскими и более молодыми гранитами [Сакиев, 1991].

На северном склоне Джумгалского хребта среди шарьяжей, сложенных раннепалеозойскими вулканогенно-осадочными толщами, залегает тектоническая пластина, мощностью 800 м, сложенная серпентинитовым меланжем с крупными глыбами различных пород — ореады *Джумгал* (4, рис. 2.2). В глыбах находятся пироксениты, габбро, комплекс параллельных даек габбро-диабазов и породы соседних тектонических пластин. Пластина меланжа вместе с пакетом шарьяжей полого погружается в юго-западном направлении. Данные структурных наблюдений позволили сделать вывод о движении аллохтонов с юга на север [Христов, Чернышук, 1987].

Ореада *Толук* (12, рис. 2.2) расположена в Сусамырском хребте. Серпентиниты находятся здесь в тектонических соотношениях с габброидами и подушечными толеитовыми базальтами, которые слагают основную часть офиолитового тела, прорванного позднеордовикскими гранитами. Петрохимический состав базальтов соответствуют лавам островных дуг, геохимические характеристики указывают на их формирование в раннюю стадию развития островной дуги или в зоне спрединга над зоной субдукции [Ломизе, 1994; Ломизе и др., 1997].

Ореада *Каракиче* (9, рис. 2.2) в восточной части Молдотау сложена серпентинитовым меланжем и перидотитами, на которых лежит габбро с роями параллельных даек базальтового состава. Выше залегают подушечные базальты, которые, судя по

геохимическим характеристикам, слагали основание островной дуги или формировались над зоной субдукции [Ломизе и др., 1997].

Офиолиты ореады *Каракатты* (8, рис. 2.2) в одноименном горном хребте надвинуты на нижнепалеозойские известняки. Наволок сопровождается дроблением и лежащими складками в известняках. В основании аллохтона находится серпентинитовый меланж (1000 м) с глыбами гарцбургитов, лерцолитов и вулканитов. По соотношению Cr-Ti перидотиты из меланжа принадлежат к породам зоны спрединга. На меланже лежат несколько мощных тектонических пластин, сложенных породами островодужного разреза, испытавшего тектоническую дивертикуляцию [Ломизе, 1994; Ломизе и др., 1997].

Нижний шарьяж образован туфами и туффидами базальтового и андезито-базальтового состава и кремнистыми сланцами с брахиоподами, тилобитами, гастроподами и наутилоидеями среднего ордовика (чолойская св., 2000 м) [Мамбетов, Апаяров, 1990]. Вероятно, из этой толщи были определены конодонты среднего аренига [Миколайчук, Куренков и др., 1997], уточняющие ее стратиграфическое положение. Петрохимические характеристики базальтов из туфобрекчий свидетельствуют о их островодужном происхождении, спектры редких и редкоземельных элементов указывают на океаническую островную дугу. В породах верхней части разреза вулканитов появляется обильный терригенный материал, в том числе — окатанные зерна кварца. Это позволяет предполагать, что в арениге произошло столкновение океанической островной дуги с сиалическим блоком [Ломизе и др., 1997].

На описанных породах лежит тектоническая пластина, сложенная подушечными толеитовыми базальтами с прослоями кремней, в которых были обнаружены конодонты позднего кембрия (каракаттинская св., 1000 м) [Киселев, Апаяров, 1987; Масумова и др., 1988; Миколайчук, Куренков и др., 1997]. На диаграмме AFM эффузивные породы находятся в поле океанических базальтов, по содержанию редких и редкоземельных элементов они принадлежат к толеитовым базальтам нормального и переходного типов (N-, T-MORB). Еще выше лежит шарьяж габброидов [Заршиков, 2003; Ломизе и др., 1997].

Ореада *Тегерек* (11, рис. 2.2) в северо-западных предгорьях Терской хребта сложена

офиолитокластовой олистостромой, которая состоит из блоков серпентинитов, пироксенитов, массивного и кумулятивного габбро и других пород офиолитовой ассоциации в карбонатном цементе. Олистострома слагает нескольких тектонических пластин, суммарная мощность которых превышает 1000 м. Насыщенность олистостромы офиолитами и размеры олистоплаков возрастают вверх по геологическому разрезу. Олистострома залегает на кварцевых песчаниках синия. Она смята в синформную складку, опрокинутую в северном направлении [Гесь, 2002]

Офиолиты ореады Караджорго. В хребте Караджорго находится смятый в складки и разбитый разломами ансамбль шарьяжей, в строении которого участвует пластина офиолитов (7, рис. 2.2). Последовательность шарьяжей в геологическом разрезе представляется в следующем виде [Хераскова и др., 1997]. В основании видимого геологического разреза находятся туфотурбидиты с пластами олистостромы. В глыбах известняков из олистостромы определены конодонты раннего аренига [Миколайчук, Куренков и др., 1997].

На этих породах лежит первая тектоническая пластина, сложенная известняками, калькаренидами, туфосилицитами и тефротурбидитами среднего и кислого состава с конодонтами позднего кембрия — раннего тремадока (караджоргинская и др. св., 1000 м). Преобладают проксимальные фации турбидитов, встречены лахаровые брекчии. В верхней части разреза этой тектонической пластины находится олистострома, на которой лежит вторая тектоническая пластина.

Нижняя часть второй пластины образована известняками и пачкой вулканогенных пород (200 м), в которой чередуются андезиты, подушечные андезито-базальты и туфы кислого и основного состава. Верхняя часть пластины сложена проксимальными туфотурбидитами с конодонтами позднего кембрия — тремадока. Условия формирования описанных отложений — склоны и подножие вулканов, вероятно расположенных в океанической островной дуге.

Третья тектоническая пластина сложена габбро, габбро-норитами и пироксенитами с дайками и роями параллельных даек [Миколайчук, Куренков и др., 1997]. Химический состав шпинелей из перидотитов свидетельствует об их становлении в срединно-океаническом хребте или в океанической

кой островной дуге. Изучение зональных шпинелей позволило сделать вывод о формировании пород в зоне спрединга и о их последующем преобразовании в зоне субдукции [Демина и др., 1995]. Вероятно, эти преобразования происходили в фундаменте островной дуги. Офиолиты прорваны ордовикскими гранитами и большей частью отделены молодыми разломами от раннепалеозойских осадочных пород. Фрагмент офиолитового комплекса, лежащий в виде аллохтона, сложен серпентинитовым меланжем, трубковыми базальтами и гиалобазальтами с прослоями кремней. В глыбах кремней среди меланжа обнаружены конодонты позднего кембрия, а в кремнях, лежащих на базальтах, — конодонты аренигского возраста [Хераскова и др., 1997]. На офиолиты шарьированы углеродисто-кремнистые сланцы со спикулами кембрийских губок (сокуташская св.).

Верхняя часть геологического разреза ореады Караджорго образована двумя «буренхайскими» шарьяжами докембрийских пород [Хераскова и др., 1997]. Нижний из этих шарьяжей сложен вулканогенно-терригенными породами, имеющими рифейский U-Pb возраст: глинисто-кремнистыми сланцами, риолитами, дацитами, туфами, андезит-базальтами и базальтами (джильбулакская, экургенкольская, бельчинская св.). Верхний буренхайский шарьяж образован метаморфизованными терригенными отложениями (тарагайская св., 1000 м) и лежащими на них шельфовыми известняками. Возраст пород этого шарьяжа не известен, обе тектонические пластины прорваны гранитами, для которых по цирконам определен вендский Rb-Rb возраст 611–626 млн лет [Миколайчук, Куренков и др., 1997].

Ансамбль шарьяжей хребта Караджорго формировался в два этапа.

На первом этапе, в синии был образован пакет из двух буренхайских шарьяжей (ныне — верхних). Наиболее благоприятные условия для возникновения шарьяжей — формирование аккреционной призмы на океанической окраине или коллизия сиалических блоков при закрытии океанического бассейна. Так как офиолиты не попали в буренхайские шарьяжи, более вероятно их формирование в аккреционной призме. Следовательно, можно предполагать, что к началу венда уже существовал Терскейский океанический бассейн и происходили аккреционные процессы на его окраине. Скорее всего, эти процессы имели место в

островной дуге или на нарынской (южной) окраине Терскейского океанического бассейна, так как в геологическом разрезе окраины Иссыккульского террейна буренхайские шарьяжи лежат выше шарьяжей, сложенных породами терскейской океанической коры.

Второй этап формирования ансамбля шарьяжей хребта Караджорго имеет раннеордовикский возраст. Система шарьяжей, включающих отложения раннего аренига, запечатана несогласно лежащими туфоконгломератами, туфопесчаниками и тонкозернистыми туффитами с граптолитами аренига–лланвирна [Хераскова и др., 1997]. Эти соотношения свидетельствуют о том, что столкновение океанической островной дуги с пассивной окраиной Иссыккульского террейна произошло в арениге.

Восточная часть офиолитовой полосы.

Далее на восток пояс офиолитов продолжается в центральную и восточную части хребта Терскей. Ультрабазиты и габроиды залегают в тектонических чешуях и блоках. Значительным распространением пользуются базальты, нередко подушечные, мощные толщи которых надстроены вулканогенно-осадочными островодужными отложениями. Вероятно, большинство пород, относимых к офиолитам в восточной части рассматриваемого пояса, принадлежали фундаменту раннепалеозойской океанической островной дуги.

Офиолиты ореады *Капкаташ-Джетымбель* (5, рис. 2.2) в одноименных горах представлены серпентинизированными дунитами, габброидами и основными вулканитами, с которыми гипербазиты и габбро граничат по разломам. Вулканическая часть ассоциации сложена массивными, подушечными и трубковыми базальтами с прослоями туфоконгломератов, известняков и кремней со спикулами губок раннепалеозойского облика (бельтепшинская св., 1000 м). По петролого-геохимическим характеристикам базальты относятся к низкотитановым островодужным толеитам. Более высокую часть разреза слагают базальты, андезиты, дациты, риолиты и их туфы с прослоями туфопесчаников и известняков с трилобитами, брахиоподами, гастроподами, остракодами, конодонтами ботомского яруса нижнего кембрия (султансаринская, течарская св., 2000 м). На них лежат туфы дацитов и риолитов, туфопесчаники, туфоалевролиты, с конодонтами позднего кемб-

рия в прослоях известняков [Миколайчук, Мамбетов, Мисюс, 1997].

Ореады *Ашулдебе* (1, рис. 2.2) и *Тургеньяксу* (13, рис.2.2) в средней и восточной частях Терскейского хребта состоят из тектонических блоков. В них заключены базальты, имеющие шаровую отдельность, которые чередуются с туфами, туффитами и кремнистыми породами. В толще также находятся потоки риолитов и риодацитов и прослои туфов кислого состава. В кремнях определены радиолярии кембрия–ордовика (терскейская св., 1500 м). Выше по разрезу лежит толща (1000 м) туфопесчаников и туфов с прослоями яшм, в которых содержатся радиолярии и спикулы губок раннепалеозойского возраста [Васильев, 1989].

Ореада *Аштурук* (2, рис. 2.2) расположена на восточном окончании Терскейского хребта. Она сложена шаровыми и массивными базальтами, которые содержат прослои конгломератов, кремней и мраморов с радиоляриями раннего–среднего кембрия. На базальтах лежит толща, образованная гиалотуфами андезито-базальтового состава, туфами кислого состава, туфоконгломератами, туфопесчаниками, кремнями, известняками [Васильев, 1989]. Эти породы находятся в тектонических соотношениях с окружающими отложениями.

Все описанные выше породы были шарьированы на Иссыккульский террейн. Небольшие остан-

цы шарьяжей, сложенные породами офиолитовой ассоциации и среднеордовикскими островодужными вулканитами, известны также в Нарынской зоне Сырдарьинского террейна — в хребтах Чаарташ, Акшийрак-восточный, Сарыджаз [Гесь, 1999, 2002]. Они лежат на раннепалеозойских отложениях. Корневая зона и направление движения этих шарьяжей не установлены. Структурное положение клиппенов делает возможным их происхождение как из Терскейского, так и из Туркестанского океанических бассейнов.

Караджоргинская океаническая островная дуга

Большая часть описанных офиолитовых аллохтонов ассоциирована с островодужными вулканитами и, вероятно, представляют собой породы фундамента океанических островных дуг. Это свидетельствует о том, что в кембрии — начале ордовика в Терскейском бассейне находилась океаническая (энсиматическая) вулканическая островная дуга или, что более вероятно, — ансамбль таких островных дуг. Были предприняты попытки выделить в этом ансамбле более ранние и более поздние вулканические дуги. Островодужный ансамбль и его части называют Караджоргинской, Капкаташской, Сарыбулакской, Чолойской, Восточно-Терскейской дугами [Бакиров, Максумова, 2001; Дег-

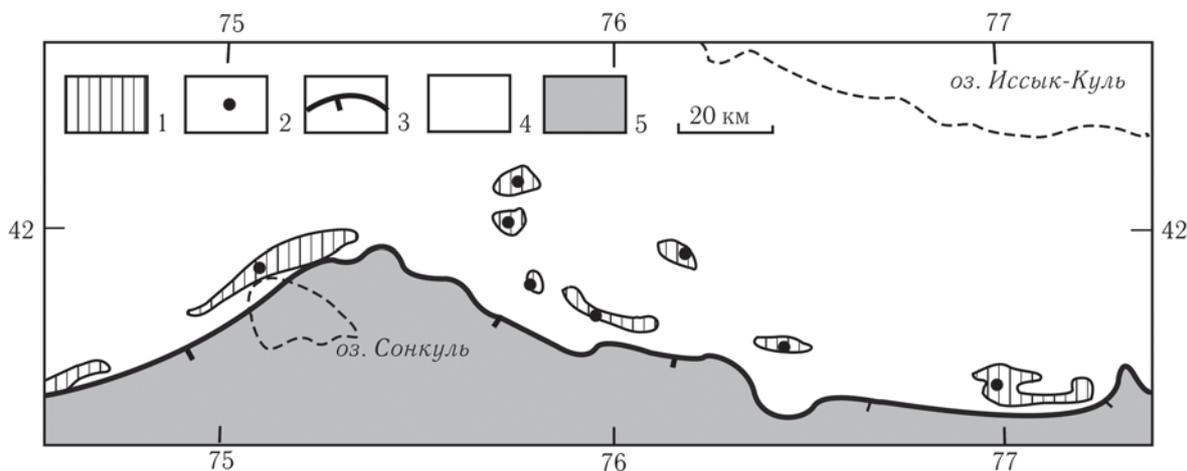


Рис. 2.4. Раннеордовикские гранитоиды в Присонкульском районе Иссыккульского террейна, по данным: [Миколайчук, Куренков и др., 1997]

- 1 — субдукционные гранитоиды раннего ордовика, внедрившиеся в породы Караджоргинской океанической островной дуги; 2 — места отбора проб, позволивших определить по циркону U-Pb и Pb-Pb возрасты пород в интервале 500–470 млн лет; 3 — позднепалеозойский надвиг — «линия Николаева»; 4 — Иссыккульский террейн; 5 — Сырдарьинский террейн

терев, 1998; Миколайчук, Куренков и др., 1997; Хераскова, 1998]. Будем пользоваться названием «Караджоргинская дуга» для всего ансамбля.

Породы Караджоргинской дуги прорваны небольшими массивами раннеордовикских гранитоидов (майторский, сонкультауский и др. массивы), имеющих U-Pb и Pb-Pb возрасты по циркону в интервале 500–470 млн лет (рис. 2.4). Они представлены кварцевыми диоритами, гранодиоритами и более поздними кварцевыми монцонитами и кварцевыми сиенитами. Эти гранитоиды прорывают породы офиолитового основания островной дуги, кембрий-нижнеордовикские островодужные вулканы и терригенно-карбонатные отложения склонов дуги [Миколайчук, Куренков и др., 1997]. Сотношение между K, Ca, Na, Al в гранитоидах позволяет признать в них гранитоиды М-типа, характерные для островных дуг. Спектры редких и редкоземельных элементов в этих породах также соответствуют спектрам в гранитоидах островных дуг [Гесь, 1999].

Караджоргинская океаническая островная дуга разделяла Терскейский океанический бассейн на две ванны — Нарынскую задуговую и Кенсайскую преддугую. Донные отложения Кенсайского бассейна сохранились в хребте Ичкелетау. В тектонической пластине здесь заключены пестрые аргиллиты, песчаники и алевролиты с граптолитами аренига, содержащие прослой кремней, известняков и горизонты турбидитов (кенсайская св., 1000 м). Состав песчаников свидетельствует о существовании двух источников сноса. Одним из них была Караджоргинская островная дуга, откуда поступали обломки вулканитов. Другим источником сноса был Иссыккульский микроконтинент, откуда поступали кварц, плагиоклаз, слюда, обломки кварцитов, гранитов [Максумова, 1999]. Вероятно, эти отложения формировались в позднюю эпоху существования Кенсайского преддугового бассейна, близкую к его закрытию.

Сутура Терскейского океанического бассейна

Сутура Терскейского океанического бассейна разделяет породы Сырдарьинского и Иссыккульского раннепалеозойских террейнов. Она находится южнее и западнее полосы офиолитовых аллохтонов, лежащих на породах Иссыккульского террейна. Ныне там развиты породы раннепалеозойского

Сырдарьинского террейна и его позднепалеозойского чехла, которые в конце палеозоя были надвинуты на Иссыккульский террейн и перекрыли Терскейскую сутуру. В результате этого, сутурная линия Терскейского океанического бассейна представлена на земной поверхности системой позднепалеозойских надвигов и сдвигов. Она проходит в западном направлении вдоль Терскейского хребта, огибает котловину озера Сонкуль, продолжается в хребте Молдотау, откуда следует в северо-западном направлении через Сусамырский хребет и восточную часть Таласского хребта в Таласскую котловину. Продолжение этой сутуры на территории Казахстана перекрыто молодыми осадками. Раннепалеозойские породы Малого Каратау принадлежали Сырдарьинскому раннепалеозойскому террейну и сутура Терскейского бассейна расположена восточнее района их распространения. Она может быть под молодыми осадками пустыни Муюнкум, где офиолиты были вскрыты скважиной [Авдеев, Ковалев, 1989] или под верхнепалеозойскими породами восточной части Малого Каратау.

2.3. Иссыккульский террейн

2.3.1. Центральный Тянь-Шань (33) — 2.3.2. Восточный Тянь-Шань (40)

Породы раннепалеозойского Иссыккульского террейна находятся на территории Центрального и Восточного Тянь-Шаня (рис. 2.1). Этот террейн — царство палеозойских гранитов. Осадочные и вулканогенные раннепалеозойские отложения представлены в виде фрагментов геологических и стратиграфических разрезов пород, которые подверглись деформациям и испытали воздействие интрузий.

2.3.1. Центральный Тянь-Шань

Проторозой

Ранний проторозой. Основание Иссыккульского террейна сложено глубоко и многократно метаморфизованными породами, которые выведены на поверхность в хребтах Киргизском, Кендыктас, Кастекском, Заилийском, Кунгейском, Терскейском (рис. 2.2). Изотопные возрасты в интер-

вале 1,6–2,2 млрд лет получены для этих пород U-Pb методом по цирконам в Киргизском и Заилийском хребтах [Киселев и др., 1993].

Изучение метаморфического комплекса Заилийского и Кастекского хребтов позволило расшифровать первичный состав метаморфизованных пород и предложить геодинамическую интерпретацию их происхождения [Бакиров и др., 2003]. Здесь распространены гнейсы, эклогиты и мигматиты, которые находятся в тектонических соотношениях друг с другом. Вероятно, наиболее низкое положение в геологическом разрезе занимает структурная единица Кокбулак, сложенная мигматитами, субстрат которых состоит из метаморфизованных осадочных пород: карбонатов, обломочных кварцитов, графитистых сланцев. Возраст мигматизации определен U-Pb методом в 2200 ± 50 млн лет. Вероятно, более высокое положение в геологическом разрезе занимает структурная единица Копурелесай, сложенная офиолитами, которые метаморфизованы до зеленых сланцев и амфиболитов и частично мигматизированны (капчигайская, копурелесайская св.). В этой структурной единице содержатся метаморфизованные ультрабазиты, расслоенное габбро, базальты, силициты. Геохимическая специализация магматических пород соответствует базальтам океанических рифтов.

На метаофиолитах лежит структурная единица Актюз, сложенная пелитами, метаморфизованными до зеленых сланцев, кристаллических сланцев и гнейсов. Метапелиты содержат прослой мраморов и кварцитов осадочного происхождения. Среди этих пород залегают линзовидные тела метабазитов, представленные амфиболитами и эклогитами. Петрохимическое изучение эклогитов говорит о принадлежности пород к толеитовым базальтам срединно-океанического хребта, а спектр редкоземельных элементов соответствует спектру внутриплитных базальтов. Для гнейсов получен U-Pb возраст 1230 млн лет, для эклогитов — Rb-Sr изохронный возраст 749 ± 14 млн лет. Предполагают, что эти результаты отмечают более поздние термально-метаморфические события [Бакиров и др., 2003; Киселев и др., 1993; Tagiri et al., 1995].

Геодинамическая интерпретация этих данных позволяет предполагать существование в раннем протерозое океанического бассейна, породы которого слагают среднюю структурную единицу описанного геологического разреза. Породы нижней

структурной единицы Кокбулак вероятно принадлежат пассивной окраине этого бассейна, породы верхней структурной единицы Актюз могли формироваться на континентальной окраине или в островной дуге. Высказано также предположение, что единица Актюз сложена глубинным эклогитическим меланжем, выжатым из палеозоны субдукции [Бакиров и др., 2003].

Рифей. Рифейские породы, возраст которых определен по строматолитам и альфа-свинцовым методом, распространены в западной части Киргизского хребта. Разрез сложен кварцевыми песчаниками, конгломератами и известняками, отлагавшимися в мелком континентальном море (ортотауская св., 3000 м) [Докембрий..., 1982; Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982].

Рифейские отложения иного типа находятся на южном склоне Терской хребта. Их видимый разрез начинается углеродистыми аргиллитами и алевролитами, содержащими кислый пирокластический материал. Выше следует толща метаморфизованных риолитов, дацитов, туфов и туффитов, на которой лежат андезитово-базальты и базальты (джильбулакская, экургенкольская, бельчинская св., 2000 м). Для циркона из кислых лав получены определения Pb-Pb возраста — 1380 и 1090 млн лет. Петрохимический состав основных лав показал их принадлежность к высокотитановым внутриплитным базальтам, что, в сочетании с антидромным строением разреза, свидетельствует о формировании пород в континентальном рифте [Киселев и др., 1993; Миколайчук, Куренков и др., 1997].

Определения U-Pb возраста в рифейском интервале получены также для некоторых гранитоидов из Киргизского, Сусамырского, Кунгейского и Терской хребтов [Киселев, 1999]. Образование этих пород трудно связать с какими-либо определенными тектоническими событиями.

Синий. В хребте Кунгей на гнейсах и мигматитах лежат кислые эффузивы (каракорумская св.), для которых по циркону определен Pb-Pb возраст в интервале 740–840 млн лет [Миколайчук, 1998]. В западной части Киргизского хребта залегают кварцевые песчаники и тонкослоистые глинистые и углеродистые известняки с желваками кремней и микрофитолитами синия (учкошойская св., 1500 м). Подобные отложения распространены в восточной части Таласского хребта, где в извест-

нях также были собраны строматолиты и микрофитолиты, характерные для синия [Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982]. К синию предположительно относят и некоторые другие толщи. Нет данных, которые позволили бы выделить отложения вендского возраста. Известны лишь гранодиориты и диориты в Терскейском хребте, U-Pb возраст которых соответствует венду [Киселев и др., 1993].

Ранний палеозой

В кембрии и раннем ордовике осадочные отложения накапливались на терскейской и илийской пассивных окраинах Иссыккульского террейна. В среднем ордовике в террейне возникли краевые магматические пояса и внутриконтинентальные седиментационные бассейны.

Осадочные отложения на терскейской окраине. До среднего ордовика южная окраина Иссыккульского террейна, обращенная к Терскейскому океаническому бассейну, была пассивной. На континентальном склоне формировались терригенные отложения, на шельфе преобладали карбонатные осадки (рис. 2.2).

Шельф. В западной части Киргизского хребта залегает толща, сложенная известняками, песчаниками, туфами и туффитами с трилобитами среднего и позднего кембрия (котуджанская св., 600 м) [Геологическая карта..., 1981]. На южном склоне этого хребта известняки чередуются с глинисто-карбонатными сланцами (терсбутацкая, овская св., 1500 м), они содержат спикулы губок и радиоциаты, свидетельствующие о принадлежности к раннему палеозою. В хребте Ичкелетау распространена толща известняков — частью обломочных, водорослевых, оолитовых, с граптолитами аренига–лланвирна в верхней части разреза (айлямпа-тауская св., 1000 м) [Клишевич, Семилеткин, 1995].

На северном склоне Сусамырского хребта обнажены известняковые конгломераты, песчаники, алевролиты, кремнисто-глинистые породы, с прослоями туфов и туффитов, с брахиоподами, трилобитами и граптолитами среднего ордовика (джайсанская св., 1000 м). Несогласно на этих породах лежат конгломераты и туфоконгломераты, которые вверх по разрезу сменяются ритмич-

ным чередованием песчаников и алевролитов, содержащих мшанки, трилобиты и наутилоидеи среднего ордовика (музторская св., 1000 м) [Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982].

В Капкаташе в тектоническом блоке заключены известняки с водорослями, спикулами губок, радиоляриями и брахиоподами нижнего–среднего ордовика (карагырская св., 1000 м) [Миколайчук, Мамбетов, 1998]. В западной и центральной частях Терскейского хребта на тонкослоистых алевролитах и кварцевых песчаниках лежит мощная толща мраморизованных известняков (суекская, талдысуйская св., 2000 м). Эти отложения прорваны гранитами, радиометрический возраст которых определяет верхний предел накопления осадков в среднем ордовике. В восточной части того же хребта залегает толща, представляющая собой чередование углеродистых глинистых сланцев и известняков (ашуайрыкская св., 1500 м). В обеих толщах обнаружены органические остатки, свидетельствующие о раннепалеозойском возрасте [Максумова, 1999].

Континентальный склон и его подножие. В Ичкелетау в тектонических пластинах залегает толща углеродистых аргиллитов, алевролитов, кварцевых песчаников и радиоляритов со слепками мелкой ряби и тонкой косою слоистостью, характерной для контурных течений. Среди этих пород находятся грубообломочные породы с обломками мелководных известняков и песчаников, которые сформированы в результате оползней и деятельности гравитационных потоков. Количество грубообломочных пород возрастает вверх по разрезу толщи (актерекская св.). В этих отложениях собраны граптолиты аренига и брахиоподы лланвирна [Максумова, 1999].

В Джумгалском хребте отложения континентального склона находятся в аллохтонном залежании. В нижней части видимого разреза залегает толща, в которой чередуются пачки конгломерато-брекчий, турбидитов, олистостром и кремней (актойская, западносуекская и др. св., 2000 м). Конгломерато-брекчии состоят из обломков известняков, габбро, базальтов, андезитов, диоритов и основных туфов. Олистостромы содержат олистоплаки известняков с брахиоподами среднего кембрия. Турбидиты образованы туфопесчаниками и алевролитами с градационной и косою слоистостью. Кремни тонкослоистые красные,

зеленые, черные, с прослоями кремнистых алевролитов. В верхней части разреза преобладают турбидиты грауваккового состава, наряду с которыми присутствуют аркозовые породы. Это позволяет предполагать существование двух источников материала — вулканической островной дуги и континента. В турбидитах обнаружены граптолиты позднего аренига—лланвирна, конодонты раннего ордовика и позднего лландейло — раннего карадока, радиолярии среднего ордовика [Христов, 1997; Христов, Чернышук, 1987]. Формирование нижней части разреза, вероятно, происходило у подножия континентального склона. Турбидиты верхней части разреза, источником материала для которых служили островная дуга и континент, отмечают начало коллизии островной дуги с континентом.

В Присонкульском районе — в хребтах Караджорго, Капкаташ, Байдула, Сонкуль, Молдотау — распространены терригенные флишевые отложения среднего ордовика (долонская, джолджилгинская и др. св., 2500 м). В хребте Караджорго они с угловым несогласием лежат на вулканогенных породах позднего кембрия — раннего ордовика, слагавших аккреционную призму, сформированную в аренигское время. В основании разреза залегают конгломераты с галькой подстилающих вулканитов и глыбами шельфовых известняков, содержащих конодонты позднего кембрия — раннего тремодока. В алевролитовом цементе конгломератов содержатся граптолиты ордовика. На конгломератах лежит толща дистальных турбидитов с конодонтами аренига и граптолитами, свидетельствующими о принадлежности пород к среднему и позднему аренигу. Разрез надстроен толщей проксимальных турбидитов, сложенной ритмично чередующимися конгломератами, гравелитами и песчаниками. Состав пород становится менее грубым вверх по разрезу. В прослоях глинисто-кремнистых сланцев содержатся граптолиты раннего и позднего лланвирна и угнетенные формы трилобитов. По простиранию проксимальные турбидиты переходят в пуддинги и конгломераты с гальками и валунами известняков, песчаников, вулканогенных пород. В Капкаташе верхняя часть разреза (джакшинская св., 800 м) сложена дацитовыми и андезито-дацитовыми туфами, пестроцветными алевролитами и кварцевыми песчаниками с граптолитами лланвирна—карадока [Зима, Максумова, 1990; Миколайчук,

Куренков и др., 1997; Миколайчук, Мамбетов, 1998; Хераскова и др., 1997].

На северном склоне Молдотау обнажены терригенные отложения позднего ордовика, которые, вероятно, надстраивают описанный разрез. Мощная толща сложена песчаниками и алевролитами с прослоями оолитовых известняков (табылгатинская св., 2000 м). Породы в нижней части разреза имеют зеленую окраску, в верхней — красную, где появляются косослоистые пачки, конгломераты с галькой кварца. Граптолиты и брахиоподы изучены во многих горизонтах разреза. Нижняя часть толщи принадлежит среднему лландейло, верхняя — раннему и позднему карадоку [Зима, 1962].

В целом, описанный разрез среднего—верхнего ордовика Присонкульского района свидетельствует об эволюции обстановки осадконакопления от континентального подножия и нижней части континентального склона (средний—поздний арениг) к верхней части континентального склона (средний ордовик) и к прибрежным условиям, включая аллювиальные (карадок).

Восточнее, в средней части Терской хребта, в тектоническом блоке сохранилась толща проксимальных турбидитов с брахиоподами среднего ордовика. Вверх по разрезу турбидиты сменяются кварцевыми песчаниками и конгломератами (арабельская св., 1300 м). В восточной части Терской хребта вероятным аналогом описанной толщи являются песчано-алевролитовые отложения с граптолитами среднего ордовика (сулусайская св., 2000 м) [Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982]. В Терской хребте распространены также филитизированные флишевые и сланцевые толщи (их относили ранее к рифею), в которых найдены органические остатки, свидетельствующие о раннепалеозойском возрасте.

Осадочные отложения на илийской окраине. В кембрии илийская окраина Иссыккульского террейна, подобно терской окраине, была пассивной. В хребте Кунгей на гнейсы (изотопный возраст которых находится в пределах позднего рифея — раннего синия) трансгрессивно, с конгломератами в основании, налегают кварцевые песчаники, углеродисто-глинистые сланцы и мелководные известняки со спикулами губок и акритархами, характерными для кембрия (торай-

гырская св., 1000 м) [Миколайчук, 1998]. Более высокое положение в стратиграфическом разрезе занимает пестрая ритмичная толща вулканических и полимиктовых песчаников, алевролитов и кремнистых туффитов с гиероглифами, кошой слоистостью, следами оползания осадка, знаками ряби, трещинами усыхания. В этих породах найдены граптолиты и брахиоподы раннего тремадока (чолпонатинская св., 1500 м). Несогласно, с конгломератами в основании, на описанных отложениях лежат водорослевые и органогенно-обломочные известняки с брахиоподами раннего ордовика (долонатинская св., 100 м), которые согласно перекрыты глинистыми и алевроитовыми сланцами с граптолитами позднего аренига. На северном склоне хребта Кунгей распространена груборитмичная толща известковистых конгломератов, песчаников и алевролитов с брахиоподами, трилобитами и граптолитами лланвирна и лландейло [Бакиров, Нурманбетов, 1964; Грищенко и др., 1987].

В Кастекском хребте известны обнажения конгломератов и песчаников с конодонтами аттдабанского века и водорослевых известняков, которые согласно перекрыты кремнями и слоистыми известняками с конодонтами, трилобитами и брахиоподами позднего кембрия (карагайлинская св., 300 м). В ордовике на территории Кастекского хребта был расположен карбонатный риф, окруженный грубым флишем с обломками известняков (картабулгинская св., 1000 м). В нижней части рифа содержатся конодонты раннего ордовика, выше — трилобиты и конодонты среднего ордовика, а также водоросли, брахиоподы, гастроподы, криноидеи. Во флише обнаружены граптолиты лланвирна [Королев и др., 1998].

В Кендыктасе распространены песчаники и глинистые сланцы с прослоями конгломератов, углесто-глинистых сланцев, кремней, фосфоритов и известняков с трилобитами и брахиоподами среднего и позднего кембрия (жайсанская св., 3000 м) и толща терригенного флиша, в которой содержатся брахиоподы, указывающие на возрастной интервал в пределах кембрия и тремадока (джамбульская св., 2000 м). Более высокое положение в стратиграфическом разрезе занимают косослоистые кварцевые песчаники, алевролиты, аргиллиты и известняки с трилобитами, брахиоподами, гастроподами и граптолитами тремадока, аренига и лланвирна (кендыктасская, агалатасская, курдайская,

щербактинская св., 2500 м) [Геологическая карта..., 1981].

В восточной части хребтов Заилийского и Кунгей на среднем ордовике и трансгрессивно на более древних породах лежат песчаники и конгломераты с прослоями известняков, в которых содержатся брахиоподы, пеллециподы, гастроподы и трилобиты карадокского века (1000 м) [Чабдаров, 1962].

Осадочные отложения внутриконтинентальных бассейнов. В конце аренига и в среднем ордовике в Иссыккульском террейне возникли внутренние бассейны. Их образование было обусловлено коллизией Иссыккульского и Сырдарьинского террейнов, инициировавшей тафрогенез и орогенез. В таких бассейнах накопились мощные толщи обломочных пород (рис. 2.2)

На западной оконечности Киргизского хребта залегают толща красных и зеленых кварцевых, аркозовых, полимиктовых и туфогенных грубозернистых песчаников и алевролитов, отчасти косослоистых, с прослоями конгломератов и известняков с брахиоподами, трилобитами и граптолитами среднего и позднего ордовика (тектурмасская, алмалинская, карасайская и др. св., 5000 м) [Геологическая карта..., 1981; Козицкая, 1964].

В средней части Киргизского хребта широко распространены терригенные отложения среднего ордовика (карабалтинская, чонкаиндинская, джарташская св., 7000 м.). Нижняя часть видимого разреза сложена массивными и тонкослоистым зелеными алевролитами и мелкозернистыми песчаниками с прослоями аргиллитов и линзами известняков. В этой толще найдены трилобиты лланвирна и граптолиты лландейло, а вблизи ее кровли — брахиоподы лландейло [Буртман, 1960; Клишевич, Семилеткин, 1995]. На эти породы несогласно, с конгломератами в основании, налегают полимиктовые и кварц-полевошпатовые, большей частью красноцветные песчаники и алевролиты, с прослоями оолитовых известняков. В толще много косослоистых пачек, встречены отпечатки ряби и капель дождя, следы усыхания и растрескивания осадка. В этой части разреза были найдены конодонты лланвирна. Выше согласно лежит толща тонкослоистых углеродисто-глинистых алевролитов и известняков с прослоями кварцевых песчаников. Из этой толщи определены конодонты лландейло [Клишевич, Семилет-

кин, 1995]. В разных частях описанного разреза были встречены редкие прослои туфов и лав кислого и среднего состава, в том числе — трахиандезитов. Состав и строение осадков свидетельствуют об эволюции условий осадконакопления от обстановки предгорий или грабена к мелководной прибрежно-дельтовой обстановке и далее — к анаэробным условиям седиментации [Христов, Шилов, 1998].

На южном склоне Сусамырского хребта залегают красноцветные и пестроцветные кластиты (1000 м) с брахиоподами раннего—среднего карадока [Мисюс, 1993]. Толща красноцветных и пестрых песчаников и алевролитов (800 м) с брахиоподами позднего ордовика обнажена на северном склоне Заилийского хребта [Белькова, Огнев, 1964]. На восточном окончании этого хребта распространены красноцветные конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты и известняки с трилобитами, гастроподами и брахиоподами ашгилла (сюгатинская св., 1000 м) [Бекжанов и др., 2000]. Пестроцветные кластиты и сланцы с моллюсками карадока известны также в восточной части хребта Кунгей [Чабдаров, 1962].

Вулканогенно-осадочные отложения. На территории Иссыккульского террейна продукты субдукционного магматизма имеют ордовикский возраст. Вулканы распространены ограниченно, значительно шире развиты ордовикские субдукционные граниты (рис. 2.2). Ареалы распространения ордовикских вулкаников тяготеют к терскайской и илийской окраинам Иссыккульского террейна.

Породы терскайского ареала распространены в Киргизском и Сусамырском хребтах. В западной и средней частях Киргизского хребта обнажена толща (кепташская, баркольская, утмекская св., 5000 м), низы разреза которой сложены полимиктовыми песчаниками, алевролитами, туфопесчаниками, пепловыми туфами, с пластами андезитов и известняков с брахиоподами, цефалоподами, трилобитами, гастроподами раннего—среднего ордовика [Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982]. Верхняя часть разреза значительно более насыщена вулканиками — андезитами, дацитами и их туфами, но возраст пород менее определенный. Имеются сведения о находке в них губок позднего ордовика [Медведев и др., 1964]. Вероятно, в этой части разреза в северной части Сусамырского хребта были найдены наутилоидеи и

мшанки среднего—позднего ордовика [Буртман и др., 1961].

В южной части Сусамырского хребта распространены терригенные и вулканогенно-осадочные отложения среднего—верхнего ордовика (толукская св., 2000 м). Нижняя часть видимого разреза сложена серыми алевролитами и песчаниками с зернами кварца, полевого шпата, обломками песчаников и эфузивов. В алевролитах содержатся граптолиты лланвирнского яруса. Выше согласно лежит толща (450 м), сложенная кластолавами андезитов, которые чередуются с дацитами, липарито-дацитами, туфопесчаниками и алевролитами с граптолитами раннего лландейло и брахиоподами карадока. На лавах лежат серые песчаники и алевролиты, которые вверх по разрезу согласно сменяет толща красноцветных и пестроцветных кластитов. В них содержатся брахиоподы раннего—среднего карадока [Мисюс, 1993].

Породы илийского ареала обнажены на восточном окончании Киргизского хребта и в хребтах Кендыктас, Кастек, Заилийском, Кунгейском, Кетмень. В восточной части Киргизского хребта развиты андезиты, туфобрекчии и туфы с прослоями кремнисто-глинистых сланцев, песчаников и известняков с брахиоподами и фораминиферами среднего ордовика (окторкойская св., 1500 м).

В хребте Кендыктас на породах с граптолитами лланвирна согласно лежит толща, сложенная андезитами и их туфами, туфопесчаниками, туфоконгломератами, песчаниками и алевролитами с горизонтами известняков, в которых обнаружены брахиоподы и трилобиты лландейло и карадока (ргайтинская, кескинтасская св., 2500 м). [Бекжанов и др., 2000].

На северном склоне Кунгейского хребта эффузивы среднего и основного состава залегают в виде прослоев среди вулканомиктового флиша, содержащего граптолиты и брахиоподы раннего тремадока. Там же на породах с граптолитами лланвирна со стратиграфическим несогласием лежат лавы андезитового и андезито-базальтового состава, вулканические брекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники, кремни (коксуйская св., 500 м). В обломке известняка из этой(?) толщи был определен трилобит карадоковского века. На южном склоне Заилийского хребта залегает толща туфоалевролитов, туфопесчаников, туфоконгломератов (2000 м), отчасти косослоистых, с трилобитами тремадока,

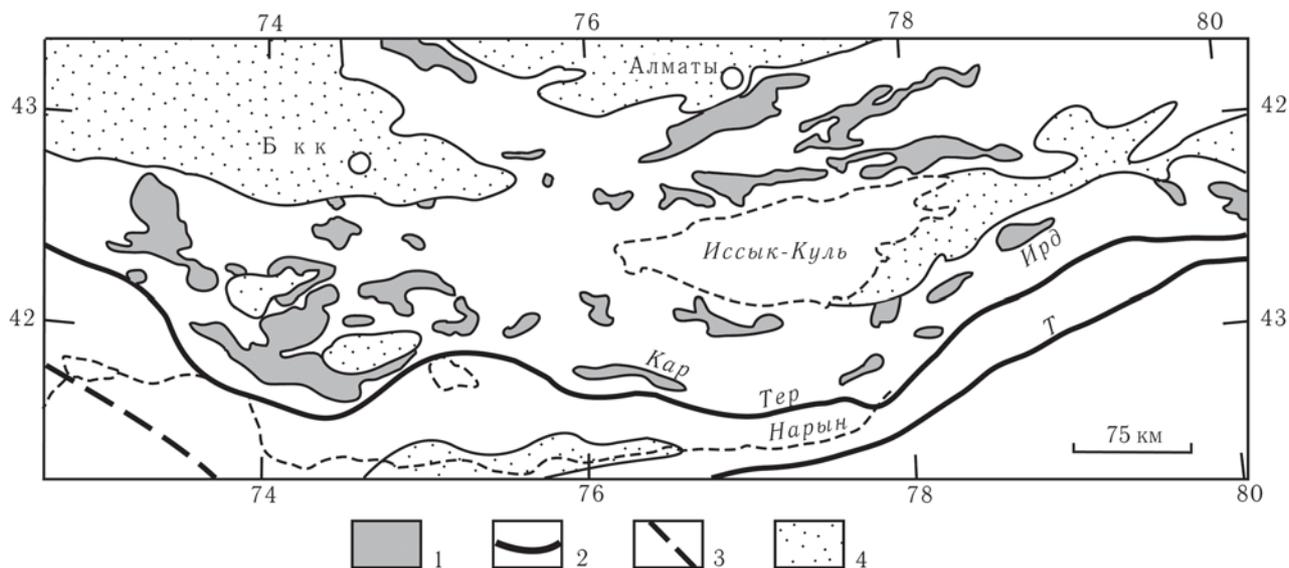


Рис. 2.5. Коллизионные гранитоиды в Иссыккульском террейне

1 — гранитоиды S-типа позднего ордовика — силура (массивы: *Ирд* — Ирдыкский, *Кар* — Каракуджурский); 2 — сuture океанических бассейнов (*Тер* — Терской, *Т* — Туркестанской); 3 — Таласо-Ферганский сдвиг; 4 — кайнозойские впадины

аренига и лландейло [Бакиров, Нурманбетов, 1964; Грищенко и др., 1987].

В хребтах Кастек и Кетмень распространены базальты, андезит-базальты, туфы, туфопесчаники и известняки (кутурганская св., 1000 м) с брахиоподами и трилобитами лланвирна — раннего карадока.

Гранитоиды. В среднем и позднем ордовике и раннем силуре в Терской хребте и к западу от него внедрились большие массы гранитоидов, имеющих U-Pb и Pb-Pb возраст по циркону в интервале 465–435 млн лет (рис. 2.2, 2.5). Это — граниты и гранодиориты, кварцевые диориты, кварцевые монзониты. Интрузии обычно многофазные, более поздние фазы имеют более кислый состав. Судя по петрохимическим параметрам и минеральному составу, среди них находятся субдукционные граниты I-типа и коллизионные граниты S-типа. Более ранние диориты, монзониты, гранодиориты отнесены к I-типу, а более поздние гранодиориты и граниты — к S-типу [Гесь, 1997, 1999; Mineral deposits map..., 2001].

Субдукционные гранитоиды I-типа, имеющие среднеордовикский или средне-позднеордовикский возраст, образуют два краевых магматических пояса андийского типа. Южный (Терской) пояс протягивается вдоль Терской и Киргизской хребтов параллельно сuture Терской

океанического бассейна, к северу от нее. Формирование гранитоидов этого пояса обусловлено субдукцией коры Терской бассейна. U-Pb изохронный возраст 464 ± 2 млн лет получен для гранодиоритов из небольшого массива гранодиоритов, кварцевых монзонитов и гранитов, расположенного на западной оконечности Киргизского хребта [Киселев, 1999]. Верхний возрастной предел для формирования этой интрузии определен стратиграфическим налеганием на граниты отложений с граптолитами и брахиоподами среднего ордовика. Среднеордовикский возраст имеют тонолиты и гранодиориты Аспаринского массива в средней части Киргизского хребта (А, рис. 2.2), на которых трансгрессивно, с конгломератами в основании, лежат отложения среднего–верхнего ордовика. Определения возраста других массивов гранитоидов рассматриваемого типа опирается на радиометрические данные [Киселев, 1999].

Внедрение гранитных массивов северного (Зайлийского) краевого магматического пояса, которые находятся на территории хребтов Зайлийского и Кунгей, вероятно связано с субдукцией со стороны Илийского океанического бассейна. В Зайлийском хребте на этих гранитоидах лежат красноцветные кластиты с фауной ашгилла [Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982].

Гранитоиды S-типа широко распространены в Иссыккульском террейне. Они прорывают отложе-

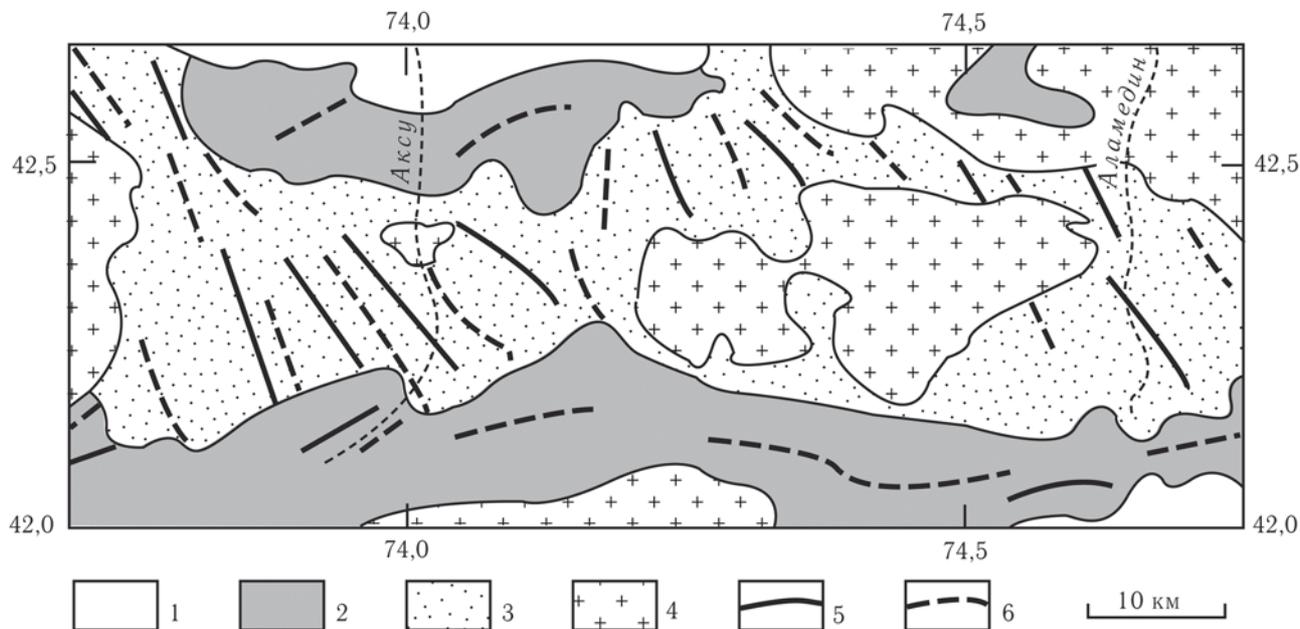


Рис. 2.6. Складки в породах ордовика и среднего палеозоя в средней части Киргизского хребта, по данным: [Буртман и др., 1961; Захаров, 1992; Помазков, Бузов, 1960]
 1 — кайнозой; 2 — девон и нижний карбон; 3 — средний–верхний ордовик; 4 — граниты; 5 — антиклинали; 6 — синклинали

ния позднего ордовика и граниты I-типа. Возрастной интервал гранитов S-типа охватывает поздний ордовик и силур. Для гранодиоритов Каракуджурского (Кар, рис. 2.5), Ирдыкского (Ирд, рис. 2.5) и некоторых других массивов в Терской хребте по цирконам определен U-Pb изохронный возраст 433–437 млн лет [Киселев, 1999].

Деформации. Раннепалеозойские деформации на окраинах и в средней части Иссыккульского микроконтинента имеют существенные различия. В конце среднего или в начале позднего ордовика породы Караджоргинской океанической островной дуги были шарьированы на отложения континентального склона и шельфа терсейской окраины Иссыккульского микроконтинента, а офиолитовые тектонические покровы надвинуты на породы этой островной дуги, на отложения окраины Иссыккульского микроконтинента и на породы его фундамента. Затем они были совместно смяты в складки.

Подобная ситуация имеет место и на илийской окраине Иссыккульского террейна: в Кунгейском хребте описана толща раннепалеозойских андезито-базальтов, которая залегает в виде шарьяжа на шельфовых известняках того же возраста [Миколайчук, 1998].

Раннепалеозойские отложения Иссыккульского террейна смяты в складки. На окраинах террейна преобладают складки, оси которых параллельны простиранию Терсейской и Илийской сутур. Примерно такое же направление имеют позднепалеозойские складки. При отсутствии стратиграфического контакта между раннепалеозойскими и девон-каменноугольными отложениями бывает затруднительно разделить результаты раннепалеозойской и позднепалеозойской складчатости. Иное положение во внутренних частях террейна, где вследствие интерференции напряжений раннепалеозойские складки имеют иные направления и простираются под углом к направлению более поздних складок (рис. 2.6).

2.3.2. Восточный Тянь-Шань

В Западном Синцзяне (Xinjiang) на продолжении Иссыккульского террейна нижнепалеозойские породы неизвестны. По-видимому, они включены в состав рифейских комплексов, как это было недавно в Центральном Тянь-Шане. Восточная часть Иссыккульского террейна находится южнее Турфанской впадины. Там, в горах Кавабулак (Kawabulak),

на земную поверхность выведены метаморфизованные вулканогенно-терригенные отложения и гранито-гнейсы рифея с U-Pb возрастом цирконов в интервале 1400–950 млн лет и отложения нижнего кембрия — среднего ордовика, которые представлены кремнями с радиоляриями, песчаниками, алевролитам, известняками, с прослоями туфов в среднем ордовике [Hsu et al., 1994; Hu et al., 2000; Филатова, Хе, 2001].

2.4. Илийский океанический бассейн

Останцы смятых в складки шарьяжей, сложенные породами Илийской полосы офиолитов, расположены в Чу-Илийских горах и хребтах Кендыктас, Кунгей и Заилийском.

К северу от Тянь-Шаня, в Чу-Илийских горах в Жалаир-Найманской тектонической зоне Южного Казахстана развиты раннепалеозойские офиолиты. Серпентинитовый меланж, дуниты, перидотиты, пироксениты, габбро, базальты, амфиболиты, кремни находятся в тектонических соотношениях друг с другом, а часто и с окружающими отложениями. Протяженность этой офиолитовой зоны — более 500 км. Большой фрагмент океанической коры (Андасайский массив) сложен серпентинизированными дунитами и гарцбургитами (3000 м) и кумулятивным комплексом (500 м), состоящим из лерцолитов, верлитов, пироксенитов, горнблендитов, габброидов. Эти породы граничат по тектоническим контактам с массивным габбро, дайками базальтов и серпентинитовым меланжем, содержащим блоки раннепалеозойских осадочных пород [Чу-Илийский рудный пояс..., 1980].

Среди базальтов Жалаир-Найманской тектонической зоны преобладают субщелочные и щелочные породы (ащисуйская и др. св). По петрохимическим характеристикам, они близки к базальтам окраинных морей. Кремни и кремнистые сланцы, принадлежащие офиолитовой ассоциации, содержат прослой известняков с брахиоподами, конодонтами и граптолитами среднего–позднего кембрия, раннего ордовика и лланвирна. Для плагиогранитов из офиолитов Жалаир-Найманской зоны по цирконам определен Pb-Pb возраст 510 млн лет [Gruschka et al., 1998]. Галька ультрабазитов, габ-

бро и базальтов содержится в отложениях со среднеордовикской фауной. Несогласно на офиолитах лежат терригенные породы позднего ордовика. В этой же зоне встречены эклогиты, вероятно выжатые из зоны субдукции [Авдеев, Ковалев, 1989; Бекжанов и др., 2000; Чу-Илийский рудный пояс..., 1980; Якобчук, 1990].

В Заилийском хребте в основании видимого разреза одного из останцов (Сарытауский клиппен) находятся серпентинизированные дуниты, гарцбургиты, лерцолиты и верлиты (300 м). Выше следуют кумулятивные габбро и пироксениты (800 м), габбро-диабазы (500 м), слой параллельных даек (500 м) и подушечные базальты (1000 м) [Авдеев, Ковалев, 1989; Гесь, 2002].

В западной части хребта Северный Кетмень (в горах Кулуктау) находится несколько линзовидных тектонических блоков широтного простирания, сложенных офиолитами и ограниченными позднепалеозойскими разломами, вероятно — сдвигами. В одном из блоков заключена тектоническая пластина офиолитов, которая налегает на толщу песчаников, конгломератов и известняков с трилобитами лландейло и брахиоподами среднего ордовика. В гальке конгломератов много пород офиолитовой ассоциации. Разрез офиолитовой пластины начинается серпентинизированными гарцбургита с блоками родингитов и лиственитов. Выше расположены габбро-диабазы и подушечные базальты (300 м), а затем — фосфат-фтанитовые ритмиты со спикулами губок [Авдеев, Ковалев, 1989; Чабдаров и др., 1971]. В другом тектоническом блоке, шириной более 2 км, содержится тектонический меланж, сложенный раздробленными шаровыми базальтами, красными кремнями, серпентинитами, лиственитами, габбро, хлоритовыми сланцами и другими породами.

Приведенные данные о строении и положении офиолитов позволяют сделать вывод о том, что они представляют собой фрагменты коры раннепалеозойского океанического бассейна. Его называют Илийским, а также Чу-Илийским, Жалаир-Илийским. Эта океаническая кора была обдуцирована на Иссыккульский сиалический блок в среднем ордовике, о чем свидетельствует тектоническое налегание офиолитов на неритовые отложения лландейло и обломки офиолитов в отложениях этого возраста.

Сутура Илийского океанического бассейна является северной границей раннепалеозойского

Иссыккульского террейна (рис. 2.1, 2.2). В Тянь-Шане эта сутура находится севернее зоны развития офиолитов в хребтах Кетмень и Заилийском и к югу от хребта Борохоро.

2.5. Борохоро террейн

Террейн Борохоро (Borohoro) занимает территорию одноименного хребта Восточного Тянь-Шаня (рис. 2.1) и продолжается на северо-запад в Джунгарский хребет Восточного Казахстана. Террейн имеет древний метаморфический фундамент, на котором в палеозое формировались вулканогенно-осадочные отложения.

Наиболее древние породы — гнейсы, для которых Sm-Nd, R-Sr и U-Pb методами получены определения возраста в интервале 1,5–2,0 млрд лет [Филатова, Хе, 2001]. Выше залегают доломиты (с фосфоритами), кремни и известняки с микрофлорой и строматолитами позднего протерозоя. Несогласно на них лежит толща известняков, алевролитов и фосфатоносных сланцев с горизонтами диамиктитов, обычных в разрезах синия. На диамиктитах лежат фосфатоносные алевролиты и кремни, согласно перекрытые известняками с трилобитами и брахиоподами позднего кембрия. Нижний ордовик представлен аргиллитами, алевролитами, песчаниками и олистостромами(?), средний ордовик — песчаниками, алевролитами, кислыми и средними вулканитами. Эти породы прорваны раннепалеозойскими гранитами [Gao et al., 1998; Hsu et al., 1994].

Глава 3

Южно-Туркестанский домен в раннем палеозое

Породы Южно-Туркестанского домена слагали обширный Алай-Таримский палеозойский континент. Ныне они образуют Таримский массив древних пород, палеозойский чехол этого массива и Южную геологическую провинцию Тянь-Шаня. В этой главе рассмотрено строение тяньшаньской части Южно-Туркестанского домена.

3.1. Западный Тянь-Шань

Фундамент. В Западном Тянь-Шане основание Алай-Таримского террейна обнажено в Байсунском, Сулутерекском, Гармском и Горифском массивах метаморфических пород.

Породы Байсунского массива распространены в южных отрогах Гиссарского хребта (в горах Байсунтау, Сурхантау, Сусызтау) и представлены мощным комплексом гнейсов и кристаллических сланцев. Возраст цирконов из этих пород определен альфа-свинцовым методом в 660–700 и 1120–1280 млн лет, пироксена — 1750 млн лет. Определения метаморфизма пород получены калий-аргоновым методом в интервале 300–1400 млн лет [Докембрий..., 1982].

Сулутерекский массив метаморфических пород находится в южной части Ферганского хребта. Он

сложен катаклазированными гнейсами и кристаллическими сланцами, на которых несогласно лежат серицит-хлоритовые и серицит-кварцевые филлиты, мраморы и кварциты. Возраст пород неизвестен, они перекрыты позднепалеозойскими отложениями. Вероятно, в Сулутерекском массиве выведен на дневную поверхность фундамент Таримской платформы [Вонгаз, 1958; Сеницын, 1957, 1959].

Гармский массив метаморфических пород расположен в Каратегинском хребте. Он включает древние и палеозойские породы, которые находятся в тектонических соотношениях. Древний блок образован гнейсами, мигматитами, амфиболитами, кварцитами, мраморами, кристаллическими сланцами (каратегинская, сангикарская, гармская, сободайская и др. св., 5000–8000 м). Значительную часть этих пород составляют метаморфизованные ультрабазиты и базиты. Породы испытали метаморфизм в гранулитовой фации и диафторез в амфиболитовой фации. Pb-Pb возрасты биотитовых гнейсов и мигматитов определены в 2,6–3,0 млрд лет, диафторитов — в 600 ± 150 млн лет. Палеозойские породы надвинуты на эти древние образования [Буданов, 1993; Мельничук, 1987, 1988; Хорева и др., 1975].

Горифский массив образован метаморфическими породами, обнаженными в восточной части Зеравшанского и Гиссарского хребтов. Мас-

сив состоит из тектонических пластин, сложенных метабазами, яшмо-кварцитами, метаграувакками, метапелитами и содержит линзы серпентинизированных гарцбургитов и метагаббро (горифская, амшутская, сорбогская и др. св.). Метабазиты по петрохимическим характеристикам соответствуют океаническим толеитовым базальтам. Породы превращены в сланцы с хлоритом, актинолитом, винчитом, кросситом. Метаморфизм происходил в интервале температур 450–500 °С, при давлении, достигавшем 5–8 кбар. Определения Pb-Pb возраста метапелитов находятся в интервале 583–745 млн лет. Pb-Pb возраст цирконов из метавулканитов, определенный методом термоионной эмиссии, дал результаты в интервале 770–1240 млн лет, по другим данным — он более 1500 млн лет. На Горифский массив тектонически налегают палеозойские породы [Мельничук, 1988, 1989; Минаев, 1978, 1982; Дук, 1990, 1995а].

Породы Горифского массива вероятно представляют собой комплекс метаморфического ядра Южного Тянь-Шаня. Тектонический контакт древних пород массива с палеозойскими породами, отмеченный милонитами, являются поверхностью тектонического отслоения (детачмента) в кровле метаморфического ядра. Древние породы Гармского массива могут иметь такое же происхождение. Горифский и Гармский комплексы подобны метаморфическому ядру североамериканских Кордильер [Copey, 1980], но, в отличие от него, находятся на пассивной окраине палеозойского континента. Экспонирование метаморфического ядра обусловлено растяжением коры и совпадает с кульминацией магматизма [Скляров и др., 1997]. Вероятным временем подъема метаморфического ядра Южного Тянь-Шаня является пермский период, когда в Южном Тянь-Шане в условиях сдвигового режима возникли зоны растяжения [Баженов, Буртман, 1997] и внедрились многочисленные интрузии. Локализация пород метаморфического ядра может быть обусловлена возникновением зоны растяжения по системе «пулл-апарт».

Венд и кембрий. В Западном Тянь-Шане вендские(?) и кембрийские породы известны на территории Алай-Таримского террейна во вторичном залегании — в виде блоков в меланже, олистолитов в более молодой олистостроме, тектонических

линз. Мощность фрагментов разрезов в редких случаях превышает 100 м.

Онколитовые известняки с микрофитолитами венда обнаружены в Алайском хребте и его предгорьях. Кембрийские породы описаны на многих участках Туркестанского, Алайского, Восточно-Алайского хребтов. Это — мелководные отложения: известняки, известковистые алевролиты и песчаники, иногда — с прослоями кремней, содержащие археоциаты раннего кембрия, трилобиты и брахиоподы среднего и позднего кембрия [Абдуллаев и др., 1977; Ахмеджанов и др., 1979; Бискэ, 1987; Бискэ, Старшинин, 1965; Ванина, 1987; Кухтиков, 1968; Лыточкин и др., 1993; Репина и др., 1975]. На основании этих данных можно сделать вывод о том, что в кембрийское время на значительной части рассматриваемого района накапливались карбонатные породы, обычные для пассивных окраин и внутриконтинентальных морей. Вероятно, в подобных условиях отлагались и известняки венда.

В горах Карачатыр распространены отложения иного типа — толща риолитов, дацитов, базальтов, туфов и кластолав среднего и кислого состава (дедебулакская св., 500 м). Среди них находятся линзовидные тела известняков с археоциатами, брахиоподами и трилобитами ленского и амгинского веков раннего и среднего кембрия и с хитинозоа ордовика–силура [Абдуллаев и др., 1978; Тесленко и др., 1983]. По петрохимическим характеристикам вулканогенные породы соответствуют островодужным вулканитам [Ванина, 1988]. Одновременность вулканитов и содержащих ископаемую фауну известняков вызывает сомнения. Более вероятно, что раннепалеозойские известняки слагают олистолиты в олистостроме с вулканомиктовой матрицей [Ванина, 1987] и древнее вулканитов.

В Алайском хребте в аллохтонном положении находятся также фрагменты туркестанской океанической коры, имеющие кембрийский возраст. Они будут описаны в пятой главе при характеристике аллохтонной структурной единицы Талдык, содержащей среднепалеозойские породы океанической коры.

Ордовик. Ордовикские отложения представлены в терригенных, кремнистых и карбонатных фациях.

Терригенные и кремнистые отложения. На южном склоне Алайского хребта (в междуречье

Кызылсу и Коксу-западной) в терригенном меланже пермского возраста заключены блоки углеродисто-глинистых, алевроитовых, глинисто-кремнистых и кремнистых сланцев с граптолитами аренига, лланвирна и лландейло-карадока. Мощность пород в блоках превышает 200 м [Лыточкин и др., 1993].

В северных предгорьях Туркестанского хребта обнажены алевролиты и аргиллиты с граптолитами тремадокского века. Алевроитовые, глинистые и кремнистые сланцы с конодонтами и граптолитами среднего ордовика известны в западной части Туркестанского хребта (в горах Мальгузар, Чумкартау). На западном окончании гор Мальгузар в «Тамерлановых воротах» обнажен смятый в изоклинальные складки и будинированный дистальный флиш с конодонтами раннего и среднего ордовика. Видимая мощность толщ, датированных ископаемой фауной, — менее 100 м [Абдулаев и др., 1987; Далимов и др., 1998; Рахимов, 1989; Репина и др., 1975].

В Туркестанском и Алайском хребтах известны также фрагменты стратиграфических разрезов, сложенные песчаниками и алевролитами с граптолитами позднего ордовика [Бискэ, 1987; Репина и др., 1975].

Блоки глинистых сланцев с трилобитами и брахиоподами среднего ордовика описаны в Зеравшано-Гиссарском районе в бассейне р. Ягноб [Расчленение..., 1976]. Разрез позднего ордовика, содержащий туфогенные породы, изучен в западной части Зеравшанского хребта в Китабском заповеднике (шахриомонская св., 400 м). Его нижняя часть образована алевролитами, кварцевыми и полимиктовыми песчаниками с линзами известняков, в которых содержатся брахиоподы, трилобиты, цистоидеи позднего лландейло — раннего карадока. Средняя часть этого разреза сложена конгломератами, туфопесчаниками, кислыми туфами и лишена ископаемой фауны, верхняя часть разреза — песчаниками, алевролитами и известняками с брахиоподами, кораллами, трилобитами ашгилла [Ким и др., 1975].

На южном склоне Гиссарского хребта средний и поздний ордовик представлены аргиллитами, кварцевыми песчаниками, песчанистыми известняками с брахиоподами и кораллами (чошская св.). В этом районе распространены также метаморфические зеленые сланцы, филлиты, кварцевые песчаники и мраморы (обизарангская

св.), из которых были определены микрофоссилии и хитинозои кембрия и раннего ордовика [Расчленение..., 1976; Стратиграфический словарь..., 2001].

Карбонатные отложения. На северном склоне Алайского хребта и в его предгорьях во вторичном залегании (глыбы в меланже, галька в конгломератах) обнаружены известняки с брахиоподами аренига, конодонтами аренига—лланвирна, трилобитами позднего ордовика [Бискэ, 1987]. В таком же положении находятся глыбы карбонатных пород с фауной среднего—верхнего ордовика на северном склоне Зеравшанского хребта [Ахмеджанов и др., 1979].

Хотя первичные соотношения между фрагментами разрезов неизвестны, можно сделать общий вывод о том, что в Западном Тянь-Шане на территории Южно-Туркестанского домена в ордовике на шельфе отлагались мелководные карбонатные осадки и на континентальном склоне — глубоко-водные кремнистые и терригенные отложения, включая турбидиты.

В Алайском хребте в аллохтонном положении находятся породы туркестанской океанической коры, имеющие ордовикский возраст. Эти породы будут рассмотрены в пятой главе при описании структурной единицы Талдык вместе с более молодыми частями разреза океанической коры.

3.2. Кызылкум

В геологическом отношении, пустыня Кызылкум является продолжением Западного Тянь-Шаня. В этой провинции выделяют Нуратинский район, охватывающий одноименный горный хребет и возвышенности к югу от него, и Центрально-Кызылкумский район, который включает возвышенности Букантау, Тамдытау, Кульжуктау и др. (рис. 1.4).

В Южном Тамдытау из гранито-гнейсов, слагающих основание видимого геологического разреза (джургантауская св.) альфа-свинцовым методом был определен возраст цирконов — 1980 млн лет [Далимов и др., 1998]. Это позволяет предполагать присутствие раннепротерозойских пород в фундаменте западной части Алай-Таримского террейна.

Широкое распространение в Кызылкуме имеют метаморфизованные карбонатно-кремнистые

и терригенные породы (тазказганская и др. св.). Для пород из этой толщи был определен Rb-Sr возраст в 1 млрд лет [Мухин и др., 1991]. Породы содержат микрофитолиты и другие органические образования, характерные для рифея, и хитинозой вероятного ордовикского возраста [Абдуазимова, 2002; Бухарин и др., 1984, 1985, 1987; Стратиграфический словарь..., 2001]. В Букантау среди рассматриваемой толщи находятся турбидиты с граптолитами и моллюсками силурийского возраста [Бухарин и др., 1984; Мухин и др., 1991]. Можно предполагать, что возраст большей части пород этой толщи проблематичного возраста находится в пределах раннего палеозоя — силура. Схемы стратиграфического расчленения толщи многочисленны, но слабо обоснованы вследствие недостатка надежных определений возраста и сложной тектоники региона. Сведения о составе этих отложений не вносят принципиальных дополнений в раннепалеозойскую историю Алай-Таримского террейна, а построение палеогеографических или историко-тектонических конструкций на основе данных о породах неясного возраста кажется малоперспективным. Следует лишь отметить присутствие в рассматриваемой толще метаморфизованных вулканогенных пород, реконструированный состав которых меняется вверх по разрезу от щелочных базальтов к базальтам океанических хребтов [Мухин и др., 1991]. Это указывает на глубокий раскол континентальной коры.

В восточной части Северного Тамдытау среди олистостромовых отложений находится несколько больших олистоплаков, сложенных трахибазальтами. Кроме лав, олистоплаки содержат туфогенные породы и трубки взрыва с обломками трахитов, трахиандезитов, базальтов, монзонитов (елмесацинская св., 500 м). Параметры магматических пород позволили сделать вывод о том, что магматический очаг был на большой глубине в мощной континентальной коре. Среди лав находятся рифы известняков и их обломки с археоциатами, трилобитами, брахиоподами всех отделов кембрия; из прослоев кремней в туфопесчаниках определены конодонты ордовика [Савчук, Миркамалов, 1995; Стратиграфический словарь..., 2001; Шпотова, Ушаков, 1981].

Можно предположить, что раннепалеозойские щелочные базальты в олистоплаках и упомянутые выше высокометаморфизованные щелочные ба-

зальты неясного возраста являются результатом одного рифтогенного процесса в фундаменте микроконтинента.

Известняки с фауной нижнего, среднего и позднего кембрия слагают олистолиты в олистодромах и глыбы в тектоническом микстите в Тамдытау и Нуратау [Абдуллаев и др., 1977; Буртман, 1973]. Отложения с позднекембрийской фауной присутствуют также в фрагментах разрезов толщ кембрийско-ордовикского возраста (косманачи, живачисайская, кальсаринская и др. св.), которые слагают тектонические блоки и чешуи. Верхнекембрийские породы в олистолитах и других фрагментах представлены мелководными карбонатными осадками с бентосной фауной и отложениями континентального склона — карбонатно-терригенными турбидитами с конодонтами и глинисто-кремнисто-карбонатными осадками с конодонтами и радиоляриями [Далимов и др., 1998].

Породы с конодонтами раннего и среднего ордовика, конодонтами и граптолитами позднего ордовика известны в олистолитах и тектонических чешуях в Северном и Южном Нуратау, Северном Тамдытау и Южном Букантау (кальсаринская, косманачи, каракушская, боктекенская, джалатарская и др. св.). Это — глубоководные осадки: алевроглинистые, глинисто-кремнистые, кремнистые, известково-углеродисто-глинистые сланцы, местами имеющие ритмичное строение. Видимая мощность разрезов обычно находится в пределах 100 м. Более мощные фрагменты разреза среднего–верхнего ордовика (иланчисайская и др. св.) находятся в Северном Нуратау [Далимов и др., 1998; Стратиграфический словарь..., 2001].

В южной части Кызылкумской провинции — в Кульжуктау, Бельтау, Зирабулакских горах — распространены терригенные и карбонатные мелководные отложения с брахиоподами, трилобитами, табулятами и кораллами среднего и позднего ордовика (алтыаульская, казакасуйская, ойдынбулакская, шурукская св.). Эти отложения содержат прослой вулканогенных пород (20–200 м) — лавы и туфы андезитов, риолитов, трахириолитов [Далимов и др., 1998; Мухин и др., 1991].

В регионе распространены также терригенные осадки силурийского возраста, которые имеют значительное сходство с ордовикскими терригенными породами. Ордовикские и силурийские отложения этого типа большей частью не различ-

мы в разрезах, бедных или лишенных ископаемой фауны.

Породы нижнего палеозоя находятся в пределах автохтонных и аллохтонных структурных единиц, которые были выделены на основании типизации разрезов среднего–позднего палеозоя. Структурное и положение этих структурных единиц будет рассмотрено в пятой главе.

3.3. Центральный Тянь-Шань

В Келпинтаге в нижней части видимого разреза синия залегают красноцветные континентальные гравелиты, песчаники и сланцы. Выше следует толща (600 м) базальтовых и риолитовых туфов и диамиктитов. Туфы имеют состав от щелочного базальта до трахиандезита, геохимические характеристики указывают на формирование пород в континентальном рифте [Chen et al., 1999]. Верхняя часть разреза синия в Келпинтаге образована карбонатными породами со строматолитами [Брежнев, Раабен, 1992; Liu et al., 1997]. Вероятный синийский возраст имеют высокощелочные и высокотитановые контрастные вулканиты — базальты, риолиты и их туфы (айрансуйская св., 2000 м), которые распространены в Кокшаалтау в бассейне р. Сарыджаз [Бискэ, Шилов, 1998].

Нижняя часть разреза кембрия в Келпинтаге сложена фосфатоносными силицитами и сланцами, выше согласно лежат мелководные карбонатные породы с трилобитами (1000 м). В ордовике отлагались комковатые микритовые и биокластовые известняки с трилобитами (500 м) [Chen et al., 1999]. Известняки и глинистые сланцы раннего палеозоя известны также в Кокшаалтау в бассейне р. Сарыджаз [Бискэ, Шилов, 1998].

Характер осадков синия и раннего палеозоя соответствует седиментации на пассивной окраине континента.

3.4. Восточный Тянь-Шань

Фундамент. Фундамент Алай-Таримского террейна в Восточном Тянь-Шане выведен на земную поверхность на краю Таримской впадины. В горах Азгамбулак около пос. Аксу обнажены метаморфи-

ческие сланцы с кросситом и глаукофаном, образовавшиеся по основным лавам и пелитам, и метапесчаники аркозово-кварцевого состава. Rb-Sr возраст метаморфизма пород определен в 1700–1900 и 1100 млн лет.

На южном склоне хребта Харке (он же — Халыктау: Haerke, Hark, Khaliktau) обнажены гнейсы и кристаллические сланцы, в хребте Куруктаг (Kuruktag) — граниты, гнейсы, сланцы, мигматиты, мраморы. Архейские и нижнепротерозойские породы Куруктага имеют Sm-Nd изохронные возрасты протолита в интервале 2200–3300 млн лет и U-Pb возрасты цирконов 2100–2600 млн лет [Hu et al., 2000].

Рифей представлен метаморфизованными обломочными и карбонатными породами со строматолитами. Эти породы прорваны гранитами, для которых определен R-Sr возраст 920 ± 90 млн лет. В некоторых разрезах заключены толщи средних и кислых метаморфизованных вулканитов, формирование которых происходило на уровне 1 млрд лет [Филатова, Хе, 2001].

Синий и ранний палеозой. Породы синия, содержащие микрофлору, несогласно лежат на более древних породах. В Северном Куруктаге, это — песчаники и алевролиты с прослоями конгломератов, известняков и кислых вулканитов. На вендском уровне залегают диамиктиты. Нижний кембрий представлен в Северном Куруктаге радиоларитами, фосфатами и карбонатами, с прослоями базальтов, андезитов, туфов. В породах содержатся археоциаты, брахиоподы и трилобиты. Разрез среднего–верхнего кембрия и ордовика сложен мелководными морскими карбонатами (микритовыми и водорослевыми известняками, калькаренидами, доломитами) с трилобитами, брахиоподами, пелелиподами, кораллами [Брежнев, Раабен, 1992; Hsu et al., 1994].

В Южном Куруктаге к синию относят мощную толщу вулканитов и вулканокластов основного и среднего состава — внизу, среднего и кислого состава — вверху, которые перемежаются с терригенными кластитами. Эти породы, вероятно, формировались в континентальном рифте. Венд и нижний кембрий в Южном Куруктаге представлен карбонатно-терригенными отложениями с диамиктитами (в венде) и базальтами (в нижнем кембрии). Среднему и верхнему кембрия принадлежат мелководные карбонатные породы. Разрез ордовика и

нижнего силура сложен глубоководными отложениями — мощной (5 км) флишевой толщей песчаников, алевролитов, аргиллитов, радиоляритов с конодонтами и граптолитами. Среди флиша встречены прослои лав кислого и среднего состава. Предполагают, что все эти толщи формировались в авлакогене, возникшем в сини на Таримской платформе [Chen et al., 1999; Hsu et al., 1994; Liu et al., 1997].

В районе г. Аксу на древнем фундаменте несогласно лежат синийские неметаморфизованные терригенные отложения с диамиктитами (3000 м), для которых определены U-Pb возрасты 774 и

740 млн лет. Нижний и средний кембрий представлены известняками (350 м), отчасти углистыми, верхний кембрий и ордовик — известняками, алевролитами и песчаниками (1000 м). В основании разреза нижнего кембрия среди карбонатных пород залегают пелагические кремни, отложение которых также связывают с континентальным рифтогенезом [Брежнев, 1994; Мазарович и др., 1995; Yu et al., 2005].

В хребте Харке известны метаморфические породы, имеющие Rb-Sr возраст 645–676 млн лет, и карбонатные отложения, содержащие трилобиты раннего палеозоя [Wang et al, 1994].

Глава 4

Северо-Туркестанский домен: от силура до позднего карбона

В результате коллизии Иссыккульского и Сырдарьинского террейнов в среднем–позднем ордовике был образован Киргизский микроконтинент, к которому вскоре, после закрытия Илийского океанического бассейна, присоединился террейн Борохоро. Джунгаро-Балхашский океанический бассейн разделял в среднем–позднем палеозое Киргизский и Богдашаньский террейны.

4.1. Киргизский террейн

4.1.1. Чаткальская зона (49) — 4.1.2. Нарынская зона (58) — 4.1.3. Налацинская зона (61) — 4.1.4. Северо-Тяньшаньская зона (61) — 4.1.5. Наратская и Кавабулакская зоны (65) — 4.1.6. Борохоро и Южно-Турфанская зоны (67)

В Западном Тянь-Шане Киргизскому террейну принадлежит Чаткальская тектоническая зона, в Центральном Тянь-Шане — Нарынская и Северо-Тяньшаньская зоны, в Восточном Тянь-Шане — Налацинская, Наратская, Кавабулакская, Борохоро и Южно-Турфанская зоны (рис. 4.1).

4.1.1. Чаткальская зона

Силур

В восточной части Чаткальского хребта на его южном склоне распространены полимиктовые песчаники, алевролиты и аргиллиты с граптолитами лландовери (3000 м). В нижней части разреза среди осадочных пород залегают андезиты и дациты, в верхней части — базальты. В северо-западном направлении состав обломочных пород становится более грубым и увеличивается количество вулканогенных пород — андезитов, дацитов, туфов, туфоконгломератов. Из этой толщи определены кораллы и граптолиты лландовери. В водораздельной части Чаткальского хребта и на его северном склоне обнажены красноцветные и пестроцветные полимиктовые конгломераты, гравелиты, несортированные песчаники, рифовые известняки и алевролиты с брахиоподами раннего силура (1500 м). В средней части Чаткальского хребта раннесилурийский флиш с размывом лежит на отложениях с ордовикской фауной [Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982; Риненберг, 1990].

В Кураминском хребте терригенный флиш с граптолитами раннего лландовери (урубулакская

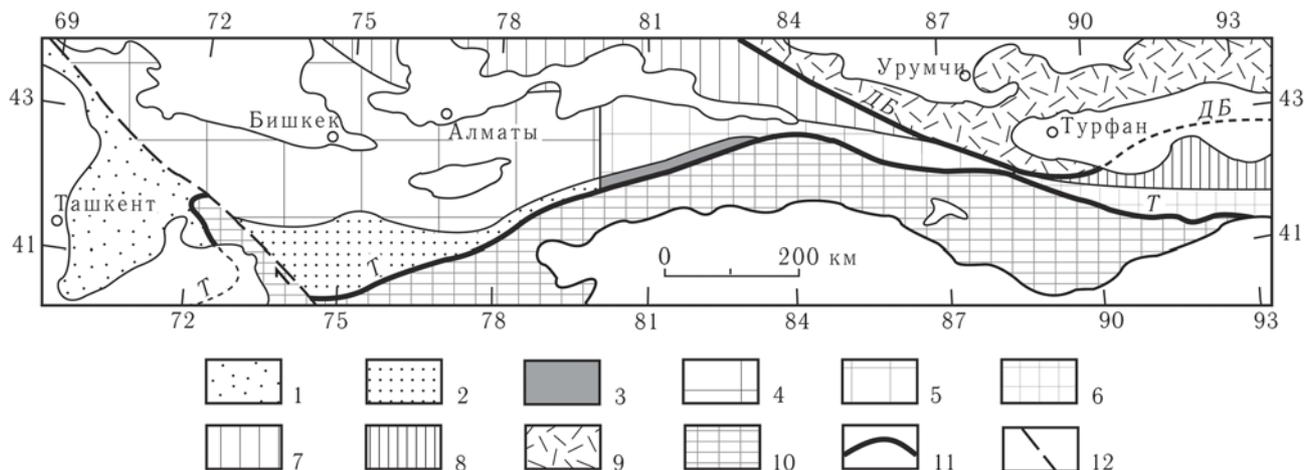


Рис. 4.1. Средне-позднепалеозойские террейны и тектонические зоны Тянь-Шаня

1–9 — Северо-Туркестанский домен: 1–8 — Киргизский террейн (тектонические зоны: 1 — Чаткальская, 2 — Нарынская, 3 — Налацинская, 4 — Северо-Тяньшаньская, 5 — Наратская, 6 — Кавабулакская, 7 — Борохоро, 8 — Южно-Турфанская), 9 — Богдашаньский террейн; 10 — Южно-Туркестанский домен; 11 — позднепалеозойские сутуры (ДБ — Джунгаро-Балхашская, Т — Туркестанская); 12 — Таласо-Ферганский сдвиг

св., 700 м) согласно лежит на флише с граптолитами позднего ордовика.

В хребтах Чаткальском, Кураминском и Мо-голтау распространены континентальные вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения (катрангинская, калканатинская, и др. св., 2000 м). В толще преобладают вулканогенные породы (до 90 %) с гомодромной последовательностью извержений от базальтов, трахибазальтов, андезито-базальтов, андезитов и трахиандезитов в нижней части разреза к риолитам и трахириолитам в верхах толщи. С вулканитами ассоциированы небольшие тела аляскитовых гранитов, монцонитов, монцодиоритов, монцогранодиоритов (каратагтинский комплекс). Вулканиты имеют повышенную титанистость и щелочность, калия обычно больше, чем натрия. При этом в направлении с юга на север увеличивается количество калия в однотипных по кремнекислотности эффузивах. В том же направлении: уменьшается коэффициент эксплозивности и увеличивается количество излившихся пород, появляются лавы основного состава и увеличивается количество эффузивов среднего состава, уменьшается количество вулканитов кислого состава [Далимов и др., 1993, 1998; Туляганов и др., 1984; Шаякубов и др., 1988].

Такие латеральные изменения характерны для субдукционных вулканитов и указывают на субдукцию с юга — со стороны Туркестанского океанического бассейна. Органические остатки в этих

отложениях не обнаружены. Они несогласно налегают на нижнесилурийские и более древние осадки и несогласно перекрыты отложениями живетского яруса. Rb-Sr изохронный возраст андезитов и трахириолитов — 426 ± 4 и 422 ± 4 млн лет. Для комагматических лав интрузий габброидов и аляскитов определены Rb-Sr изохронные возрасты 409 ± 25 и 418 ± 4 млн лет [Ахунджанов и др., 2002]. Эти радиометрические определения охватывают возрастную интервал от позднего лландове-ри до среднего девона.

Девон

Девонские отложения залегают на деформированных и глубоко эродированных (до гранитных массивов) породах нижнего палеозоя (рис. 4.2).

Ранний девон и эйфельский век. На западном продолжении Чаткальской зоны, в северных предгорьях Нуратау (в горах Пистали и Ханбанды), обнажены базальты, туфы и туфобрекчии с прослоями аргиллитов, кремней и известняков (чимкурганская св., 1000 м). В этих породах обнаружены конодонты и тентакулиты эмса — раннего эйфеля [Далимов и др., 1998; Стратиграфический словарь..., 2001]. Аналоги этой толщи, вероятно, находятся среди лишенных фауны вулканогенно-осадочных отложений, занимающих в разрезе Чаткальского района положение между поро-

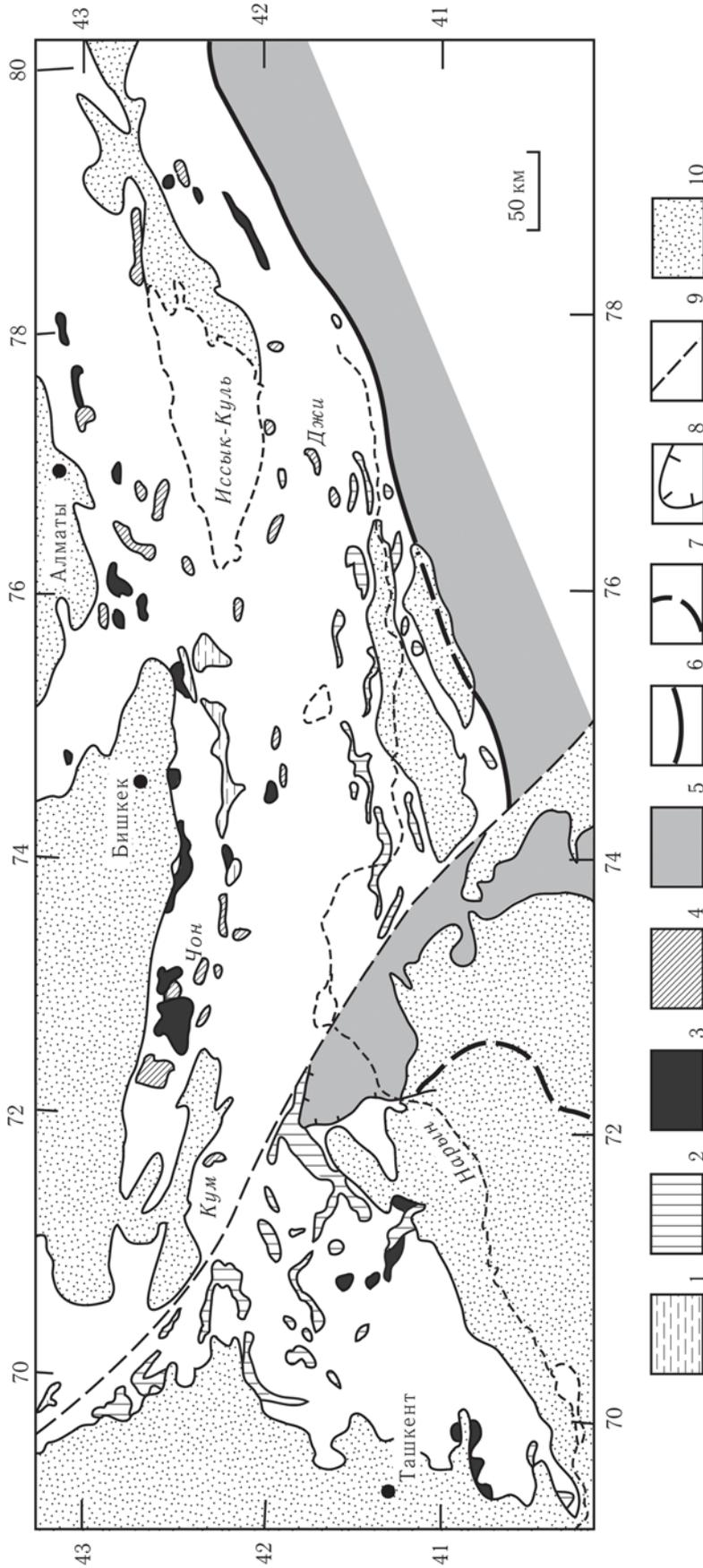


Рис. 4.2. Киргизский террейн: девон в Западном и Центральном Тянь-Шане

1–4 — девонские породы; 1 — моласса во внутриконтинентальной области (верхний девон), 2 — морские и прибрежные континентальные отложения на туркестанской окраине континента (средний–верхний девон), 3 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения (нижний–средний девон), 4 — граниты (массивы: Джи — Джилдисуйский, Кум — Кумыштагский, Чон — Чонмазарский); 5 — Южно-Туркестанский домен; 6 — Атбаш-Иныльчекский разлом; 7 — положение Туркестанской сутуры в палеозойском фундаменте Ферганской долины; 8 — Чатский (Западно-Карасуйский) и Агойнакский нальвиги; 9 — Таласо-Ферганский сдвиг; 10 — мезозой и кайнозой

дами с фауной лландоверийского и живетского веков.

Живетский и франский века. Живетский и франский ярусы представлены терригенными, карбонатно-терригенными и карбонатными отложениями, которые с угловым несогласием налегают на раннепалеозойские и силурийские породы. Анализ стратиграфических разрезов позволил выделить на территории Чаткальской тектонической зоны четыре фациальных типа живетско-франских отложений и, соответственно, четыре фациальные зоны — аккапчигайскую, тоялмышскую, алабукинскую и бозбутаусскую [Буртман, 1961, 1964]. В аккапчигайской и тоялмышской фациальных зонах распространена континентальная моласса (тюлькубашская св.), в алабукинской и бозбутаусской зонах — морские терригенно-карбонатные и карбонатные отложения (рис. 4.3). У границ между фа-

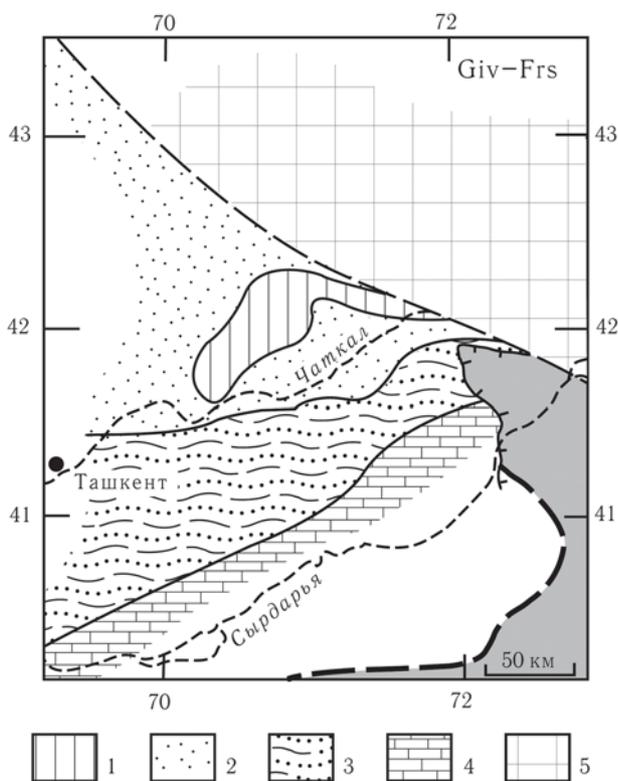


Рис. 4.3. Фациальные зоны в живетско-франских отложениях в Чаткальской тектонической зоне

1–4 — Чаткальская тектоническая зона: 1, 2 — континентальная моласса (фациальные зоны: 1 — тоялмышская, 2 — аккапчигайская), 3, 4 — морские отложения (фациальные зоны: 3 — алабукинская, 4 — бозбутауская); 5 — северотяньшаньская область денудации

Остальные условные обозначения см. на рис. 4.2

циальными зонами распространены отложения переходного типа.

В морских отложениях содержатся брахиоподы живетского и франского веков [Буртман, 1964]. В породах континентального происхождения на территории Пскемского хребта были обнаружены остатки пресноводной рыбы, встречающейся в породах франского яруса [Аделунг и др., 1940]. В хребте Большой Каратау в этих породах найдена среднедевонская флора [Бронгулеев, 1961]. На континентальных кластитах согласно лежат породы с морской фауной раннефаменского подъяруса [Буртман, 1964; Назарова, Титова, 1971].

Тоялмышская фациальная зона находится на территории Угамского, Майдантальского, Пскемского, Сандалашского хребтов и южного склона Таласского хребта. Разрез тоялмышского типа сложен песчаниками, зерна которых состоят из кварца (60–70 %) и кремней с небольшой примесью других пород. Окраска пород светло-серая, розовая, светло-зеленая. Много мелкозернистых пород, слоистость нечеткая, часто породы массивны. Эти отложения, вероятно, формировались на аллювиальной равнине вдали от области денудации. Мощность отложений 600–900 м [Буртман, 1964].

Аккапчигайская фациальная зона находится на территории хребтов Чаткальского, Сандалашского, Пскемского, Угамского, Боролдай. На востоке она заходит на южный склон Таласского хребта и в Атойнакский хребет, а на северо-востоке продолжается в Большом Каратау. Аккапчигайская зона в виде подковы огибает Тоялмышскую фациальную зону.

Разрез аккапчигайского типа имеет двучленное строение. Нижняя толща сложена полимиктовыми преимущественно грубообломочными породами — красными и зелеными конгломератами, конгломерато-брекчиями, пуддингами, гравелитами, песчаниками и алевролитами. Песчаники часто крупнозернистые несортированные, с примесью туфогенного материала. Слоистость горизонтальная и косая, диагональная, распространены трещины усыхания, знаки ряби, следы взмучивания осадка. Мощность отложений изменчива. Эти отложения накапливались в предгорьях, частично — в озерах, куда пролювиальные и аллювиальные потоки приносили материал с ближайших возвышенностей.

Верхняя толща разреза аккапчигайского типа связана с нижней толщей постепенным переходом. Она сложена кварцевыми олигомиктовыми песчаниками, аналогичными породам, слагающим разрез таялмышского типа.

В северо-западной части Атойнакского хребта видимая мощность нижней толщи — 400 м, полная мощность верхней толщи — 500 м. В восточной части Чаткальского хребта на его северном склоне полная мощность каждой из толщ — около 350 м. На южном склоне Пскемского хребта в полном разрезе мощность нижней толщи около 500 м, верхней — более 800 м. В Угамском хребте неполная мощность отложений превышает 800 м. В хребте Боролдай в полных разрезах мощность нижней толщи варьирует от 250 до 1000 м, мощность верхней толщи — около 800 м. В Сандалашском и Пскемском хребтах можно видеть постепенное выклинивание нижней толщи при приближении к Тоялмышской фациальной зоне [Буртман, 1964].

Наблюдения над косою слоистостью и залеганием уплощенных галек позволили определить направление течений: западное — в западной части Чаткальского хребта и северо-западное — в Угамском хребте [Титова, Назарова, 1971].

Алабукинская фациальная зона находится на территории Атойнакского, Чаткальского и Кураминского хребтов. Разрез алабукинского типа сложен карбонатными и терригенными породами. В основании разрезов залегают красноцветные конгломераты, туфоконгломераты, пудинги, полимиктовые песчаники, имеющие мощность 20–50 м. Выше следует толща чередующихся песчаников и карбонатных пород, в некоторых разрезах присутствуют пласты гипса. В нижней части этой толщи песчаники полимиктовые, красноцветные, выше — существенно кварцевые, светлые, подобные породам верхней толщи аккапчигайского разреза. Состав и последовательность кластитов в алабукинском и аккапчигайском разрезах аналогичны. Но в алабукинской зоне эти породы отлагались в морском бассейне и чередуются с карбонатами, содержащими брахиоподы живетского и франского веков. Это сходство кластитов позволяет предполагать присутствие живетского яруса и в аккапчигайском разрезе [Буртман, 1964].

В Атойнакском хребте неполный разрез отложений алабукинского типа имеет мощность 400 м. В западной части Кураминского и в средней части

Чаткальского хребтов в полных разрезах мощность отложений составляет 750–1000 м. Отложения алабукинского типа распространены также в Кызылкуме в предгорьях Северного Нуратау (учкулачская св.).

Бозбутауская фациальная зона расположена в предгорьях Чаткальского и Кураминского хребтов — в горах Бозбутау, Туяташ, Карамазар, Моголтау. Разрез бозбутауского типа образован карбонатными породами. В предгорьях Кураминского хребта распространены доломиты и известняки с брахиоподами, строматопорами и конодонтами живетского и франского веков (моголтауская, карамазарская, джарбулакская, утметтинская и др. св.) мощностью до 1500 м. В Бозбутау известняки с брахиоподами и строматопорами имеют мощность 500 м. Вероятное западное продолжение этой фациальной зоны находится в предгорьях Северного Нуратау (в горах Пистали, Ханбанды), где распространены органогенные карбонатные породы с ископаемой фауной живетского и франского веков (ханбандытауская, писталитауская, ментская и др. св.), имеющие мощность около 1500 м [Буртман, 1964, 1973; Далимов и др., 1998].

Бозбутауская зона, вероятно, была рифом, служившим внешней границей области прибрежной седиментации.

Фаменский век. Породы фаменского яруса согласно лежат на франских отложениях. В фаменских отложениях выделены три фациальных типа, которые образуют четыре фациальные зоны (рис. 4.4): северную и южную зоны карбонатно-терригенных отложений, зону глинистых и песчаных известняков и зону известняков и доломитов [Буртман, 1964].

Северная зона карбонатно-терригенных отложений охватывает часть хребтов Боролдай и Угамского. В восточной части хребта Боролдай алевритистые и песчаные известняки с фаменскими брахиоподами переслаиваются с полимиктовыми песчаниками и алевритами (300–900 м). В Угамском хребте эти отложения содержат фаменские брахиоподы и фораминиферы и имеют мощность от 350 до 1500 м [Бекжанов и др., 2000; Буртман, 1964].

Южная зона карбонатно-терригенных отложений занимает часть Сандалашского и южного склона Таласского хребтов, восточную часть Чат-

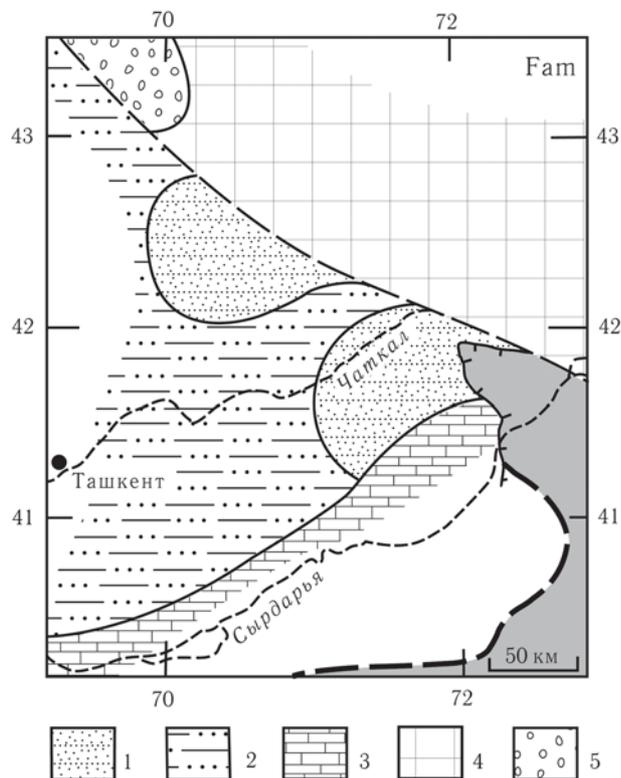


Рис. 4.4. Фациальные зоны в фаменских отложениях в Чаткальской тектонической зоне

1–3 — мелководные морские отложения в Чаткальской тектонической зоне (фациальные зоны: 1 — карбонатно-терригенных отложений, 2 — глинистых и песчаных известняков, 3 — известняков и доломитов); 4, 5 — северо Тяньшаньская суша (4 — область денудации, 5 — область накопления молассы)

Остальные условные обозначения см. на рис. 4.2

кальского и северный склон Атойнакского хребтов. В Атойнакском хребте глинистые и песчаные известняки с брахиоподами фаменского века содержат прослойки существенно кварцевых песчаников и известковистых аргиллитов, полная мощность отложений — 150–250 м. На южном склоне Таласского хребта из этих отложений определены брахиоподы фаменского века и основания карбона. В Чаткальском хребте фаменские отложения рассматриваемого типа содержат богатую фауну брахиопод и достигают мощности в 1000 м. В Сандалашском и Чаткальском хребтах можно наблюдать, как в западном направлении из разрезов исчезают пласты кластитов и происходит постепенный переход к фациальной зоне глинистых и песчаных известняков [Буртман, 1964].

Зона глинистых и песчаных известняков расположена на территории хребтов Боролдай, Угамский, Майдантальский, Пскемский, Чат-

кальский. В западной части хребта Боролдай глинистые известняки и мергели с брахиоподами фаменского века имеют в полных разрезах мощность более 500 м, в Угамском и в юго-западной части Пскемского хребта — 200–450 м. В средней части Чаткальского хребта глинистые и песчаные известняки с фаменскими брахиоподами имеют мощность около 200 м, в западном направлении она возрастает до 700 м. В восточной ветви рассматриваемой фациальной зоны, в северо-восточной части Пскемского хребта, на кварцевых песчаниках разреза таялмышского типа лежит 100-метровая толща глинистых детритусовых известняков с брахиоподами фаменского века и основания карбона [Буртман, 1964; Далимов и др., 1998].

Зона известняков и доломитов расположена в южных предгорьях Чаткальского и Кураминского хребтов. В горах Бозбутау карбонатные породы с брахиоподами и строматопорами фаменского века имеют мощность 600 м, в предгорьях Кураминского хребта — 400–500 м. Западное продолжение этой фациальной зоны находится в предгорьях Северного Нуратау (горы Пистали), где известняки с брахиоподами фаменского века имеют мощность 1200 м [Буртман, 1964, 1973; Далимов и др., 1998; Сергунькова, 1959].

На востоке девонские фациальные зоны срезаются Таласо-Ферганским разломом. Их продолжения находятся в Нарынской тектонической зоне.

Ранний карбон

Породы нижнего карбона согласно лежат на породах верхнего девона. В раннекаменноугольных осадках можно выделить фациальные зоны карбонатно-терригенных, карбонатных и флишевых отложений (рис. 4.5, 4.6).

Карбонатно-терригенные отложения распространены на территории хребтов Боролдай и Большой Каратау. В стратиграфическом разрезе этой фациальной зоны чередуются аргиллиты, алевролиты, песчаники (частично косослоистые), глинистые, кремнистые и органогенно-детритусовые известняки; среди отложений серпуховского века есть пласты конгломератов и гипсов. Мощность пород более 2000 м. Возраст отложений обоснован определениями брахиопод и фораминифер визейского и серпуховского веков [Буртман, 1964].

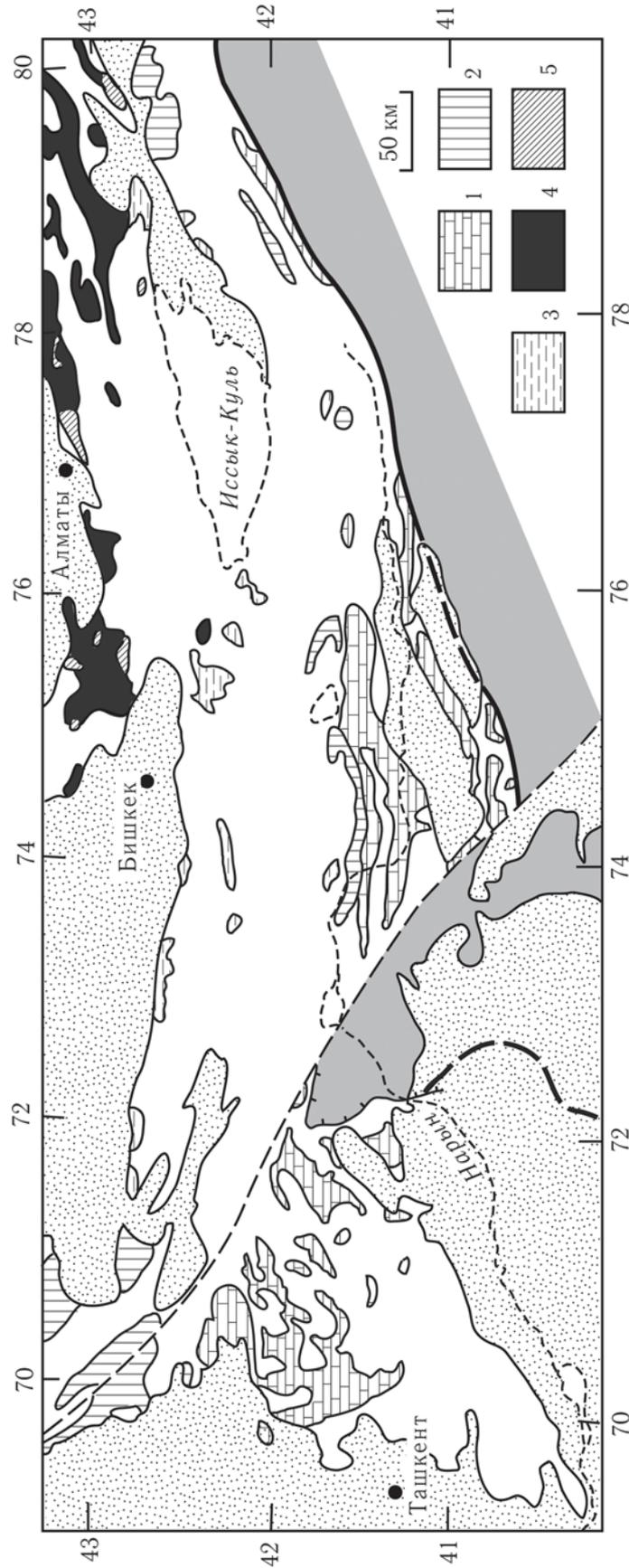


Рис. 4.5. Киргизский террейн: нижний карбон в Западном и Центральном Тянь-Шане

1 — карбонатные отложения на туркестанской окраине; 2 — карбонатно-терригенные отложения; 3 — преимущественно терригенные отложения в неполных разрезах; 4 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения в Зайлиском магматическом районе; 5 — граниты I-типа. Остальные условные обозначения см. на рис. 4.2

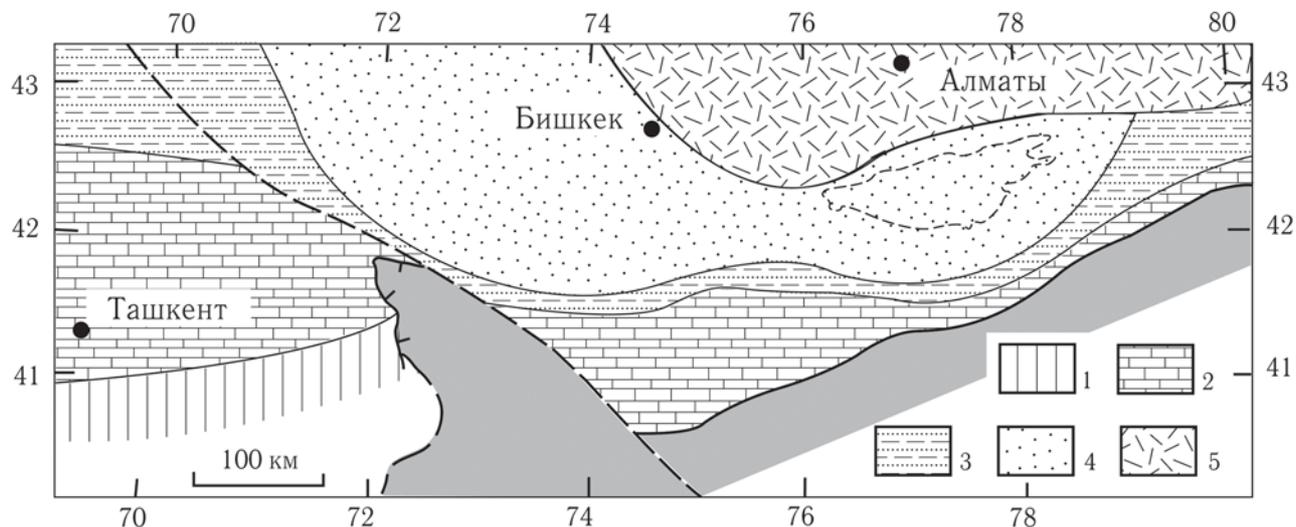


Рис. 4.6. Киргизский террейн: фациальные зоны в отложениях раннего карбона в Западном и Центральном Тянь-Шане

1–5 — фациальные зоны: 1 — флишевая, 2 — карбонатных отложений, 3 — карбонатно-терригенных отложений, 4 — отложений, в которых преобладают наземные кластиты, 5 — вулканогенно-осадочных континентальных отложений
Остальные условные обозначения см. на рис. 4.2

Карбонатные отложения занимают большую часть Чаткальской тектонической зоны. В них содержатся брахиоподы, кораллы и фораминиферы всех веков раннего карбона. Большая часть разрезов сложена мелководными органогенно-детритусовыми и частично рифовыми известняками. В Чаткальском хребте карбонатные породы визейского и серпуховского возраста (3000 м) содержат прослойки и конкреции кремней. В некоторых районах из разреза выпадают отложения раннего турне [Бельговский и др., 1977; Буртман, 1962б, 1964; Волгин, 1992; Галицкая, Королев, 1961].

Западное продолжение зоны карбонатных отложений находится в предгорьях Северного Нурау (в горах Пистали, Ханбанды), где обнажены известняки с брахиоподами, фораминиферами, конодонтами всех ярусов нижнего карбона [Далимов и др, 1998].

В некоторых разрезах Каржантау и Чаткальского хребта известняки с фауной серпуховского века переслаиваются с туфами, туфогенными кластитам и лавами трахибазальтового и трахиандезит-базальтового состава. Такой же возраст имеют небольшие интрузивные тела монцонитов, кварцевых сиенитов и диоритов в Каржантау, Пскемском хребте и в западной части Чаткальского хребта, U-Pb, Pb-Pb и K-Ag возрасты которых соответствует позднему визе и серпуховскому веку [Далимов и др., 1998; Рафиков, 1996; Рафиков, Мусаев, 1995].

Флишевые отложения раннекаменноугольного возраста (600 м) обнажены на юго-западе Чаткальской тектонической зоны (в Пальтау). Состав этих пород кремнисто-карбонатно-терригенный с пластами карбонатных турбидитов. Органические остатки представлены конодонтами, аммоноидеями, фораминиферами. Присутствуют также представители бентосной фауны, которые находятся в переотложенном состоянии. Эти отложения были сформированы на континентальном склоне. Вероятно, такой же генезис имеет карбонатный флиш с фораминиферами серпуховского яруса, обнаженный по левым притокам р. Карасу-Западная (правый приток р. Нарын) — у тектонической границы с породами Южно-Туркестанского домена. Флишевая толща (400 м) согласно лежит здесь на известняках (600 м) с фораминиферами позднего девона — раннего карбона [Бискэ и др., 1982; Далимов и др., 1998].

Поздний карбон

В башкирском веке в Чаткальской зоне продолжалось накопление карбонатных и карбонатно-терригенных отложений. Эти отложения, мощностью до 1000 м, известны в Угамском, Пскемском, Чаткальском хребтах, в Большом Каратау. В большинстве разрезов органические остатки имеют раннебашкирский возраст, в Каржантау-Угамском

районе обнажены карбонатно-терригенные отложения с аммоноидеями позднебашкирского времени [Далимов и др., 1998]. В башкирском веке море покинуло пределы Чаткальской тектонической зоны.

Территория Чаткальской зоны была областью активного вулканизма, который начался в серпуховское время и достиг расцвета в позднем карбоне (рис. 4.7). Этот ареал магматической активности известен как Кураминский магматическим район. Его территория значительно шире площади одноименного хребта. Вулканогенные породы слагают две толщи, имеющие башкирский и московско-касимовский возраст.

В башкирском веке формировались трахибазальты, трахиандезиты, трахидациты, их туфы и туфобрекчии (джегиргенская, уя, минбулакская, мышиккольская и др. св.). Эти отложения распространены в западных частях горных хребтов Чаткальской зоны. Породы характеризуются низким содержанием титана и магния, по содержанию щелочных компонентов они занимают промежуточное положение между известково-щелочной и шшонит-латитовой ассоциациями. В некоторых разрезах соотношение окислов натрия и калия в

породе изменяется от преобладания натрия в нижней части разреза к преобладанию калия в его верхней части. Мощность вулканогенных пород оценивается в 3000 м, возраст обоснован морской фауной и стратиграфическим положением толщи. Получено также определение Rb-Sr возраста — 317 ± 6 млн лет [Далимов и др., 1998; Стратифицированные и интрузивные образования..., 2000; Шаякубов и др, 1988].

В московском и касимовском веках продукты вулканизма имели состав трахиандезитов, андезитов, дацитов, риолитов (акчинская, надакская и др. св., 2500 м). Наряду с лавами, широко распространены туфолавы и туфогенные кластиты, в виде прослоев залегают аргиллиты и известняки. Химический состав вулканитов позволяет их отнести к шшонит-латитовой ассоциации. Возраст отложений обоснован остатками флоры и стратиграфическим положением толщи, Rb-Sr изохронное определение возраста пород (298–300 млн лет) соответствует касимовскому веку [Далимов и др., 1998; Шаякубов и др, 1988].

Были предприняты усилия для реконструкции магмагенерирующей поверхности и определения скорости субдукции по петрохимическому составу вулканитов [Селиверстов, Гесь 2001; Мухин, 1990], которые дали трудно согласуемые результаты. В работе К.В. Селиверстова и М.Д. Гесь [2001] сделан вывод о том, что зона субдукции в позднем карбоне находилась на глубине 170–220 км, погружаясь под углом 40–50° в северо-западном направлении (современная система координат), скорость субдукции была в интервале 5–10 см/год. Предполагают также постепенное выполаживание зоны субдукции в течение позднего карбона и ранней перми.

На северном склоне Чаткальского хребта находится несколько больших экзотических массивов тектоногравитационных микститов, достигающих размера 8x2 км. Эти массивы содержат морские отложения. Они сложены глыбами, обломками и гальками известняков с бентосной фауной силура, известняков с фораминиферами девона — раннего карбона, песчаников, кремней и метаморфических зеленых сланцев, сцементированных известковистым песчаником. Толща представляет собой тектонизированную олистострому и имеет видимую мощность 500 м [Христов и др., 1999]. В олистолитах присутствуют известняки с бентосной фауной пржидольского яруса, известные лишь

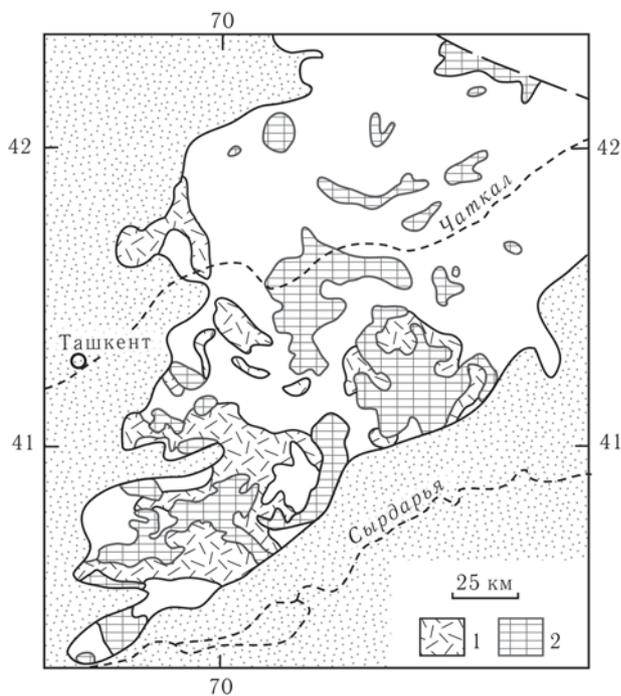


Рис. 4.7. Позднекаменноугольные магматические породы в Чаткальской тектонической зоне

1 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения Кураминского магматического района; 2 — граниты I-типа
Остальные условные обозначения см. на рис. 4.2

в разрезах алай-таримского шельфа — на другом краю Туркестанского океанического бассейна. Эта олистострома могла формироваться на континентальном склоне или подножии Алай-Таримского террейна в интервале серпуховий — ранний московий или после коллизии микроконтинентов, начавшейся в позднемосковское время. Описанная толща находится в тектонических соотношениях с окружающими породами (в том числе — с каратерекскими офиолитами раннепалеозойского возраста). Как эти породы попали в область позднепалеозойского наземного вулканизма, остается проблемой, которая ожидает решения.

Гранитоиды. В хребтах Кураминском, Каржантау и в западной части Чаткальского хребта с каменноугольными вулканитами ассоциированы гранитоиды карамазарского комплекса. В направлении с юга на север происходит изменение состава пород от гранодиоритов и плагиогранитов к монцогранодиоритам. Установлена гомодромная последовательность формирования массивов от габбро и габбро-диоритов через диориты и сиенитодиориты к гранодиоритам, адамеллитам и граносиенитам. Эти породы прорывают башкирские отложения и трансгрессивно перекрыты вулканитами московского-касимовского возраста. Rb-Sr изохронный возраст гранитов (316 млн лет) соответствует башкирскому веку [Далимов и др., 1998].

4.1.2. Нарынская зона

Девон

Силурийские отложения в Нарынской зоне неизвестны. Девон представлен континентальной молассой живетско-франского возраста (тюльку-

башская св.) и карбонатными отложениями фаменского века.

Живетский и франский века. Стратиграфические разрезы живетско-франских отложений относятся к двум типам. Один из них имеет двухчленное строение: нижняя часть сложена красноватыми полимиктовыми конгломератами, верхняя — толщей существенно кварцевых мелкозернистых песчаников. В Чаткальской зоне Западного Тянь-Шаня этот тип разреза был назван аккапчигайским. В разрезе другого типа (тоялымышском) нижняя толща отсутствует. Отложения этих двух типов образуют три фациальные зоны (рис. 4.8), которые соответствуют фациальным зонам в Чаткальской тектонической зоне (рис. 4.3). В средней фациальной зоне распространены отложения тоялымышского типа, а севернее и южнее от них — отложения аккапчигайского типа [Буртман, 1961, 1964].

Зона отложений тоялымышского типа находится на территории Молдотау, восточной части Кокиримтау и части восточного склона Ферганского хребта. В Кокиримтау толща кварцевых олигомиктовых мелкозернистых песчаников имеет мощность 1000 м, в Молдотау — более 1500 м [Буртман, 1964; Ласовский, Мозолев, 1967].

Северная зона отложений аккапчигайского типа включает территорию западной части Кокиримтау и хребет Тахталык. Здесь на породах нижнего палеозоя лежат полимиктовые конгломераты, пудинги и грубозернистые песчаники (400 м), которые вверх по разрезу сменяются существенно кварцевыми мелкозернистыми песчаниками (300 м). В южной зоне рассматриваемые отложения распространены на восточном склоне Ферганского хребта, в хребтах Чаарташ, Акшийрак-западный, Джаман-даван, Джетым, Акшийрак-восточный, в восточной части Терскейского хребта. В хребте Ак-

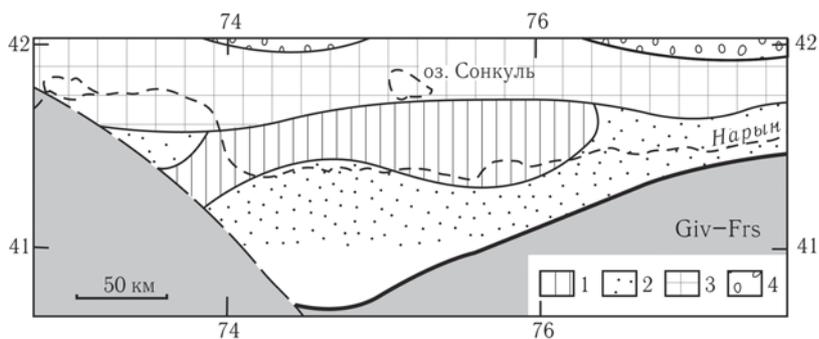


Рис. 4.8. Фациальные зоны в живетско-франских отложениях в Нарынской тектонической зоне

1, 2 — континентальная моласса в Нарынской тектонической зоне (отложения: 1 — тоялымышского типа, 2 — аккапчигайского типа); 3, 4 — Северо-Тяньшаньская зона (3 — область денудации, 4 — область накопления молассы)

Остальные условные обозначения см. на рис. 4.2

шийрак-западный нижняя толща сложена конгломератами, отчасти валунными, и грубозернистыми песчаниками (1000 м), верхняя — кварц-полевошпатовыми средне- и мелкозернистыми песчаниками (500 м). В хребте Джетым разрез этих отложений имеет мощность 1000 м [Буртман, 1964; Роженец, Мозолев, 1970].

Возраст молассы опирается на согласное залегание на ней известняков с фаменской фауной и на находки флоры и фауны в Чаткальской тектонической зоне.

Фаменский век. Отложения фаменского века надстраивают разрез живетско-франских кластиков и согласно перекрыты известняками нижнего турне. Фаменские разрезы принадлежат к двум типам — карбонатно-терригенному и карбонатному. Эти отложения образуют фациальные зоны широтного простирания (рис. 4.9), которые соответствуют фациальным зонам в Чаткальской тектонической зоне (рис. 4.4). Фаменские фациальные зоны не совпадают с живетско-франскими.

Зона карбонатно-терригенных отложений имеет две ветви (южную и северную), которые обрамляют зону карбонатных отложений, занимающую внутреннее положение.

В северной ветви зоны карбонатно-терригенных отложений, в хребтах Тахталык и Кокирим, известняки с фаменскими брахиоподами чередуются с известковистыми аргиллитами и алевролитами (500 м). В Молдотау разрез сложен глинистыми известняками с фаменскими фораминиферами и брахиоподами, глинисто-известковистыми сланцами, известняковыми конгломератами и песчаниками. В северном направлении возрастает роль обломочных пород, в южном направлении — количество известняков. В хребте Аламышик разрез фаменского яруса сложен органогенными известняками и известково-глинистыми сланцами

(300 м) [Буртман, 1964; Ласовский, Мозолев, 1967а,б].

В южной ветви рассматриваемой зоны, на западном окончании хребта Джаман-Даван, в тектоническом блоке заключены известковистые алевролиты, аргиллиты и известняки с брахиоподами фаменского века. В Байбичетау известняки с фаменскими фораминиферами переслаиваются с красноцветными песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами (250 м) [Буртман, 1964; Карпович, Колесников, 1972].

На востоке Нарынской тектонической зоны обнажения фаменских пород редки, разрезы неполные. В хребте Джетым на кварцевых песчаниках лежат известковистые песчаники и известняки с брахиоподами позднего фамена (100 м) [Роженец, Мозолев, 1970].

Карбонатные отложения распространены в хребтах Чаарташ, Акшийрак-западный, Каратау-нарынский. Это — известняки (500 м), частью песчаные и глинистые, с прослоями гипса. В них найдены брахиоподы фаменского века [Буртман, 1964; Карпович, Колесников, 1972; Ласовский, Мозолев, 1967а].

На западе девонские фациальные зоны срезаны Таласо-Ферганским разломом. Их продолжения находятся в Чаткальской тектонической зоне.

Ранний карбон

На рассматриваемой территории можно выделить две фациальные зоны раннекаменноугольных осадков (карбонатно-терригенную и карбонатную), граница между которыми отмечена разрезами переходного типа (рис. 4.5, 4.6).

Карбонатно-терригенные отложения распространены вдоль линии Николаева — в Кокиримтау, Молдотау, Присонкульском районе, хреб-

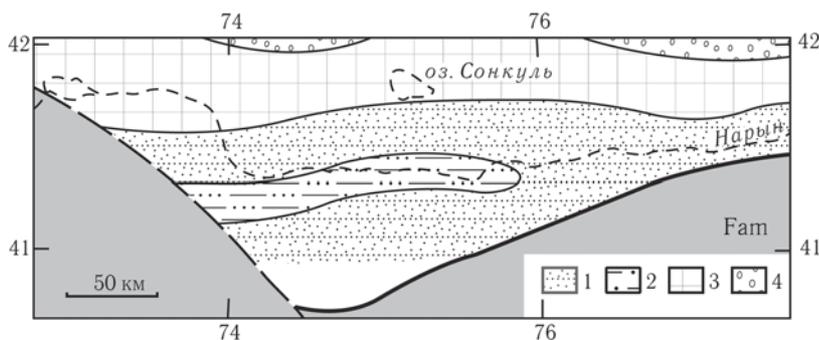


Рис. 4.9. Фациальные зоны в фаменских отложениях в Нарынской тектонической зоне

1, 2 — мелководные морские отложения в Нарынской тектонической зоне (фациальные зоны: 1 — карбонатно-терригенных отложений, 2 — глинистых и песчаных известняков); 3, 4 — северотяньшаньская суша (3 — область денудации, 4 — область накопления молассы)

Остальные условные обозначения см. на рис. 4.2

те Джетымбель и в восточной части Терскейского хребта. В рассматриваемой фациальной зоне находятся разрезы, имеющие переходные черты по отношению к северотяньшаньским разрезам, сложенным терригенными осадками. Позднепалеозойские шарьяжи линии Николаева уменьшили первоначальную ширину этой полосы, в пределах которой сохранились останцы шарьяжей, сложенные породами карбонатной и карбонатно-терригенной зон [Буртман, 1964; Джумалиев и др., 1961; Николаев, 1933; Орлов, 1980].

В восточной части хребта Кокийрим на толще мергелей и известняков с брахиоподами и фораминиферами раннего и позднего турне (1000 м) согласно лежат серые и бурые глинистые сланцы, песчаники и конгломераты с прослоями гипсов и известняков с брахиоподами и фораминиферами раннего визе (500 м). С параллельным несогласием и стратиграфическим перерывом на породы нижнего визе налегает толща красноцветных конгломератов, аркозовых песчаников, алевролитов и известняков с брахиоподами и фораминиферами раннесерпуховского времени (донгураминская св., 500 м). Верхняя часть этого разреза сложена гипсами и глинистыми сланцами, в которых найдены брахиоподы того же возраста [Галицкая, Дядюченко, 1964].

На северном склоне Молдотау на красноцветных песчаниках верхнего девона согласно лежат тонкослоистые глинистые и песчаные известняки с брахиоподами фаменского века и фораминиферами турне (200 м). Выше расположена толща (500 м), строение которой существенно изменяется в пределах 10-километровой полосы. В южной части этой полосы рассматриваемая толща согласно лежит на известняках турне, на севере — со стратиграфическим несогласием на красноцветных кластитах верхнего девона. Южный разрез сложен известковистыми алевролитами, песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями гипсов. В северном направлении происходит постепенное замещение большей части этих пород песчаниками и гравелитами, а затем — конгломератами и конгломерато-брекчиями. Толща охарактеризована фораминиферами позднего турне и раннего визе. Выше следуют серые полимиктовые песчаники и алевролиты, отчасти с ритмичной градационной слоистостью, с брахиоподами и фораминиферами визе и раннего серпухова (чемандинская св., 1500 м) [Галицкая, Королев, 1961; Христов, 1970б].

В хребте Джетымбель в направлении с юга на север подошва каменноугольных отложений поднимается от верхнего турне до нижнего серпухова. Верхний турне представлен конгломератами и известняками с гониатитами и брахиоподами. Трансгрессивно на породы турне и нижнего палеозоя налегают конгломераты, полимиктовые и аркозовые песчаники и углистые алевролиты с брахиоподами и мшанками раннего визе. В северном направлении мощность толщи уменьшается и грубость осадков возрастает. На юге, на отложения раннего визе со стратиграфическим несогласием налегают красноцветные терригенные породы, которые выше сменяются известняками с обильной фауной раннего серпухова. На северном склоне того же хребта породы нижнего серпухова несогласно налегает на нижний палеозой и разрез становится типичным для внутриконтинентальной северотяньшаньской зоны [Джумалиев и др., 1961].

В восточной части Терскейского хребта на породах нижнего палеозоя несогласно лежат полимиктовые и аркозовые песчаники и глинистые сланцы с прослоями известняков, с флорой, брахиоподами и фораминиферами турне — раннего визе (копыльская св., 1500 м). На этих отложениях со стратиграфическим перерывом и трансгрессивно на породах нижнего палеозоя залегает толща (1500 м) известняков с прослоями обломочных пород, которыми известняки замещаются по простиранию. В известняках обнаружены брахиоподы и фораминиферы среднего—позднего визе и серпуховского века. В позднем визе область карбонатно-терригенного осадконакопления расширяется в северном направлении. Она захватывает западную часть хребта Кунгей и Южный Кетмень (горы Басулытау, Ельчин, Буйрюк, Каратау), где на вулканитах турне — раннего визе с угловым несогласием лежат известняки, песчаники и туффиты с брахиоподами и фораминиферами позднего визе и серпуховского века (кунгейская, кокжарская св., 3000 м) [Геологическая карта..., 1981; Скринник и др., 1998].

Зона карбонатных осадков прилегает к Туркестанской океанической сутуре. В этой зоне каменноугольные отложения согласно залегают на девонских породах. Наиболее полные разрезы находится в Нарынтау и хребте Джаман-Даван. Они сложены мелководными карбонатными породами (3000 м) с фауной всех веков раннего карбона.

Особенности строения раковин фораминифер позволили сделать вывод о теплом климате в это время [Галицкая, Королев, 1961; Геология СССР..., 1972; Миколайчук, Дженчураева, 2000].

Поздний карбон

В Нарынтау и хребте Джаман-даван на породах нижнего карбона с перерывом и базальными конгломератами лежат пестрые полимиктовые песчаники и глинистые сланцы с фораминиферами и брахиоподами раннебашкирского возраста (300 м). На разные горизонты серпуховского и башкирского ярусов трансгрессивно и с небольшим угловым несогласием налегает пестроцветная толща валунных известняковых конгломератов, песчаников, алевролитов, мергелей и песчаных известняков с фораминиферами и брахиоподами московского века (1000 м). В свою очередь, несогласно на породах нижнего карбона и московского яруса лежат известняковые конгломераты, алевролиты и битуминозные известняки с прослоями гипсов (минбугинская, кокджагульская св., 1000 м). Эти породы содержат фораминиферы касимовского и гжельского веков. В Молдотау распространены пестроцветные алевролиты, песчаники, конгломераты, с прослоями известняков, содержащих фораминиферы и брахиоподы башкирского века (актайлякская св., 1000 м) [Галицкая, Королев, 1961; Геология СССР..., 1972; Христов, 1970б].

Разрез верхнего серпухова и башкирского яруса на востоке Терскейского хребта и в Южном Кетмене сложен обломочными терригенными породами с прослоями углистых аргиллитов, гипсами, солями и известняками с фораминиферами и брахиоподами (далашикская, туюкская, чааркудукская св., 2000 м). Более высокое положение в разрезе верхнего карбона этого района занимают немая толща красноцветных кластитов с редкими прослоями известняков (текеская св., 2000 м) [Геологическая карта..., 1981; Скринник и др., 1998].

В некоторых разрезах Нарынской тектонической зоны в небольшом количестве присутствуют туфогенные породы. В хребте Джаман-даван это маломощные туфоконгломераты, в Нарынтау — туфопесчаники, содержащие прослой известняков с фауной серпуховского и башкирского веков. Присутствие вулканического пепла обнаружено также

в башкирских отложениях в хребте Джетымтау [Галицкая, Королев, 1961; Геология СССР..., 1972].

Гранитоиды прорывают отложения серпуховского и башкирского веков, определения К-Аг возраста пород соответствуют позднему карбону. Наиболее крупные массивы: Сонкульский, Кенинбельский, Уланский и Теректинский (см. рис. 6.7). Сонкульский массив сложен гранодиоритами и граносиенитами, другие массивы — гранодиоритами, гранитами и адамелитами, а также — габбро, габбро-норитами, монцонитами, диоритами. Геохимические параметры были изучены в гранитоидах Уланского и Теректинского массивов. Дискриминация по диаграмме Rb–(Nb+Y) указывает на формирование гранодиоритов и адамелитов этих массивов в островодужной или коллизионной обстановке, на диаграмме Nb–Y эти породы находятся в поле островодужных гранитов [Бискэ и др., 1996; Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982].

Для небольших интрузивных тел щелочного состава в хребте Акшийрак-западный и в восточной части Терскейского хребта были определены Rb-Sr изохронные возрасты 296–324 и 301–324 млн лет [Jenchuraeva, 2001].

4.1.3. Налацинская зона

Зона Налацин (Nalaqin) [Gao et al., 1998] является восточным продолжением Нарынской тектонической зоны. О средне-позднепалеозойских отложениях этой зоны известно мало. В расположенной севернее от нее зоне Нарат были описаны каменноугольные отложения в фациях, не свойственных Северному Тянь-Шаню. Они представлены конгломератами и микритовыми известняками [Allen et al., 1991, 1993a]. Возможно, эти породы принадлежат зоне Налацин и надвинуты на зону Нарат.

4.1.4. Северо-Тяньшаньская зона

Силур

В Северном Тянь-Шане силурийские отложения распространены в хребте Кетмень. Нижний

силур представлен вулканогенно-осадочной толщей (джамбасская св., 1000 м), в которой соотношение вулканогенных и осадочных пород различно на разных участках. Среди лав преобладают миндалекаменные базальты, встречены андезитобазальты, андезиты, риолиты, туфы. Вулканиды принадлежат к известково-щелочной серии. Они чередуются с полимиктовыми песчаниками и конгломератами. В прослоях известняков среди лав и песчаников содержатся брахиоподы и кораллы позднего лландовери — венлока [Чабдаров и др., 1971]. Более высокая часть разреза (чушанайская св., 1000 м) сложена терригенными породами с граптолитами позднего лудлова [Бекжанов и др., 2000]. Толща представляет собой чередование массивных и тонкослоистых пачек песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями конгломератов. Преобладает красная окраска пород, встречены отпечатки волновой ряби и косослоистые пачки.

В других районах Северного Тянь-Шаня силурийские отложения неизвестны. Упоминают лишь о находке остатков силурийского ракоскорпиона в керне скважины, пробуренной в Сусамырском хребте [Зима, 1962].

Девон

Стратиграфический разрез северотяньшаньской зоны сложен вулканогенно-осадочными отложениями нижнего—среднего девона и красноцветной орогенной молассой верхнего девона. В этой зоне расположены и гранитные интрузии девонского возраста (рис. 4.2).

Вулканогенно-осадочные отложения слагают две толщи. В нижней из них породы имеют преимущественно средний, в верхней — кислый состав. Обнажения нижней толщи расположены в хребтах Киргизском, Сусамырском, Джумгалском, Заилийском, Кендыктас, Кунгей и Терскей. Толща несогласно, с базальными конгломератами, налегает на ордовикские и более древние породы. Она сложена лавами и туфолами андезитов с прослоями базальтов, андезитобазальтов, дацитов, туфов и песчаников, частично красноцветных (сугандинская, баркольская и др. св., 1000 м). В хребте Кастек в прослоях песчаников среди андезитов найден флора раннего—среднего девона, в хребте Кендыктас — флора и спорово-пыльцевой

комплекс живетского века [Скринник, Гришина, 2002; Чабдаров и др., 1979].

Верхняя толща распространена в хребтах Киргизском, Кендыктас, Заилийском, Кастекском, Джумгалском, Кунгей и Терскей. Она с размытом и базальными конгломератами налегает на нижнюю толщу и на породы нижнего палеозоя. В хребте Кастек в алевролитах из этой толщи собрана флора среднего девона, в Заилийском хребте — споры франского яруса. Толща сложена риолитами, дацитами, туфолами, туфопесчаниками, с прослоями андезитов, кремнистых туффигов (алмерекская, талдысуйская, кастекская, карасайская и др. св., 1500 м). В хребтах Киргизском, Кендыктас и Джумгалском в некоторых разрезах много трахитов, в хребте Кастек отмечено обогащение пород калием вверх по стратиграфическому разрезу [Магматические комплексы..., 1982; Скринник, Гришина, 2002; Чабдаров и др., 1979]

Моласса. Позднедевонская орогенная моласса широко распространена в Киргизском хребте. Она известна также в хребтах Малый Каратау, Сусамырском, Кастек, Кендыктас, Заилийском, Кетмень, Терскей. Стратиграфические контакты между молассой и девонскими вулканитами редки, угловое несогласие между ними не отмечено, стратиграфическое несогласие несомненно. На более древних породах моласса лежит с угловым несогласием. В средней части Киргизского хребта, на его южном склоне в основании разреза залегают конгломераты с галькой кислых эффузивов (60 %), песчаников, алевролитов, гранитов и других пород. Вышележащая толща сложена красноцветными аркозовыми песчаниками с прослоями аргиллитов, алевролитов, гравелитов, конгломератов и редкими прослоями кислых туфов (тарсуйская св., 2000 м). В породах встречены ископаемые трещины усыхания, знаки ряби, следы размыва и взмучивания осадка, много косослоистых пачек. В средней части этого разреза найдены отпечатки позднедевонской флоры и средне-позднедевонской ихтиофауны [Буртман, 1962а, 1964; Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982].

В восточной части Киргизского хребта в верхней части разреза красноцветных кластитов содержатся прослойки известняков с позднедевонскими фораминиферами, в хребтах Сусамырском, Терскей и в Присонкульском районе в подобных отло-

Ранний карбон

жениях найдена фауна и флора позднего девона — турне. В хребтах Малый Каратау, Кендыктас и Заилийском континентальные красноцветные конгломераты, песчаники и алевролиты (сулеймансайская, жингильдинская, жаманкоринская св., 1000 м) содержат флору и споро-пыльцевые комплексы позднего девона [Геология..., 1986; Скринник и др., 1996; Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982].

Гранитоиды. Большинство массивов девонских гранитов имеют небольшие размеры, многие из них — гипабиссальные (рис. 4.2). В них преобладают лейкократовые граниты, присутствуют аляскиты, щелочные граниты, граносиениты и сиенито-диориты (джиначалачский, кызылсуйский, джилисуйский, талгарский комплексы). По химическому составу это — известково-щелочные породы. Чонмазарский массив граносиенитов (Чон, рис. 4.2) в Киргизском хребте прорывает среднедевонскую толщу трахитов и туфов и перекрыт красноцветными кластитами верхнего девона. Кызылсуйский гранитный массив в том же хребте прорывает нижнедевонские андезиты и перекрыт кислыми вулканитами среднего девона. На южном склоне Терскейского хребта граниты Джилисуйского массива (Джи, рис. 4.2) интродуцированы в девонские вулканиты. Ассоциация гранитов с девонскими вулканитами описана также в хребтах Кастек и Заилийском [Геологическая карта..., 1981; Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982; Чабдаров и др., 1979].

Раннедевонский возраст в интервале 406–396 млн лет определен U-Pb изохронным методом по цирконам из небольших массивов гранитоидов, распространенных в Киргизском, Сусамырском, Терскейском и Кунгейском хребтах. В Кунгейском хребте тем же методом для гранитов получены определения средне-позднедевонского возраста в интервале 390–379 млн лет. Для Джиларыкского массива, расположенного на восточной оконечности Киргизского хребта, определен Rb-Sr изохронный возраст 365 млн лет [Киселев, 1999; Jenchuraeva, 2001].

В Таласском хребте для цирконов из Кумыштагского гранитного массива (Кум, рис. 4.2) получен U-Pb изохронный возраст 404 ± 15 млн лет (ранний девон), а также дискордия и согласующаяся с ней Pb-Pb изохрона, указывающая на возраст 710 ± 25 млн лет [Киселев, 1999; Киселев и др., 1988].

На большей части Северного Тянь-Шаня стратиграфические разрезы нижнего карбона неполные и в них преобладают обломочные породы.

Карбонатно-терригенные отложения. В Малом Каратау морские мелководные отложения раннего карбона согласно лежат на красноцветных кластитах верхнего девона. Нижняя часть разреза представлена чередованием терригенных известковистых пород с органогенными известняками, которые содержат обильную фауну раннего и позднего турне, визе, серпуховского века и раннего башкирия (2000 м). В горах Улькунбурул, расположенных между Малым Каратау и западным окончанием Киргизского хребта, разрез подобен вышеописанному, но подошва его поднимается до верхнего турне, состав кластитов нижнего карбона становится кварцевым и полимиктовым, среди них появляются красноцветные породы. Эти отложения являются переходными между карбонатными осадками в Каратау и терригенными отложениями в Киргизском хребте [Буртман, 1958, 1964; Геология..., 1986; Козицкая, 1964].

Отложения с преобладанием континентальных кластитов. В западной и средней частях Киргизского хребта в основании каменноугольного разреза несогласно на породах разного возраста лежат конгломераты с несортированной галькой и валунами, и песчаники, отчасти косослоистые, имеющие аркозовый и полимиктовый состав (100–700 м). Они содержат пласты известняков с брахиоподами и фораминиферами раннего серпухова. Такой же разрез имеют каменноугольные породы на южном склоне Сусамырского хребта [Буртман, 1964; Додонова, 1966].

На северном склоне хребта Джетымбель на породах раннего палеозоя несогласно лежат красноцветные полимиктовые конгломераты, песчаники и известняки с брахиоподами раннего серпухова (300 м). На них с размывом налегают известняки с фораминиферами и брахиоподами башкирского века (200 м) и немые красноцветные песчаники (400 м). Такой же характер имеет каменноугольный разрез в Терскейском хребте и в нижней части южного склона хребта Кунгей [Галицкая, Королев, 1961; Роженец, Мозолев, 1970; Чабдаров, 1962; Шендерович, Макаров, 1967].

В восточной части Киргизского хребта подошва каменноугольного разреза опускается в турней-

ский ярус. На красноцветных кластитах верхнего девона здесь согласно лежат серые конгломераты и песчаники с прослоями углистых алевролитов (1500 м). Из нижней части толщи определены фораминиферы турнейского века. В этой части Киргизского хребта в разрезе карбона появляются эффузивные породы. Андезиты, базальты, их туфы и туфолавы (1000 м) содержат пачку известняков с брахиоподами и фораминиферами среднего–верхнего визе. На более высоком стратиграфическом уровне находятся вулканомиктовые песчаники и алевролиты, которые чередуются с туфами, туффитами и известняками, охарактеризованными фораминиферами, брахиоподами и мшанками визе–серпухова. Эта толща замещается аркозовыми и кварцевыми песчаниками и алевролитами с фораминиферами того же возраста. Серпуховский ярус представлен красноцветными песчаниками и известняками, среди которых залегают пласты глинистых сланцев и туфов (кегетинская и др. св., 1000 м). Известняки содержат обильную фауну брахиопод и кораллов [Галицкая, Королев, 1961; Захаров, Захарова, 1962, Стратифицированные..., 1982].

В хребте Кендыктас и в западной части Заилийского хребта на раннепалеозойских породах несогласно лежат красноцветные конгломераты, песчаники и алевролиты с флорой и палинокомплексами турне и раннего визе (кербулакская, таскайнарская св., 2000 м) [Скринник и др., 1996]. Более высокая часть каменноугольного разреза сложена вулканогенными породами. Каменноугольные отложения этого района и восточного окончания Киргизского хребта являются переходным между терригенными осадками внутриконтинентальных бассейнов и вулканогенно-осадочными отложениями.

Вулканогенно-осадочные отложения. Такие отложения широко распространены в Заилийском магматическом районе. В восточной части Заилийского хребта и в хребтах Северный и Южный Кетмень в основании каменноугольного разреза находятся базальты, андезито-базальты и их туфы, в меньшем количестве — андезиты и песчаники с флорой и палинокомплексами раннего турне (кызылмонокская св., 800 м). Выше лежит толща пестроцветных вулканогенно-осадочных отложений, из которой определены флора и палинокомплексы турне и визе (кетменская св., 3000 м). Она со стратиграфическим несогласием налегает на

породы нижнего турне и с угловым несогласием — на породы нижнего палеозоя. Нижняя часть разреза этой толщи сложена конгломератами, песчаниками, известняками, кремнями, туфами и туфолавами риолитов и андезитов, средняя часть — базальтами, андезито-базальтами и их туфами, верхняя часть — туфами риолитов, трахириолитов, дацитов, трахидацитов, содержащими прослой андезитов, базальтов, туфолав, песчаников [Скринник и др., 1998]. Подобные отложения с отпечатками раннекаменноугольной флоры распространены также на северном склоне Кунгейского хребта [Кнауф, 1960].

В хребтах Северный Кетмень и Заилийский более высокое положение в разрезе занимает лежащая со структурным несогласием толща чередующихся базальтов, андезитов, дацитов, риолитов, туфов и песчаников с флорой и палинокомплексами визе и серпухова (алтынэмельская, батпакская и др. св., 1000 м). В Заилийском хребте вулканиты имеют субщелочной состав, отложения формировались в наземных условиях. В Северном Кетмене распространены вулканиты известково-щелочного состава, в разрезе преобладают мелководные морские отложения [Скринник, 2003; Скринник и др., 1998].

Гранитоиды. В Заилийском районе с каменноугольными вулканитами ассоциированы интрузии гранитов (рис. 4.5). В хребтах Заилийском и Кетмень гранитоиды бельбулакского комплекса прорывают отложения раннего карбона и перекрыты вулканитами верхнего карбона. Последовательность магматизма в этом комплексе: кварцевые диориты — гранодиориты — граниты. Некоторые интрузии гранитоидов Центрального Тянь-Шаня отнесены к карбону на основании определений К-Аг возраста, имеющих большую дисперсию. Обычная последовательность магматических фаз в гранитоидах — от габбро к диоритам и гранитам или от монзонитов к сиенито-диоритам и граносиенитам [Геологическая карта..., 1981; Магматические комплексы..., 1982].

Поздний карбон

Верхний карбон представлен в Северо-Тяньшанской тектонической зоне аллювиально-дельтовыми и озерными осадками, формировавшимися в

межгорных котловинах, и наземными вулканогенно-терригенными отложениями.

Разрез верхнего серпухова и башкирского яруса на востоке Терскейского хребта и в Южном Кетмене сложен обломочными терригенными породами с прослоями углистых аргиллитов, гипсами, солями и известняками с фораминиферами и брахиоподами (далашикская, туюкская, чааркудукская св., 2000 м). Более высокое положение в разрезе верхнего карбона этого района занимают немая толща красноцветных кластитов с редкими прослоями известняков (текесская св., 2000 м) [Геологическая карта..., 1981; Скринник и др., 1998].

В Малом Каратау на отложения раннего карбона — раннего башкирия с размывом налегают красноцветные конгломераты и полимиктовые песчаники с косою слоистостью, знаками ряби, трещинами усыхания, ходами илоедов (кызылканатская св., 1000 м). В редких прослоях известняков обнаружены башкирские и раннемосковские фораминиферы [Геология..., 1986].

В средней части Киргизского хребта на породах серпуховского яруса лежат красноцветные песчаники и конгломераты (1000 м), в которых найдены отпечатки позднекаменноугольной флоры. В восточной части Киргизского хребта распространены песчаники, алевролиты, глинистые и углисто-глинистые сланцы с пластами углей, которые согласно лежат на породах серпуховского яруса и трансгрессивно налегают на более древние отложения (ортюкская св., 1000 м). В этих породах найдены пресноводные ракообразные, ostracods и флора позднего карбона. В Молдотау подобные отложения с флорой позднекаменноугольного облика залегают под надвинутыми на них карбонатными и карбонатно-терригенными породами каменноугольного возраста [Захаров, Захарова, 1962; Ласовский, Мозолев, 1967а; Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982].

Вулканогенно-терригенные отложения распространены на территории хребтов Заилийского и Северный Кетмень. Разрез верхнего карбона сложен туфами дацитов и риолитов, чередующимися с дацитами, андезитами, андезито-базальтами, песчаниками, водорослевыми известняками (кугалинская и др. св., 1000 м). Позднекарбонный возраст отложений обоснован флорой. В хребте Северный Кетмень эти породы с угловым несогласием лежат на кислых лавах и туфах с флорой раннего карбо-

на и на известняках с фауной визейского века [Кашкаров и др., 1966; Скринник, 2003; Скринник и др., 1998; Чабдаров и др., 1971].

4.1.5. Наратская и Кавабулакская зоны

Зоны Нарат (Narat) и Кавабулак (Kawabulak) Восточного Тянь-Шаня являются продолжением Северо-Тяньшаньской тектонической зоны Центрального Тянь-Шаня (рис. 4.1). В Наратской зоне известны карбонатно-терригенные отложения с кораллами позднего силура, чередующиеся с лавами и туфами основного и среднего состава. Но большей частью на докембрийском основании лежат вулканиты и кластиты нижнего карбона, несогласно перекрытые морскими терригенными осадками позднего карбона и континентальной молассой поздней перми [Gao et al., 1998; Wang et al., 1990]. Вулканические породы нижнего карбона относятся к известково-щелочной серии. В нижней части разреза преобладают риолиты и дациты, выше — андезиты, трахиандезиты и туфы. В известняках, залегающих среди вулканитов, содержится ископаемая фауна турнейского и визейского веков [Xia et al., 2004].

На южной окраине зоны Нарат расположен пояс среднепалеозойских гранитоидов, протягивающийся вдоль Туркестанской океанической сутуры, непосредственно к северу от нее (рис. 4.10). Часть гранитов имеет девонский возраст, подтвержденный трансгрессивным налеганием на них осадков нижнего карбона и определением U-Pb возраста гранитов (400 млн лет), соответствующего раннему девону.

В зоне Нарат распространены также граниты, которые прорывают породы нижнего карбона. Граниты с Rb-Sr возрастом 340 млн лет вероятно ассоциированы с раннекарбонными вулканитами. Количество калия в гранитах возрастает в северном направлении — по мере удаления от Туркестанской сутуры [Hsu et al., 1994; Regional geology of Xinjiang..., 1993]. Среди интрузий, прорывающих породы нижнего карбона, много калийшпатовых гранитов, обычно формирующихся в коллизионной обстановке (S-граниты). Они могут иметь позднекарбонный или раннепермский возраст.

В зоне Кавабулак распространены интрузии гранитоидов вероятно среднепалеозойского возраста.

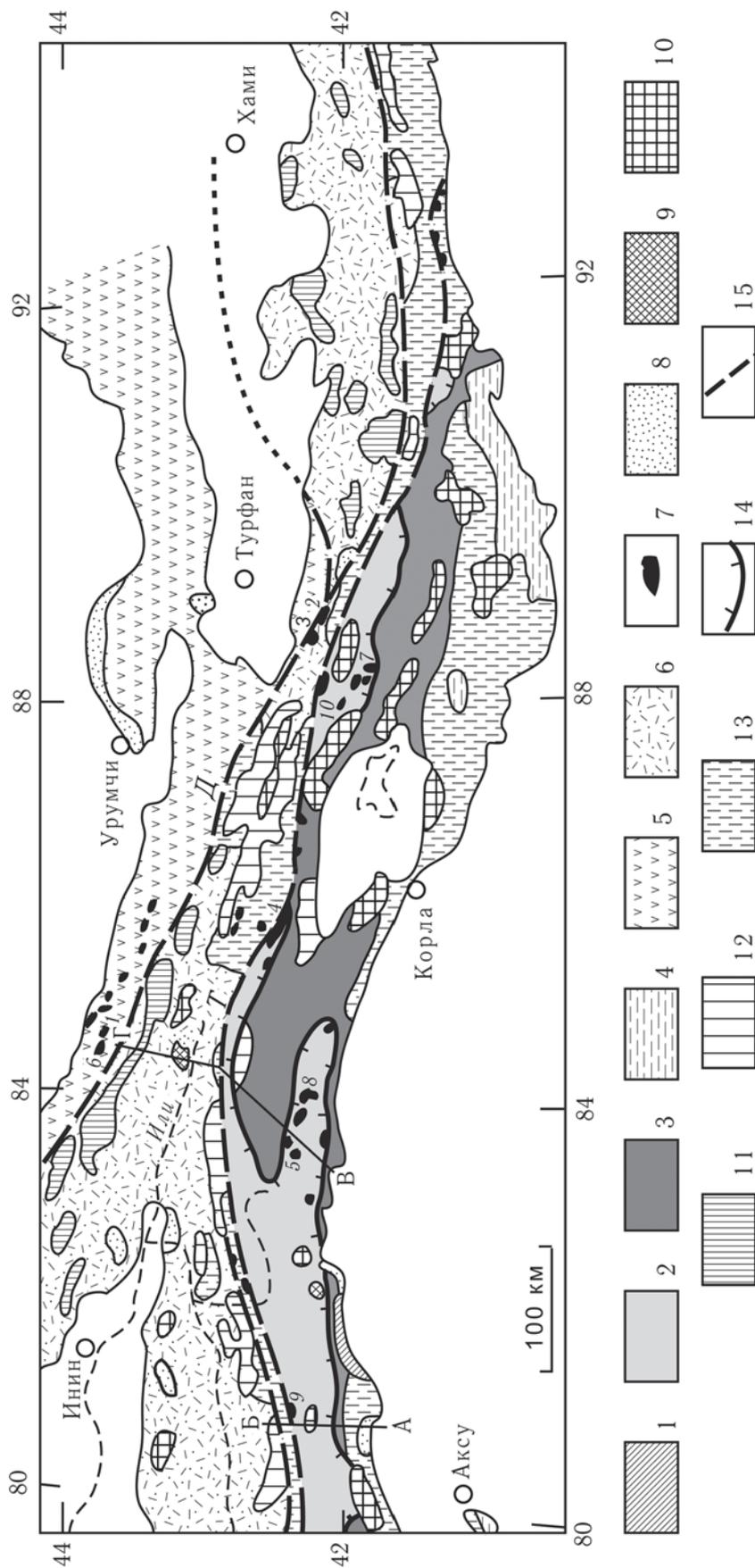


Рис. 4.10. Палеозой Восточного Тянь-Шаня, по данным: [Regional geology of Xinjiang..., 1993]

1-4 — Южно-Туркестанский домен: 1 — нижнепермские вулканогенные отложения, 2 — среднепалеозойские отложения континентального склона Алай-Таримского континента и дна Туркестанского океана в аллохтонном залегании, 3, 4 — породы пассивной окраины Алай-Таримского континента в автохтонном залегании (3 — средний палеозой, 4 — нижний палеозой и синий); 5, 6 — Северо-Туркестанский домен: 5 — вулканогенно-осадочные отложения Боغدшаньской островной дуги, 6 — среднепалеозойские вулканогенно-терригенные отложения активных окраин Киргизского микроконтинента; 7 — офиолиты (1 — Баюангу, 2 — Визигею, 3 — Гангу, 4 — Гулугоу, 5 — Кулафу, 6 — Лувейгоу, 7 — Люхуан, 8 — Серикейайлаке, 9 — Чангавузи, 10 — Юшугу); 8 — верхнепермская континентальная моласса; 9-12 — интрузивные породы: 9 — верхнепалеозойские сиениты, 10 — верхнепалеозойские коллизионные и постколлизионные граниты, 11, 12 — субдукционные граниты (11 — вулканогенные, 12 — среднепалеозойские); 13 — нижний и средний протерозой; 14 — фронт шарьяжей; 15 — другие разломы (Т — Туркестанская океаническая сутура, Д — Дзунгарский разлом)

А-Б, В-Г — линии геологических разрезов, см. ниже, рис. 6.10

ста, которые прорваны пермскими сиенитами и щелочными гранитами с Rb-Sr возрастом 259–255 млн лет [Regional geology of Xinjiang..., 1993]. Средне-позднепалеозойские гранитоды Кавабулака расположены непосредственно к северу от Туркестанской сутуры. Они образуют вероятное восточное продолжение магматического пояса зоны Нарат.

4.1.6. Борохоро и Южно-Турфанская зоны

В хребте Борохоро (Bogohoro) известково-щелочные дациты, риолиты и кластиты нижнего силура с угловым несогласием лежат на среднем ордовике, а восточнее г. Инин (Yining, Кульджа) налегают на докембрийские породы. Верхний силур зоны Борохоро сложен известняками, аргиллитами и алевролитами. Нижний девон неизвестен, средний–верхний девон представлен морскими кластитами [Hsu et al., 1994; Wang et al., 1990].

Разрез нижнего карбона сложен андезитами, дацитами и их туфами с Rb-Sr изохронным возрастом 345 ± 9 млн лет [Gao et al., 1998]. Они прорваны гранитами, имеющими Rb-Sr возраст 339 млн лет [Wang et al., 1990]. Несогласно на лавах лежат морские кластиты, прорванные гранитами, для которых определен Rb-Sr изохронный возраст (292 ± 15 млн лет) в пределах позднего карбона — ранней перми [Gao et al., 1998]. Граниты образуют магматический пояс Борохоро, имеющий ВЮВ простирание (рис. 4.1 и 4.10). Соотношение редких элементов свидетельствует о субдукционном генезисе гранитов, содержание калия возрастает в них в южном направлении [Hsu et al., 1994]. Локально распространена континентальная моласса поздней перми [Gao et al., 1998].

В южном обрамлении Турфанской впадины разрез нижнего карбона сложен андезитами, риолитами, туфопесчаниками, кремнистыми породами и известняками с брахиоподами. Верхний карбон представлен песчаниками, алевролитами, базальтами, андезитами, риолитами, туфами. Породы содержат аммоноидеи и фораминиферы [Мазарович и др., 1995]. Для гранитоидов, прорывающих каменноугольные отложения, U-Pb, R-Sr и K-Ar методами определены позднекарбонный и раннепермский возрасты [Allen et al., 1991; Regional

geology of Xinjiang..., 1993]. Каменноугольные вулканиты и граниты Южно-Турфанской тектонической зоны — восточное продолжение магматического пояса Борохоро.

4.2. Джунгаро-Балхашский океанический бассейн

Свидетелями существования Джунгаро-Балхашского океанического бассейна в Восточном Тянь-Шане служат субдукционные магматиты пояса Борохоро, офиолитовые аллохтоны и турбидиты террейна Богдошань (рис. 4.1 и 4.10).

В террейне Богдошань серия офиолитовых аллохтонов лежит на верхнекаменноугольном флише в горах Иренхабирга (Erenhabirga, Yilinarbergan). Офиолиты *Баюнгоу* (Bayingou, Bayan Gol) (1, рис. 4.10) представлены дунитами, перидотитами, кумулятивным габбро, плагиогранитами, дайковым комплексом, массивными и подушечными толеитовыми базальтами, чередующимися с красными и зелеными кремнями. Петрохимические и геохимические данные указывают на формирование базальтов в срединно-океаническом хребте. R-Sr и Sm-Nd соотношения изотопов определяют раннекаменноугольный возраст пород — 325 млн лет [Xia et al., 2005]. Описаны также щелочные базальты, которые со стратиграфическим контактом лежат на ультрабазитах. По петрохимическим и геохимическим данным, щелочные лавы изливались в островной дуге. Офиолиты *Лувейгоу* (Luweigou) (6, рис. 4.10) сложены ультрабазитами, габбро, базальтами, гиалокластитами и силицитами. Их возраст неизвестен [Wang et al., 1990]. Вероятное направление обдукции офиолитов — с юго-запада на северо-восток [Gao et al., 1998; Wang et al., 1994].

Юго-западнее Джунгарского разлома в субдукционном магматическом поясе Борохоро количество калия в породах каменноугольного возраста увеличивается в южном направлении [Hsu et al., 1994]. По этим данным, сутура океанического бассейна находится между магматическим поясом Борохо и офиолитами гор Иренхабирга — в зоне Джунгарского разлома.

У западного окончания Турфанской впадины около Джунгарского разлома находится офиоли-

товый меланж *Визитегоу–Гангоу* (Wisitegou, Gangou) (2 и 3, рис. 4.10), в матриксе которого встречены голубые сланцы, а среди обломков — известняки с конодонтами среднего ордовика [Gao et al., 1998]. Эти офиолиты могут отмечать положение сутуры Джунгаро-Балхашского океанического бассейна. В восточной части региона эта сutura, вероятно, проходит в широтном направлении по территории кайнозойской Турфанской впадины — между поясом каменноугольных гранитоидов на юге и островодужными вулканитами хребта Богдашань на севере.

4.3. Богдашаньский террейн

В хребте Богдашань (Bogda Shan) известны алевролиты и известняки с ископаемой фауной силура и вулканогенно-терригенные отложения девона [Hsu et al., 1994], но большей частью в основании видимого разреза залегают туфогенные, кремнистые и карбонатокластовые турбидиты с прослоями подушечных базальтов и других вулка-

нитов. В этих отложениях были найдены фораминиферы раннего и позднего карбона [Cargoll et al., 1995]. Вулканиты имеют контрастный состав, они представлены базальтами, риолитами и порокластами. Базальты — толеитовые, высокотитановые, соотношение редких элементов в одних образцах указывает на внутриплитный генезис, в других — на формирование над зоной субдукции [Allen et al., 1991, 1993a; Xia et al., 2004]. Небольшая интрузия гранодиоритов имеет U-Pb возраст 345 млн лет. Среди каменноугольных отложений залегают гипабиссальные интрузии среднего и основного состава и дайки базальтов, внедрившиеся после деформации вмещающих пород. Для интрузии диорит-трондьемита определен U-Pb возраст 328 ± 10 млн лет [Hopson et al., 1989].

В горах Иренхабирга около Джунгарского разлома средний девон представлен вулканогенно-обломочными и карбонатными породами с кораллами и брахиоподами. Разрез нижнего карбона сложен кислыми вулканитами, вулканогенно-обломочными и карбонатными породами с брахиоподами, верхний карбон — флишем с кораллами и амоноидеями [Wang et al., 1990, 1994].

Глава 5

Южно-Туркестанский домен: от силура до ранней перми

Южно-Туркестанский домен отделен от Северо-Туркестанского домена позднепалеозойской сутурой Туркестанского океанического бассейна (рис. 1.1). Почти всю территорию домена занимают породы Алай-Таримского континента. В каменноугольное время возник и вскоре был закрыт Гиссарский рифтогенный океаническим бассейном, временно отделивший Каракумский континентальный терреин от Алай-Таримского континента. В позднем палеозое породы океанической коры Туркестанского океанического бассейна и отложения, накопившиеся на его окраинах, были надвинуты на Алай-Таримский континент и ныне залегают в ансамблях шарьяжей Южного Тянь-Шаня. Ансамбли шарьяжей состоят из многих аллохтонных пластин и тектонических чешуй. Их описание будет сделано по структурным единицам, которые лежат одна на другой в геологическом разрезе.

Комплексы пород, слагающие структурные единицы, отличаются друг от друга составом отложений, накопившихся в разных геотектонических обстановках — на шельфе, континентальном склоне, в аккреционной призмe и др. Шарьированная и складчатая структура Алай-Таримского террейна весьма сложная. Количество аллохтонных пластин в геологических разрезах достигает десятка и более. При этом пластины, сложенные породами близ-

кого состава и одинакового генезиса, в многослойных тектонических ансамблях несколько раз повторяются в геологическом разрезе. Комплексы пород, имеющие переходный характер, слагают самостоятельные тектонические пластины, либо отсутствуют, будучи перекрыты другими пластинами.

В таких условиях, выделение структурных единиц во многом зависит от подхода исследователя к расшифровке структуры региона. В модели шарьяжей Южного Тянь-Шаня, предложенной в работах: [Буртман, 1973, 1976], были выделены первичные и вторичные наволоки. Наволоки, названные первичными, разделяют тектонические пластины, которые сложены породами, сформированными в разных (большей частью, — соседних) геотектонических обстановках, например — на шельфе и на континентальном склоне. Первичные наволоки являются границами главных шарьяжей, выделяемых в ранге структурных единиц. Вторичные наволоки сдваивают в геологическом разрезе тектонические пластины или пакеты тектонических пластин, разделенных первичными наволоками, а также усложняют внутреннее строение структурных единиц. При таком подходе, отложения, сформированные в одинаковых геотектонических обстановках и имеющие близкий возраст, но залегающие в разных тектонических пластинах, принадлежат одной

структурной единице. Реконструкция положения этих структурных единиц до начала шарьирования имеет вид естественной последовательности фациальных зон на окраинах континентальных террейнов и в океанических бассейнах.

Количество структурных единиц различно в геологических разрезах разных районов Алай-Таримского террейна. Наиболее рациональный путь к пониманию тектоники и геодинамики шарьированной структуры региона лежит через рассмотрение строения структурных единиц и соотношений между ними в геологическом разрезе. Описание шарьированной структуры Южного Тянь-Шаня целесообразно начать с Западно-Тяньшаньской провинции, где она лучше изучена.

5.1. Западный Тянь-Шань

5.1.1. Северо-Ферганская зона (70) — 5.1.2. Южно-Ферганская зона (74) — 5.1.3. Алайская зона (85) — 5.1.4. Гиссарская зона (92) — 5.1.5. Деформации (95)

На территории Западного Тянь-Шаня находятся Северо-Ферганский, Южно-Ферганский и Алайский

ансамбли шарьяжей, сформированные в карбоне и ранней перми. Каждый ансамбль шарьяжей и его неоавтохтоны занимают территорию, которая описывается ниже как тектоническая зона, одноименная ансамблю шарьяжей (рис. 5.1). В Западном Тянь-Шане находится также Гиссарская тектоническая зона, в которой присутствие шарьяжей незначительно или они не выявлены. Тектонические зоны разделены позднепермскими надвигами или сдвигами.

5.1.1. Северо-Ферганская зона

Северо-Ферганская тектоническая зона охватывает Баубашатинский горный узел (хребты Баубашата, Исфанджайляу и др.) и Атойнакский хребет, занимая территорию от р. Карасу-западная на западе до р. Караункур на юго-востоке (рис. 5.2). Границами зоны служат позднепермские разломы: Таласо-Ферганский сдвиг на северо-востоке, Караункурский сдвиг на юге, Атойнакский сдвиг-надвиг на севере и Чатский (Западно-Карасуйский) надвиг на западе.

В североферганском ансамбле шарьяжей было выделено несколько структурных единиц, породы

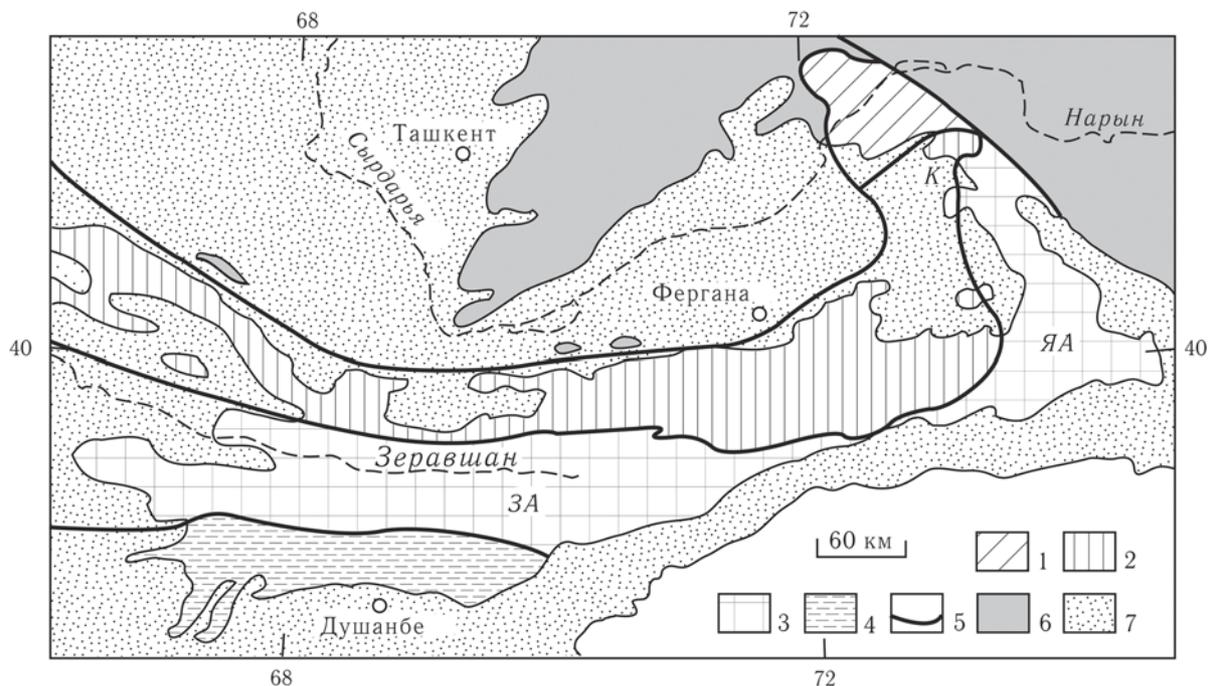


Рис. 5.1. Тектонические зоны Южно-Туркестанского домена в Западном Тянь-Шане

1–4 — Южно-Туркестанский домен, зоны: Северо-Ферганская, 2 — Южно-Ферганская (К — Караункурский район), 3 — Алайская (ЗА — Зеравшан-Алайский район, ЯА — Яссы-Алайский район), 4 — Гиссарская; 5 — границы тектонических зон; 6 — Северо-Туркестанский домен; 7 — мезозойские и кайнозойские отложения

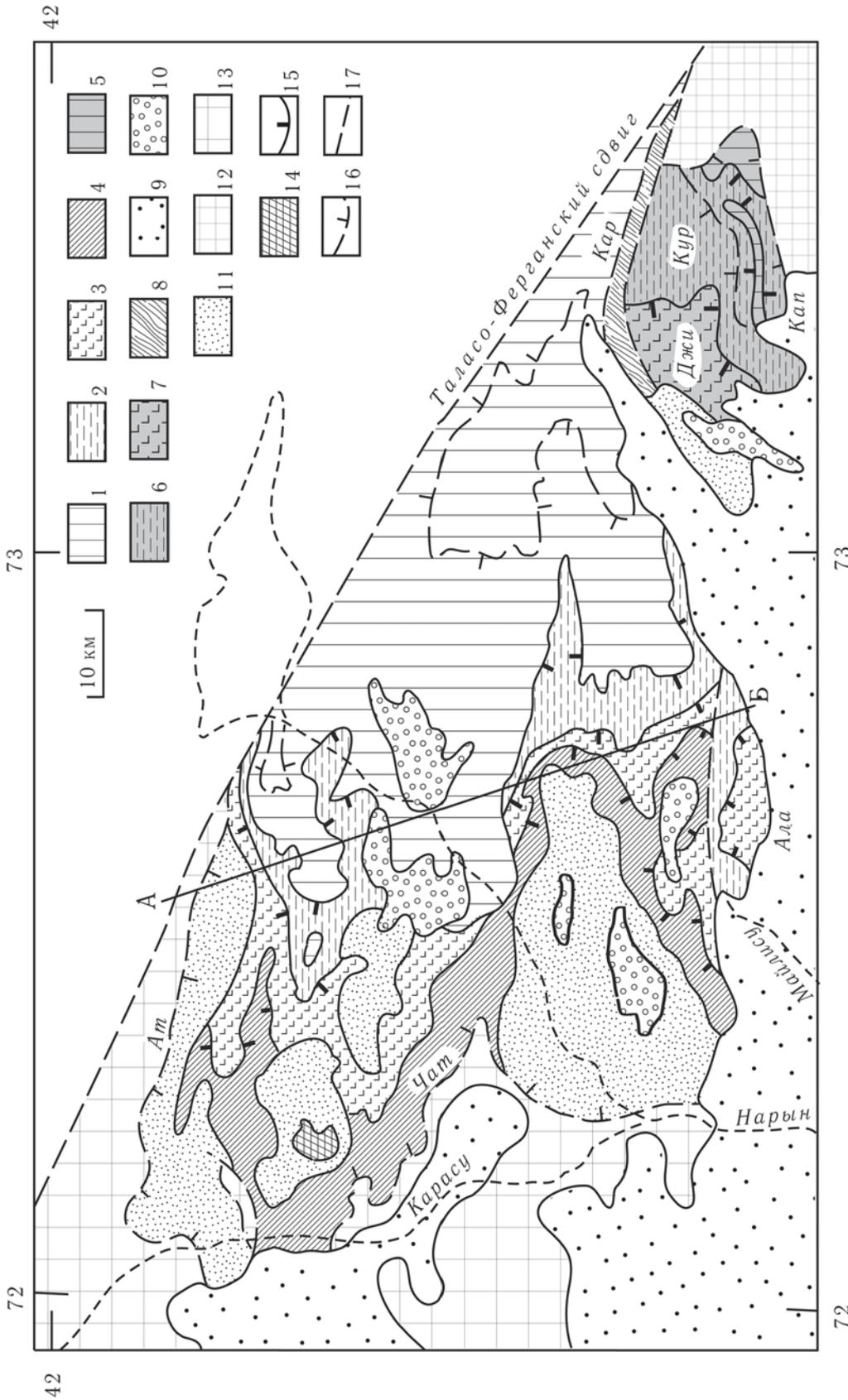


Рис. 5.2. Северо-Ферганская тектоническая зона и Караункурский район Южно-Ферганской тектонической зоны
 1-4 — **Северо-Ферганская зона**, структурные единицы: 1 — Баубашата, 2 — Онгамчи, 3 — Керей, 4 — Шайдан; 5-8 — **Караункурский район Южно-Ферганской зоны**, структурные единицы: 5 — Исфайрам, 6 — Абшир, 7 — Талдык, 8 — Тогузбулак; 9 — кайнозой и мезозой, 10 — неоготтон-2 и неоготтон-1; 12 — Алайская зона; 13 — Чаткальская зона; 14 — позднепалеозойские граниты; 15 — первичные наволоки стадий деформации D-2, D-3, D-4 и осложняющие их разломы; 16 — вторичные наволоки и надвиги; 17 — другие разломы
 А-Б — линия геологического разреза, см. рис. 6.4
 Ореды: Ала — Алаштау, Джи — Джинды, Кап — Капка, Кур — Куровес
 Разломы стадии деформации D-6: Ат — Атойнакский сдвиг-надвиг, Кар — Караункурский сдвиг, Чат — Чатский (Западно-Карасуйский) надвиг

которых формировались в разных геотектонических условиях [Буртман, Клишевич, 1971]. В геологическом разрезе наиболее низкое положение занимает единица Баубашата, выше лежат единицы Онтамчи, Керей и Шайдан.

Вариации стратиграфических разрезов в Северо-Ферганской зоне рассмотрены в работах: [Бискэ, Поршняков, 1974; Биске и др., 1982; Буртман, Клишевич, 1971; Иванов, 1976].

Баубашата

Структурная единица Баубашата обнажена в ядрах антиформных складок. Разрез единицы Баубашата состоит из двух этажей, разделенных тектоническим контактом. Нижний этаж образован толщей с остатками силурийской фауны (2000 м). В этой толще в сложных тектонических соотношениях находятся полимиктовые и кварцевые песчаники и глинистые сланцы с граптолитами лландовери, венлока и лудлова; встречены также базальты, андезиты, вулканические туфы и брекчии. Глинистые сланцы большей частью превращены в филлиты. В верхней части разреза толщи сланцы чередуются с известняками (караункурская св.), содержащими брахиоподы, кораллы, трилобиты лудлова—пржидолия [Бискэ и др., 1982].

На описанной толще с тектоническим контактом и структурным несогласием лежат карбонатные и вулканогенные породы, образующие верхний этаж единицы Баубашата. На одних участках всячее крыло этого разлома сложено известняками позднего лудлова, на других — известняками и вулканитами нижнего девона.

Стратиграфический разрез начинается известняками (1500 м), большей частью — рифовыми, частично — кремнистыми, с кораллами и брахиоподами позднего лудлова, пржидолия и всех веков раннего девона. Девонские известняки по простиранию расклиниваются вулканогенными породами (боссоготашская и др. св., до 2000 м). В вулканогенной толще преобладают лавы, которые в нижней части толщи имеет контрастный состав (дациты, риолиты, базальты). Верхняя часть толщи сложена субщелочными базальтами. В известняках, залегающих среди вулканитов, были найдены остатки организмов, обитавших в раннем девоне, эйфельском и живетском веках. Горизонты вулканитов исчезают выше по разрезу, а накопление

карбонатных пород (3000 м), содержащих кораллы, брахиоподы, гониатиты и фораминиферы, продолжалось до раннебашкирского времени. В известняках с фораминиферами серпуховского возраста встречаются включения кремней. Верхняя часть стратиграфического разреза единицы Баубашата сложена конгломератами с галькой и глыбами известняков и грубым флишем с фораминиферами башкирского века (конуртюрбинская св., 400 м). Размыв перед накоплением конгломератов местами достигал визейских пород [Бискэ и др., 1982; Талашманов, 1981].

Тектонический контакт между двумя этажами описанного геологического разреза может быть следствием разных физических свойств пород выше и ниже контакта, проявившихся при шарьировании и смятии в складки. На рис. 5.2 этот тектонический контакт показан внутри поля структурной единицы Баубашата.

Онтамчи

Накопление осадков единицы Онтамчи большей частью происходило в глубоководных условиях. В основании видимого стратиграфического разреза обнажены глинистые, глинисто-кремнистые и алевритовые сланцы с граптолитами позднего лландовери и венлока. Среди сланцев залегают пласты полимиктовых песчаников, конгломератов, потоки дацитов и базальтов. Петрохимические характеристики лав указывают на их островодужное происхождение [Бискэ, 1996]. Разрез верхнего силура сложен глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами и полимиктовыми песчаниками. Среди них залегают рифовые известняки с кораллами и брахиоподами лудлова и пржидолия, а также базальты, андезиты и их туфы (кызкурганская, сересуйская, турасуйская и др. св., 1500 м) [Бискэ и др., 1982; Риненберг, 1986].

Нижний девон представлен туфами и сланцами с тентакулитами, эйфельский ярус — базальтами, андезитами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфами, с прослоями известняков, содержащих брахиоподы и кораллы (айрыташская св., 500 м). Более высокое положение в разрезе занимают чередующиеся кремнистые алевролиты и слоистые известняки с конодонтами и радиоляриями (чичарская и др. св.). Эта толща, при мощности 100–300 м, охватывает возрастной интервал от живетского до

серпуховского веков. В некоторых разрезах мощность живетско-серпуховских отложений возрастает за счет известняков, часто обломочных, содержащих кораллы и брахиоподы. На этих породах с размывом лежат конгломераты, песчаники, глинистые сланцы, кремни и кремнистые известняки с фораминиферами позднесерпуховского — раннебашкирского времени (300 м). Толща содержит олистостромы с олистолитами визейских известняков [Бискэ и др., 1982; Буртман, 1976; Риненберг и др., 1983; Талашманов, 1981].

Породы структурной единицы Онтамчи слагают серию тектонических пластин и чешуй. Описанную выше стратиграфическую последовательность пород нельзя увидеть в непрерывном разрезе. Породы находятся в сложных тектонических соотношениях друг с другом и частично превращены в микстит, матрицей которого служат силурийские сланцы. Стратиграфические разрезы в разных чешуях имеют некоторые различия, обусловленные изменчивостью условий седиментации в разных частях обширного бассейна.

Керей

Структурная единица Керей образована слабо метаморфизованными породами океанической коры. Она сложена нижне-среднедевонскими шаровыми базальтами и пикритами, мощность которых в ореале *Алаштау* (Ала, рис. 5.2) достигает 2000 м. Среди лав залегают прослои кремней и тектонические линзы серпентинизированных ультрабазитов. Вулканиды перекрыты глубоководными кремнисто-карбонатными осадками живетско-серпуховского возраста [Бискэ и др., 1982; Бискэ, 1996].

Шайдан

Основание структурной единицы Шайдан образовано выклинивающейся тектонической пластиной, которая сложена габбро-ультрабазитовым комплексом пород. Нижняя часть пластины, мощностью в несколько сот метров, образована серпентинизированными гарцбургитами и дунитами и серпентинитовым меланжем с глыбами основных вулканидов, метаморфических сланцев, габброидов, родингитов. Pb-Pb возраст цирконов из дунитов,

полученный методом термоионной эмиссии, — 532 ± 12 млн лет. На этих породах лежат перемежающиеся верлиты и лерцолиты, которые вверх по разрезу сменяются пироксенитами и полосчатым габбро, переходящим в габбро-амфиболиты (до 1000 м). U-Pb и Pb-Pb возрасты цирконов из габбро находятся в интервале 395–475 млн лет. Породы частично превращены в бластомилониты. В габброидах установлены три стадии пластической деформации. По петрохимическим характеристикам верлит-пироксенит-габбровый комплекс соответствует оливиновым толеитам. Разрез надстраивает комплекс параллельных даек диабазов и габбро-диабазов, образующих две генерации, ориентированные под углом одна к другой. В междальковом пространстве сохранились габбро и габбро-амфиболиты. По соотношению петрогенных окислов породы даек занимают положение между коматиитами и океаническими толеитами [Комаревцев и др., 1987; Куренков и др., 2002; Христов и др., 1986].

На породах габбро-ультрабазитового комплекса мощностью до 2,5 км лежит тектоническая пластина (1500 м), сложенная аповулканогенными зелеными метаморфическими сланцами, среди которых встречены глаукофановые сланцы (майлисуйская, акджольская св.). Петрохимическая характеристика метаморфических пород соответствует океаническим толеитовым базальтам. В прослоях яшм среди метаморфических сланцев обнаружены конодонты, для которых вероятен силурийский возраст [Пучков и др., 1987]. В верхней части разреза степень метаморфизма постепенно уменьшается и состав пород меняется. Здесь распространены пестрые филлиты, песчаники, кремни, мраморы и базиты [Бакиров, 1978; Горянов и др., 1983; Христов и др., 1986].

Стратиграфическое налегание фаунистически охарактеризованных отложений на метаморфические сланцы известно в нескольких пунктах. На левобережье р. Нарын (в междуречье Бекечал–Караколь) на метаморфических сланцах лежит толща (500 м), нижняя часть разреза которой сложена глинистыми, карбонатными и кремнистыми сланцами с конодонтами *силура*(?) и среднего девона, верхняя часть — кремнями с прослоями известняков, содержащими конодонты позднего девона и турне [Пучков и др., 1987; Христов, Миколайчук, 1983б]. В бассейнах рек Майлису и Карасу-западная (в долинах Манубалды, Кезарт) на

метаморфические сланцы налегают брекчии и конгломераты, в которых содержатся обломки и галька подстилающих сланцев. В цементе конгломератов и в прослоях известняков среди вышележащих гравелитов, песчаников и сланцев обнаружены кораллы, брахиоподы и тентакулиты раннего и среднего девона (намаздыкская и др. св., 500 м). Выше лежат известняки с прослоями кремней, песчаники и конгломераты (300 м). В этих породах найдены фораминиферы и гониотиты визейского и серпуховского возраста [Биске и др., 1982; Горянов и др., 1973, 1983; Талашманов, 1981].

Таким образом, вулканогенные породы океанической коры в единице Шайдан имеют силурийский и, возможно, более древний возраст. Они были метаморфизованы не позднее раннего девона.

Неоавтохтон

Породы неоавтохтона залегают в мульдах синформных складок, образованных на поздних стадиях деформации. Неоавтохтонные толщи Северной Ферганы делятся на три группы.

Неоавтохтон-1 со стратиграфическим несогласием налегает на породы серпуховского возраста единицы Шайдан и трансгрессивно перекрывает более низкие части шайданского разреза. Неоавтохтон сложен толщей конгломератов, песчаников и известняков с раннемосковскими фораминиферами и брахиоподами (чаакская и др. св., 1000 м) [Бискэ, Кушнарь, 1976; Турбин, 1960].

Неоавтохтон-2 трансгрессивно перекрывает структурные единицы Шайдан, Керей, Онтамчи и неоавтохтон-1. Разрез начинают крупногалечные конгломераты, песчаники и известняки с позднемосковскими брахиоподами и фораминиферами (суоктюбинская св., 1500 м). Выше их сменяет толща, в которой преобладает проксимальный терригенный флиш с прослоями известняков (бекечальская, турдукская и др. св., 3000 м). Фораминиферы и брахиоподы из этой толщи имеют позднемосковский, касимовский, гжелский, ассельский и сакмарский возраст. Разрез толщи невыдержанный, количество конгломератов и известняков варьирует на разных участках, верхние горизонты толщи местами трансгрессивно перекрывают породы аллохтона [Бискэ и др., 1982; Турбин, 1960].

Неоавтохтон-3 несогласно налегает на эродированные структурные единицы Шайдан, Керей,

Онтамчи, Баубашата и на неоавтохтон-2. Это — континентальные отложения с флорой позднепермского возраста (келематинская, карасуйская св., 2000 м), они будут рассмотрены в шестой главе.

5.1.2. Южно-Ферганская зона

Южно-Ферганская тектоническая зона занимает северные склоны и предгорья Туркестанского и Алайского хребтов и Караункурский район Ферганского хребта (рис. 5.2, 5.3). Границами зоны служат позднепермские разломы: Караункурский сдвиг на севере и Узген-Санзарский надвиг — на юге и востоке.

В строении Южно-Ферганского ансамбля шарьяжей принимают участие структурные единицы Исфайрам, Абшир, Талдык и Шанкол [Буртман, Клишевич, 1971; Буртман, 1976]. Два нижних яруса этого ансамбля образованы шарьяжами, сложенными породами, которые накопились на шельфе, континентальном склоне и подножии Алай-Таримского террейна (структурные единицы Исфайрам и Абшир), два верхних яруса — шарьяжами, сложенными породами океанической коры (единицы Талдык и Шанкол). Особое место занимает структурная единица Кан, представляющая собой фрагмент сутурной зоны Туркестанского океанического бассейна. В Караункурском районе находится также единица Тогузбулак, содержащая отложения, которые, вероятно, накопились и были метаморфизованы в аккреционной призмке у края Киргизского террейна.

Вариации стратиграфических разрезов структурных единиц Южно-Ферганской тектонической зоны рассмотрены в работах: [Аристов, 1994; Бискэ, 1996; Буртман, 1976, 1984; Буртман, Клишевич, 1971; Поршняков, 1973].

Исфайрам

Структурная единица Исфайрам сложена мощной толщей мелководных карбонатных пород и пелагическими осадками, которые подстилают и перекрывают эту толщу.

В Алайском и Туркестанском хребтах в основании видимого разреза находятся глинистые и кремнистые сланцы и песчаники с граптолитами

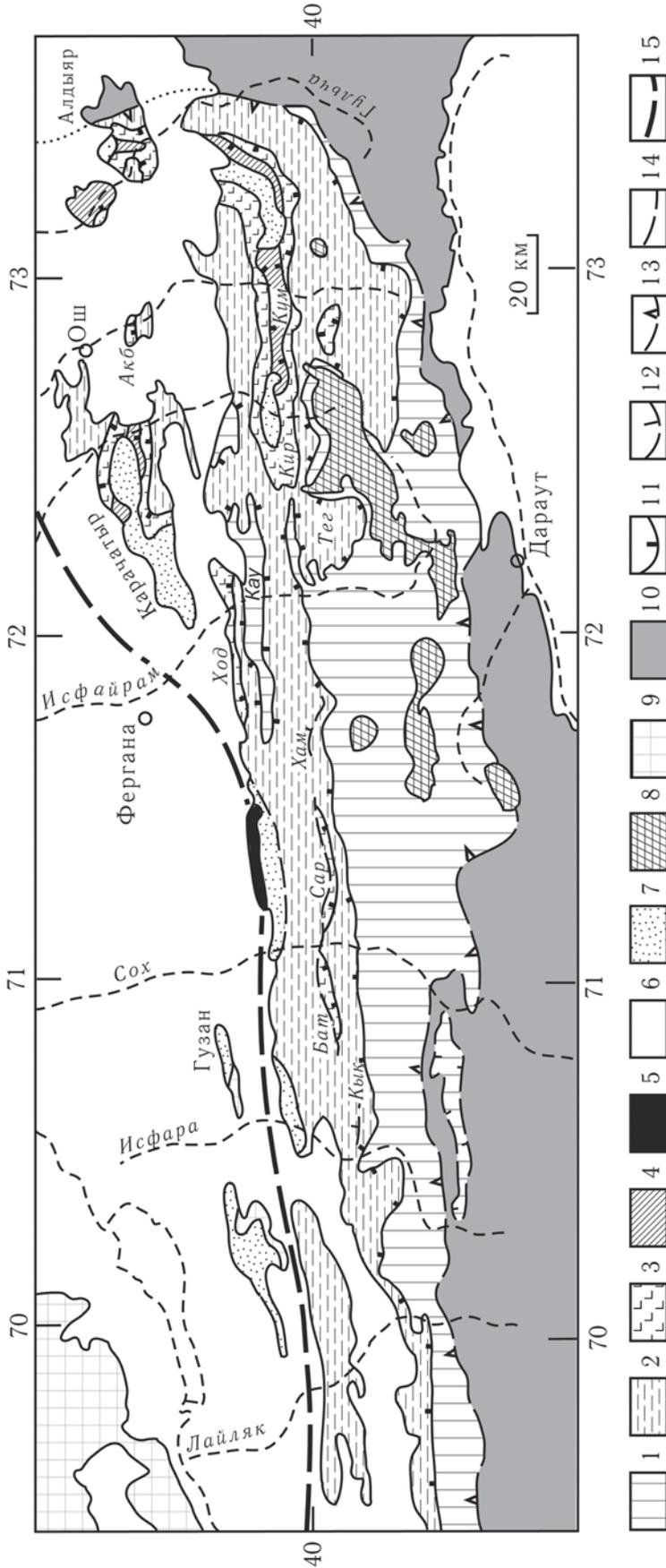


Рис. 5.3. Южно-Ферганская тектоническая зона

1-5 — Южно-Ферганская зона, структурные единицы; 1 — Исфайрам, 2 — Абшир, 3 — Талдык, 4 — Шанкол, 5 — Канн; 6 — кайнозой и мезозой; 7 — неоавтохтон-2 и неоавтохтон-1; 8 — позднепалеозойские интрузии; 9 — Чаткальская зона; 10 — Алайская зона; 11 — первичные наволоки стадий деформации D-2, D-3, D-4 и осложняющие их разломы; 12 — вторичные наволоки; 13 — Узген-Санзарский надвиг; 14 — другие разломы; 15 — положение сугуты Туркестанского океанического бассейна под чехлом кайнозойских отложений

Ореады: Акб — Акбура, Ба́к — Ба́кен, Кау — Каузен, Кир — Киргизата, Кум — Кумбель, Кык — Кык, Сар — Сарыгал, Тег — Тегермач, Хам — Хамзабад, Ход — Ходжагоир

лландовери, венлока и лудлова [Риненберг, 1990]. На некоторых участках были описаны прослой базальтов и туфов среди этих пород. Граница между сланцами и вышележащими известняками обычно тектоническая, что обусловлено различием в компетентности пород.

Подошва карбонатной толщи в разных разрезах находится на разных уровнях — от лудлова до среднего девона. В более северных разрезах она обычно расположена на более низком уровне. Толща карбонатных пород имеет мощность от 2000 до 4000 м. Она разделена на десятки свит и хорошо охарактеризована ископаемой макро- и микрофауной. Соотношение мощностей девонской и каменноугольной частей, строение и состав карбонатных пород различаются в разных разрезах, и среди них было выделено много типов [Поршняков, 1973; Котельников, 1987; и др.], которые характеризуют внутреннюю (алайский тип) и внешние части области карбонатонакопления (ярунтузский, актурский и другие типы). На большей части рассматриваемой тектонической зоны отложения алайского типа находятся в автохтонном положении, у южного края зоны они надвинуты на породы соседней тектонической зоны. Отложения внешних частей шельфа слагают олистоплаки среди тектонизированной олистостромы единицы Абшир и тектонические отторженцы вторичных шарьяжей и надвигов.

Большая часть карбонатной толщи сложена мелководными органогенными и органокластовыми породами. В верхнесилурийской части разреза встречаются прослой кварцевых песчаников, в раннедевонской части — прослой кремней, щелочных базальтов и туфов. В междуречье Сох–Исфайрам среди карбонатных пород с живетскими кораллами залегает мощная линза (20–500 м) щелочных лав и туфов кислого и основного состава [Ненахов, 1985]. В серпуховское–раннемосковское время преобладало осадконакопление в относительно более глубоководных условиях: отлагались глинистые и обломочные слоистые известняки со стяжениями, линзами, прослоями кремней. Эти отложения (газская и др. св., 50–500 м) нередко имеют перерыв в подошве башкирского яруса, иногда из разреза полностью выпадает толща серпуховских известняков [Белоусов 2000; Бискэ, 1996; Дженчураева, 1979]. Кровля карбонатной толщи поднимается вверх по стратиграфическому разрезу в пределах нижнемосковского подъяруса — от

более северных разрезов (чильмайрамского, ярунтузского, актурского) к более южным разрезам алайского типа.

На нижнемосковских известняках лежит толща флиша и олистостром (толубайская, маляранская и др. св., 50–1000 м). На большей части тектонической зоны перед накоплением флиша не было стратиграфического перерыва, но в некоторых разрезах отмечено налегание флиша на известняки нижнего карбона. Строение разреза и мощность флишево-олистостромовой толщи изменчивы. Нижняя часть толщи в большинстве разрезов сложена тонкоритмичным известковистым песчано-глинистым флишем. Выше флиш становится грубым, в разрезе появляются горизонты конгломератов и олистостром. Размер наиболее крупных олистоплаков достигает сотен метров. Большие глыбы и олистоплаки сложены мелководными известняками аутигенного происхождения, по форме и шлейфам олистолитов было определено, что они поступали в бассейн с юга. В долине р. Исфара в разрезе олистостромы наблюдается обратная стратиграфическая последовательность олистоплаков аутигенных известняков, соответствующая последовательности разрушения известнякового массива: внизу расположены олистоплаки пород раннемосковского возраста, выше — раннего карбона, еще выше — девона и, затем, — позднего силура. В тонких олистоплаках, олистолитах и в гальке конгломератов находятся также кремни и пелагические известняки. В верхней части толщи встречены глыбы, содержащие фрагменты стратиграфически конденсированного кремнисто-карбонатного разреза вышележащей структурной единицы Абшир. Наиболее молодые фораминиферы в олистолитах имеют раннемосковский возраст, из флиша были определены раннемосковские и позднемосковские фораминиферы [Бискэ, 1996; Бискэ, Поршняков, 1995; Вишневецкий и др., 1982; Дженчураева, 1979; Поршняков, 1968; Черенков, 1973; Чернышук, 1986].

Флишево-олистостромовая толща единицы Исфайрам формировалась в московском веке. В раннемосковское время материал был аутигенным, в позднемосковское время к этому материалу добавились обломки пелагических пород из шарьяжа Абшир.

В верхнем течении р. Исфайрам на раннемосковском флише согласно лежит толща конгломератов с прослоями кремнистых сланцев, алевроли-

тов и песчаников, содержащих фрагменты фораминифер московско-касимовского возраста и растений позднего карбона (сурметашская св., 2000 м) [Дженчураева, Ненахов, 1986; Соловьева и др., 1965]. Галька и валуны в конгломератах сложены кремнистыми и карбонатными породами. Эта толща распространена в южной части тектонической зоны в области разрезов алайского типа и, вероятно, является возрастным аналогом олистостромовой толщи, широко представленной в более северных типах разрезов рассматриваемой структурной единицы.

В Караункурском районе (в Ферганском хребте) породы единицы Исфайрам обнажены в тектонических окнах (рис. 5.2). Толща карбонатных пород имеет здесь мощность около 2000 м. Из нижней части разреза определены кораллы и брахиоподы венлока и позднего силура, выше — девонские и раннекаменноугольные формы, вблизи кровли — фораминиферы серпуховского века. На раннедевонском и серпуховском уровнях среди известняков залегают кремни. На известняках лежат конгломераты и песчаники (300 м) с горизонтами дикого флиша, содержащего глыбы известняков. В прослоях обломочных известняков содержатся башкирские фораминиферы, вероятно переотложенные [Талашманов, 1981].

Абшир

Область накопления пород единицы Абшир охватывала часть внешнего шельфа, протяженный континентальный склон и подножие пассивной окраины Алай-Таримского террейна. В стратиграфических разрезах этой единицы преобладают пелагические породы.

На северных склонах Алайского и Туркестанского хребтов в основании тектонических пластин шарьяжа Абшир залегают углеродисто-глинистые сланцы с прослоями фтанитов, которые вверх по разрезу и по простиранию сменяются дистальным терригенным флишем (сюгетская, пульгонская и др. св.). Сланцы и флиш содержат граптолиты лландовери, венлока и лудлова [Риненберг, 1990]. Местами эта толща охватывает и пржидолий. На уровне венлока в разрезе были встречены кварцевые песчаники. Стратиграфическая последовательность силурийских отложений нарушена, что затрудняет определение истинной мощности отло-

жений, для каждого яруса она оценивается в несколько сотен метров.

На правом берегу р. Абшир распространена толща известково-щелочных вулканитов (базальты, дациты, риолиты и их туфы — каратюбинская св., 600 м), содержащих прослой сланцев с граптолитами позднего лландовери — венлока [Бискэ, 1996]. Прослой туфогенных пород были встречены и в других разрезах силура.

В отложениях пржидолия, девона и нижнего карбона выделены разрезы нескольких типов: карбонатные, карбонатно-кремнистые, кремнистые, вулканогенно-кремнистые. Большинство разрезов — стратиграфически конденсированные. Они содержат осадки малой мощности, которые накопились в течение большого временно-го интервала.

Карбонатный (кокбелеский) тип стратиграфически конденсированного разреза известен в тектонических чешуях и олистоплаках в междуречье Абшир–Исфайрам и в бассейне р. Исфары. Прагиену–эйфелю в нем принадлежит толща конгломератов, песчаников и известняков (неполная мощность 100 м), на которой лежат доломиты и известняки (200–400 м), включающие породы от живетского до московского яруса [Котельников, 1987]. В других разрезах маломощные карбонатные осадки живетского–московского ярусов залегают на более мощных известняках позднего силура — раннего девона. Карбонатный тип разреза единицы Абшир является переходным к разрезам единицы Исфайрам.

Карбонатно-кремнистый (шахимарданский) тип разреза сложен карбонатным флишем и кремнистыми породами. В ораде *Хамзабад* (Хам, рис. 5.3) в Алайском хребте распространен флиш с пластами обломочных известняков, который содержит граптолиты, кораллы и брахиоподы пржидолия и лохкова (круккельская св, 500 м). Выше лежит толща ритмично чередующихся органично-обломочных известняков и кремней с прослоями глинистых сланцев в нижней части разреза (талбулакская и др. св., 1000 м). Граптолиты, брахиоподы, тентакулиты, аммоноидеи, кораллы определяют возраст этой толщи в интервале от лохкова до живетского века. Более высокая часть рассматриваемого разреза сложена известняками верхнего девона и нижнего карбона, имеющими относительно небольшую мощность (100–500 м) [Горянов и др., 1979].

В стратиграфическом разрезе ореады *Кык* (рис. 5.3) в восточной части Туркестанского хребта на основе зональной стратиграфии по конодонтам было установлено отсутствие нескольких конодонтовых зон (в эмсе—эйфеле, живетском, фаменском, турнейском ярусах, серпухове—башкирии), что может быть следствием скрытых стратиграфических перерывов. Верхняя часть известняков содержит конодонты раннебашкирского возраста [Гущин, Ногаева, 1993]. Венчают разрез шахимарданского типа конгломераты, песчаники и глинистые сланцы позднебашкирского или раннемосковского возраста.

Вулканогенно-кремнистый (окжатпесский) тип разреза характеризует ореаду *Джинды* (*Джи*, рис. 5.2) в Караункурском районе. Ореада состоит из нескольких тектонических чешуй. Нижний девон представлен в них кремнями, лавами и туфами основного состава, с прослоями известняков, содержащих кораллы и брахиоподы. Более высокое положение в разрезе занимают выклинивающаяся толща известняков с кораллами живетского века и кремни и известняки с фораминиферами серпуховского и башкирского веков. Верхняя часть разреза сложена проксимальным терригенным флишем с горизонтами олистостром и конгломератов, содержащих обломки известняков с фораминиферами башкирского века [Бискэ и др., 1982].

Кремнистый (шаланский) тип разреза имеет наибольшее распространение в Алайском и Туркестанском хребтах. Он сложен разноцветными радиоляритами, спонголитами, фтанитами и известняками, с прослоями кремнисто-глинистых сланцев и турбидитов (томашинская, биданинская, талбулакская и др. св.). Изучение конодонтов и фораминифер показало, что подошва этой толщи находится в разных разрезах на уровне лохкова, праггены и эмса, кровля — в серпуховском ярусе и раннебашкирском подъярусе. В некоторых разрезах были обнаружены скрытые стратиграфические перерывы [Аристов, 1994, 2001]. В разрезе девона и турне резко преобладают кремнистые породы, выше — больше пелагических известняков. Полная мощность этой толщи изменяется от 40 до 400 м. Верхняя часть разреза шаланского типа сложена флишево-олистостромовой толщей. В прослоях известняка среди грубого флиша найдены фораминиферы серпуховского-башкирского и раннемосковского времени [Клишевич, 1978; Порш-

няков и др., 1961]. Наиболее древняя ископаемая фауна в олистолитах имеет кембрийский, наиболее молодая — раннемосковский возраст [Кухтиков, Черенков, 1963; Ненахов, Лыточкин и др., 1992].

Разрез кремнистого типа характеризует также ореаду *Капка* (*Кап*, рис. 5.2) в Караункурском районе. Девон и нижний карбон представлены в ней стратиграфически конденсированными пелагическими осадками (200–300 м), сложенным радиоляритами, кремнистыми алевролитами и известняковыми песчаниками с конодонтами эмса, позднего девона, визе и серпухова. Силурийские сланцы и среднепалеозойские породы часто чередуются в геологическом разрезе этой ореады. Они слагают тектонические чешуи или превращены в микстит [Зубцов, Федорова, 1988].

Абширский микстит. Значительная часть единицы Абшир превращена в микстит с матрицей из интенсивно деформированных силурийских сланцев. Широко распространен микстит, в котором среди сланцев находятся большие и малые блоки пород силура, девона и карбона аутигенного происхождения — из кремнистого, вулканогенно-кремнистого и других типов разреза единицы Абшир. Микстит другого вида (полимиктовый) содержит глыбы аутигенного и аллотигенного генезиса. Он был описан в Алайском и Туркестанском хребтах как сланцевый меланж, глинистый меланж, терригенный меланж, флишево-олистостромовой комплекс, и в разных районах — под разными названиями: тульский, чугамский, карагурский, чаувайский и др. [Белоусов, 1998; Бискэ, 1983; Ванина, 1987; Кузнецов и др., 1990; Лошманов, 1991; Ненахов, Лыточкин и др., 1992; Пай, 1991]. Я буду использовать для микстита название структурной единицы, в которой он залегает. В абширском полимиктовом микстите силурийские граптолитовые сланцы и глыбы пород шаланского разреза перемешаны с фрагментами олистостромы, формировавшейся в позднем карбоне до и во время образования шарьяжей. Аллотигенные глыбы сложены: (а) известняками с мелководной фауной верхнего силура, девона и раннего карбона из единицы Исфайрам; (б) андезитами, трахиандезитами, андезито-дацитами и их туфами, принадлежащими единице Исфайрам или имеющими аутигенное происхождение; (в) фрагментами офиолитов — базальтами и туфами из единицы Талдык, габбро-пироксенитовыми кумулятами из единицы Талдык

или Шанкол, апобазитовыми сланцами из единицы Шанкол.

Характерным элементом абширского микстита являются большие и гигантские олистоплаки. Часть из них аутигенна — образована кремнистыми породами шаланского разреза. Другие, размер которых достигает сотен метров, сложены базальтами единицы Талдык. Обширный блок вулканогенных пород — вероятно, тектонически перемещенный гигантский олистоплак — залегает среди абширского микстита в ореаде *Удугтау*, расположенной в горах Карачатыр (рис. 5.3). Блок сложен риолитами, дацитами, базальтами, туфами и кластолавами среднего и кислого состава и олистостромой с вулканомиктовым цементом и олистолитами кембрийских известняков (дедебулакская св., 500 м). По петрохимическим характеристикам эти вулканогенные породы соответствуют островодужным вулканитам [Ванина, 1987, 1988].

Большинство гигантских олистоплаков образовано мелководными карбонатными породами внешней части шельфа, принадлежащими единице Исфайрам и разрезу кокбелесского типа единицы Абшир. На левобережье р. Шахимардан (в горах Нуралитау, Тамчи) находится несколько таких олистоплаков [Буртман, 1976; Клишевич, 1978]. Их диаметр достигает 5 км, мощность — 500 м. Подошва этих олистоплаков хорошо обнажена, а в кровле одного из них сохранилась матрица микстита с глыбами кремней и известняков. Расположенная восточнее известняковая горная гряда Катранбаши также является гигантским олистоплаком. Деформированные моноклинали известняков, слагающие горы Катран, Ярунтуз, Актур, Ошские и другие, надвинуты на абширский микстит и перекрыты им. Эти известняковые массивы могли быть перемещенными по вторичным наволокам [Буртман, 1976] или сползшими в виде гигантских олистоплаков [Белоусов, Беэр, 1989]. Весьма вероятно, что наблюдаемое положение таких известняковых массивов является результатом обоих процессов: сначала — гравитационного, затем — тектонического. Во время шарьирования и последующих деформаций подошва олистоплаков была поверхностью, вдоль которой происходило выдавливание этих массивов. В результате возникли вторичные наволоки и надвиги, видимые ныне на границах массивов известняков.

Когда контакты нарушены разломами или не обнажены, бывает трудно определить происхож-

дение среднепалеозойских мелководных известняков, выступающих из-под микстита. Поэтому часть тектонических окон, показанных на опубликованных картах и схемах, может быть эрозионными окнами, в которых обнажена кровля гигантских олистоплаков. На рис. 5.3 аллотигенные известняковые и другие массивы, залегающие среди пород единицы Абшир, включены в эту единицу как компонент абширского микстита.

В образовании микститов единицы Абшир главными были гравитационные процессы, инициированные или интенсифицированные начавшейся в московском веке коллизией Киргизского и Алай-Таримского террейнов. Флишево-олистостромовая толща накапливалась в башкирское и московское время на континентальном склоне, имевшем малый уклон и большую протяженность. В процессе коллизии Алай-Таримского и Киргизского террейнов ширина Абширской фациальной зоны сокращалась, и уклон континентального склона увеличивался. Это привело к гравитационному перемещению накопившихся на нем пород. В московском веке в это месиво с Алай-Таримского террейна (в современных координатах — с юга) поступали фрагменты мелководных известняков, а с надвигавшегося с другой стороны пакета офиолитовых шарьяжей — фрагменты офиолитов. В дальнейшем это гравитационное месиво было перекрыто офиолитовыми шарьяжами и подверглось тектонической переработке: произошло дробление ее матрицы, возникли вторичные наволоки и надвиги, складки волочения. В результате, гравитационное месиво превратилось в тектонит.

Многие останцы шарьяжа Абшир описаны в работе: [Буртман, 1976].

Талдык

Структурная единица Талдык сложена слабо метаморфизованными офиолитами и лежащими на них пелагическими осадками. Единица Талдык залегает на породах единицы Абшир, а также слагает блоки в абширском микстите.

Ореады. Ореада *Сарытал* (*Сар*, рис. 5.3, другие транскрипции названия в геологических публикациях: Сартале, Сартала, Сарытала) представляет собой аллохтонное тело, лежащее в мульде синформной складки. Нижняя часть аллохтона

(500 м) сложена дунитами, гарцбургитами, пироксенитами, кумулятивными габбро-норитами и офикальцитовыми брекчиями. Pb-Pb возраст цирконов из пироксенитов, полученный методом термоионной эмиссии, равен 1330 ± 12 млн лет [Абакумова, Ненахов, 1988; Комаревцев и др., 1987].

Выше лежат вулканогенно-осадочные отложения. Разрез начинается гематитовыми кремнями с конодонтами раннего ордовика (25 м). Среди них залегают линзы конгломерата с галькой габброидов. Контакт этих пород с лежащей ниже офикальцитовой брекчией осложнен дифференцированным силлом ультрабазит-базитового состава, но местами сохранился под силлом. На кремнях лежат шаровые миндалекаменные оливиновые базальты и пикриты (150 м) с радиоляриями и конодонтами раннего и позднего ордовика в прослоях кремней. Выше следуют подушечные толеитовые базальты (500 м), содержащие прослой гиалокластитов, песчаников и кремней с граптолитами лландовери и радиоляриями позднего силура — раннего девона [Буртман и др., 1977; Куренков и др., 2002; Пучков и др., 1987].

Ореада *Баткен* (*Бат*, рис. 5.3) представляет собой деформированную аллохтонную пластину. В основании ее разреза лежат оливиновые базальты (150 м), выше — подушечно-трубовые толеитовые базальты с прослоями кремней, гиалокластитов, вулканомиктовых песчаников. В глыбах кремнистых и карбонатных пород среди лав определены граптолиты силура, фораминиферы раннего—среднего девона и конодонты позднего девона [Абакумова, Ненахов, 1994].

Ореада *Киргизата* (*Кир*, рис. 5.3) состоит из нескольких тектонических пластин, смятых в синформную складку. В разных частях этого аллохтона, имеющего протяженность 90 км, при ширине 10–20 км, количество тектонических пластин и чешуй различно. На западе, в основании структурной единицы, находится джайранбельская тектоническая пластина (0,5x7 км), сложенная габбро (блоки, размером до 0,3x1 км) и серпентинизированными ультрабазитами, большей частью превращенными в меланж. В серпентинитовый меланж заключены блоки дунитов, гарцбургитов, кумулятивных габбро-норитов, базальтов, кремней. Под офиолитами лежит толща (200 м), сложенная глыбами песчаников в мелкообломочном цементе, содержащем зерна серпентинита. Эта толща представляет собой тектонизированную олистострому,

принадлежащую единице Абшир. На джайранбельских ультрабазитах лежит тектоническое месиво (200 м), состоящее из глыб базальтов, ультрабазитов, кремней и известняков. Слоистые кремни в глыбах смяты, частью закатаны в лепешки.

Выше лежат вулканические породы, класти и рифовые известняки. Вторичные наволоки и надвиги разделяют разрез на несколько тектонических чешуй, суммарная мощность которых достигает 1000 м. Эффузивные породы представлены подушечными и трубовыми базальтами. В прослоях известняков среди базальтов обнаружены конодонты раннего—среднего девона, в прослоях кремней среди кластитов — конодонты турнейского века [Буртман, 1976; Куренков и др., 1988].

Более высокое положение в геологическом разрезе занимает мощная тектоническая пластина, основание которой сложено туфопесчаниками и туфосилицитами (100 м) с радиоляриями силура и конодонтами девона. Выше следует толща базальтовых гиалокластитов (яшская св., 1000 м), на которой лежат трубо-подушечные лавы (араванская св., 1000 м) — базальты, пикриты, коматиты с конодонтами эмса и радиоляриями среднего девона в линзах известняков. Вулканыты рассеяны силлами и роями даек пикритов (более ранние дайки) и базальтов, часть которых относится к типу «дайка в дайке». На лавах лежит толща кремнистых сланцев с прослоями туфов, песчаников и известняков (500 м). В основании этой толщи обнаружены радиолярии среднего девона, в средней части разреза — фораминиферы раннего карбона [Буртман и др., 1977; Клишевич и др., 1973, 1977; Куренков и др., 2002].

Ореада *Ходжагоир* (*Ход*, рис. 5.3) состоит из двух аллохтонных пластин. Нижняя пластина (1000 м) в своей нижней и средней частях сложена фтанитами и гиалокластитами с конодонтами девона в известняковых рифах. На этих породах лежит пачка туфопесчаников и красных яшм (100 м). В нижней части пачки обнаружены конодонты живетского, франского и турнейского веков, в верхней части пачки — гониатиты серпуховского века [Куренков и др., 1988, 2002].

Разрез верхней тектонической пластины начинается пачкой фтанитов и кремнистых алевролитов, в нижней части которой определены конодонты лландоверийского века, в верхней части — конодонты лохковского-пражского возраста. Выше

лежат гиалокластиты (600 м) и подушечно-трубовые толеитовые базальты (1500 м) с дайками габбро, габбро-диабазов, диабазов и мощными расчлененными силлами габбро-перидотитового состава. Скрины серпентинизированных перидотитов встречаются также в дайках [Куренков и др., 1988, 2002]. На вулканитах лежат кремнистые сланцы и туфы (100 м) с радиоляриями среднего–позднего девона, аммоноидеями и гониатитами позднего девона — раннего карбона [Клишевич и др., 1973, 1977].

Ореада *Акбура* (Акб, рис. 5.3). В разрезе ореады находятся базальты, содержащие прослой кремней, туффов и известняков с кораллами среднего девона. На них лежат пестрые силициты (180 м) с радиоляриями живецкого века и позднего девона. Выше следует пачка (50 м) брекчий, песчаников, известняков и силицитов с фораминиферами визе [Клишевич и др., 1977].

Ореада *Куровес* (Кур, рис. 5.2) находится в Ферганском хребте. Нижняя часть ее видимого разреза сложена глинистыми сланцами с граптолитами позднего лландовери, известняками с кораллами венлока–лудлова, песчаниками и глинистыми сланцами с граптолитами лудлова. Более высокое стратиграфическое положение занимают базальты (отчасти, с шаровой отдельностью), пикриты и туфы с прослоями кремней и известняков, содержащих кораллы раннего и среднего девона (1500 м). Верхняя часть разреза сложена пестрыми кремнями и терригенным флишем (телексайская, киркичинская св., 2000 м). Редкие фораминиферы плохой сохранности определяют принадлежность этой толщи к раннему карбону. Породы слагают несколько тектонических чешуй, среди которых находятся тектонические линзы серпентинизированных ультрабазитов [Бискэ и др., 1982; Додонова, 1966; Талашманов, 1981].

Клиппены и олистолиты, сложенные породами единицы Талдык, большей частью лишенными ископаемой фауны, известны и на других участках Южно-Ферганской тектонической зоны.

В Алайском хребте обнаружены базальты, вероятно являющиеся наиболее древними в Западном Тянь-Шане фрагментами эффузивов, принадлежавших коре Туркестанского океанического бассейна. В долине р. Киргизата в тектонической чешуе заключены базальты с прослоями фтанитов, песчаников и известняков с археоциатами и брахиоподами тойонского века раннего кембрия. В

другом обнажении — на водоразделе рек Абшир и Чиле — обломки базальтов образуют брекчию, имеющую карбонатный и карбонатно-туфовый цемент. Слои брекчии чередуются с известняками, содержащими археоциаты томмотского яруса раннего кембрия. Эти породы, мощность которых около 300 м, слагают блок в микстите, матрицей которого служат силурийские сланцы единицы Абшир [Бакиров и др., 1984; Бискэ, 1987].

Происхождение пород и условия формирования отложений. Породы расчлененного, дайкового и вулканогенного комплексов единицы Талдык принадлежат толеитовой петрохимической серии. Нижняя часть видимого разреза сложена серпентинизированными породами — гарцбургитами (преобладают), перидотитами, дунитами и, в небольшом количестве, — лерцолитами. Расчлененный комплекс, представляющий собой чередование габбро и перидотитов, более характерен для окраинного надсубдукционного бассейна или островной дуги [Абакумова, Ненахов, 1994].

Дайки сложены базальтами, пикритами, габбро. Пикритовые дайки принадлежат ранней генерации, габбро-диабазы и базальты — поздней. Петрохимические и геохимические характеристики пород из даек ореады Киргизата свидетельствуют о их формировании в срединно-океаническом хребте или на океанических островах (N- и E-MORB). Дайки не образуют отдельного слоя. Рои даек и силлы залегают среди лав, где распределены неравномерно, часть даек имеет строение «дайка в дайке». Этот дайковый комплекс свидетельствует о рассеянном типе спрединга, характерном для океанического дна вне срединно-океанического хребта и для окраинных бассейнов [Куренков и др., 2002].

Лавы представлены пикритами, толеитовыми и субщелочными базальтами и гиалокластитам. Широкое развитие пульверизационных гиалокластитов среди девонских лав свидетельствует о формировании этих пород на глубине менее 1,5–2 км [Коптева, 1987]. Дискриминация толеитовых базальтов по различным диаграммам показывает, что по петрохимическим и геохимическим параметрам они близки вулканитам срединно-океанических хребтов и внутриплитным океаническим базальтам [Абакумова, Ненахов, 1994].

Базальты ореады Сарытал изливались в интервале: ранний ордовик — ранний девон (с большими

ми перерывами), в ореадах Акбура, Киргизата, Куровес, Ходжагоир излияния происходили в раннем—среднем девоне; в ореаде Баткен — в позднем девоне.

В разрезе ореады Сарытал состав вулканитов изменяется от низкотитановых пикритов и оливковых базальтов — внизу к толеитам — в средней части разреза и к субщелочным высококалийным и высокотитановым базальтам и туфам — вверху. Спектр редкоземельных элементов из низкотитановых лав ордовикского возраста характерен для спрединговых зон окраинных морей. Граувакковые песчаники, залегающие среди вулканитов в верхней части разреза, содержат обломки андезито-базальтов, андезитов и дацитов, свидетельствующие о существовании вулканической дуги. Геохимические особенности граувакк позволяют сделать вывод о том, что источником обломочного материала была океаническая (энсиматическая) островная дуга [Герман, Будянский, 1990]. Наличие силицитов раннего ордовика в основании базальтов и их стратиграфический контакт с подстилающей офиолитокластовой брекчией в разрезе ореады Сарытал позволили сделать вывод о том, что в раннеордовикское время имел место спрединг океанической коры вне срединно-океанического хребта [Куренков и др., 1988]. Вероятно, это происходило в бассейне, отделенном вулканической островной дугой, породы которой позднее послужили источником материала для граувакк.

Таким образом, в единице Талдык заключены фрагменты коры Туркестанского океанического бассейна — ультрабазиты и кумулятивные габброиды, базальты и лежащие на них пелагические осадки. Ордовикские лавы ореады Сарытал изливались на океаническое дно в окраинном бассейне, отделенном океанической островной дугой. В других аллохтонных пластинах залегают девонские лавы, изливавшиеся в срединно-океаническом хребте и вне его. Ненарушенные разрезы рифтовой долины срединно-океанического хребта обдуцированы не были (или не сохранились). К особенностям офиолитовых разрезов рассматриваемого региона относятся: фрагментарное развитие дайкового слоя и присутствие мощной толщи базальтовых гиалокластитов, изливавшихся на относительно небольшой глубине.

Осадки, лежащие на лавах, имеют стратиграфически конденсированный разрез, сложенный

силицитами и туфогенными кластитами с остатками пелагической фауны. Эти пелагические осадки охватывает возрастной интервал от живетского до серпуховского века. Рифовые известняки, встречающиеся среди лав, вероятно сформированы на океанических островах.

Шанкол

Структурная единица Шанкол сложена зелеными метаморфическими сланцами (преобладают), глаукофановыми сланцами, амфиболитами и лежащими на них слабометаморфизованными осадками. Первичный состав метаморфических пород — основные лавы, туфы, песчаники и пелиты. Иногда в основании структурной единицы находятся тектонические линзы серпентинитов.

Было высказано предположение, что метаморфизм первоначально происходил в условиях низкобарической фации зеленых сланцев. Позднее породы претерпели воздействие высокобарических процессов, достигающих 6–7 кбар, что привело к образованию кроссита, винчита, граната. Затем они подверглись зеленосланцевому диафторезу [Дук, 1995а]. Другой вариант предполагает двухступенчатое воздействие: более ранним был высокобарический метаморфизм, а затем в обстановке аккреционной призмы в результате диафтореза возникли зеленые сланцы [Бакиров, Сакиев, 1999]. Rb-Sr возраст метаморфизма пород — 475 ± 49 млн лет. Pb-Pb возраст цирконов из кросситовых метабазитов, определенный методом термоионной эмиссии, — 935 ± 60 млн [Дук, 1995 а,б].

Ореада Кумбель (Кум, рис. 5.3) представляет собой деформированную тектоническую пластину (более 1000 м), лежащую в мульде Киргизатинской синформной складки на породах единицы Талдык. Пластина сложена метаморфическими сланцами. На них несогласно лежат неметаморфизованные отложения (каиндинская св., 150 м) — песчаники, алевролиты, глинистые сланцы и известняки с кораллами, брахиоподами и граптолитами позднего силура [Горянов и др., 1983]. Толща обладает градационной слоистостью и представляет собой проксимальный карбонатно-терригенный флиш. Граница между этими породами и метаморфическими сланцами обычно тектоническая. Стратиграфический контакт можно видеть в долине р. Ка-

инды (приток р. Акбура). В основании флиша здесь залегают мелкогалечные конгломераты, которые заполняют карманы в подстилающих метаморфических сланцах и содержат обломки этих сланцев. Возможно, шанкольскому разрезу также принадлежат маломощные известняки с турнейской фауной.

В горах Намаздек на метаморфических сланцах лежат конгломераты с валунами метаморфических сланцев. Конгломераты чередуются с пластами песчаников, алевролитов и известняков, содержащих кораллы раннего девона. Данные о верхнем возрастном пределе метаморфизма пород единицы Шанкол были получены также в горах Алдыяр. Около метаморфических сланцев здесь обнажена толща (100 м) конгломератов, песчаников, алевролитов и известняков с кораллами, брахиоподами и граптолитами позднего силура. Конгломераты содержат гальки метаморфических сланцев [Горянов и др., 1973, 1983].

Шанкольский наволок отмечен тектонической брекчией. На северном крыле синформы в хребте Кичик-Алай эффузивы под наволоком испытали дробление и рассланцевание на глубину 40–50 м.

Кан

Структурная единица Кан образована серпентинитовым меланжем, который обнажен у подножия Алайского хребта в полосе, длиной 25 км и шириной до 4 км (рис. 5.3). Меланж сложен серпентинитами, содержащими многочисленные блоки и глыбы пород офиолитовой ассоциации (пироксениты, офикальциты, габброиды, базальты, кремни), метаморфические породы, измененные до зеленых и глаукофановых сланцев, а также глыбы слабометаморфизованных обломочных, кремнистых и карбонатных пород. Среди метаморфических пород обнаружены базальты, базальтовые туфы, габброиды, кремни, пелиты. Большой частью породы превращены в бластомилониты. Размер наиболее крупных блоков превышает 1000 м. Из апокремневых динамосланцев, залегающих среди метабазитов, были выделены конодонты раннего-среднего девона и фаменского века [Ненахов, 1997]. Канский серпентинитовый меланж детально описан в работе С.А. Куренкова [1983].

Первичные соотношения единицы Кан с другими структурными единицами не сохранились:

единица Кан отделена от них неавтохтоном, молодым разломом и молодыми отложениями. Севернее единицы Кан распространены породы Киргизского террейна. Строение и структурное положение серпентинитового меланжа единицы Кан позволяет рассматривать его как корневую зону шарьяжа Шанкол, которая отмечает положение сутуры Туркестанского океанического бассейна [Буртман, 1976]. Западнее и восточнее участка развития канского меланжа Туркестанская океаническая сутура скрыта под молодыми отложениями.

Тогузбулак

Эта структурная единица, расположенная в Караункурском районе (рис. 5.2), сложена терригенными породами, неравномерно метаморфизованными до филлитов и зеленых сланцев, которые содержат прослой кремней, кварцевых песчаников и мраморов (тогузбулакская св., 1500 м). Среди сланцев находятся тектонические линзы серпентинизированных ультрабазитов. В отличие от разреза метаморфических пород единицы Шанкол, в единице Тогузбулак не обнаружены вулканические породы. Возраст пород неизвестен, первичные тектонические контакты этой единицы с другими единицами не сохранились: единица Тогузбулак ограничена молодыми разломами и молодыми отложениями. Кажется вероятным, что в единице Тогузбулак представлены породы континентального подножия Киргизского микроконтинента, метаморфизованные (в девоне или карбоне) при формировании аккреционной призмы у края этого микроконтинента.

Неоавтохтон

Неоавтохтон трансгрессивно перекрывает ансамбль шарьяжей рассматриваемой тектонической зоны. Среди неоавтохтонных толщ можно выделить три группы.

Неоавтохтон-1. На серпентинитовом меланже единицы Кан со стратиграфическим контактом лежат серпентинитовые песчаники и другие офиолитокластовые породы (гравелиты, конгломераты, брекчии), среди которых залегают олистохромы. Олистоплаки и олистолиты в олистохроме и

глыбы в осадочных брекчиях сложены зелеными сланцами, кремнями и известняками. В олистоли-тах и глыбах определены фораминиферы, конодон-ты и кораллы девона и раннего карбона. В серпен-тинитовых песчаниках содержатся гониатиты и фораминиферы серпуховского века, из прослоев пелагических кремней среди песчаников и офио-литокластовых брекчий определены конодонты серпуховского века [Аристов, Чернышук, 1989; Куренков, 1983; Ненахов, Лыточкин и др., 1992]. Эта толща кластитов и олистостром в долине р. Шу-ран имеет мощность более 500 м. В ней видны пе-рерывы, отмеченные карманами в кровле брекчий глубиной до 10 м. Карманы заполнены пелагиче-скими кремнями и кремнистыми алевролитами, ко-торые вверх по разрезу вновь сменяются брекчия-ми. Описанная толща кластитов и олистостром накопилась в серпуховское время в аккреционной призме на континентальном подножии или в океа-ническом желобе.

Вверх по разрезу эти породы сменяются кар-бонатным флишем с горизонтами олистостром и известняков с фораминиферами, гониатитами и конодонтами серпуховского и раннебашкирского возраста (шуранская св., 1000 м). Контакт флиша с подстилающими кластитами стратиграфиче-ский, в нижней части флиша содержатся прослой конгломерато-брекчий с обломками зеленых сланцев. Выше состав отложений становится бо-лее грубым, появляются конгломераты, увеличи-вается мощность ритмов. Из этой толщи (кара-тангинская и др. св., 1000 м) определены фор-аминиферы позднебашкирского и раннемосковско-го возраста [Волочкович и др., 1979; Дженчурае-ва, Гетман, 1993].

Таким образом, породы океанической коры структурной единицы Кан, превращенные в мел-ланж, в раннем карбоне были перекрыты осадка-ми неоавтохтона-1, отлагавшимися у континен-тального подножия вплоть до раннемосковского времени.

Подобный разрез имеет неоавтохтон-1 в горах Карачатыр (коксарайская, калмакбулакская св., 1000 м), где он залегает на породах единицы Шан-кол. Основание разреза неоавтохтона сложено серпентинит-известняковыми конгломератами и брекчиями с обломками метаморфических слан-цев. Выше их сменяет карбонатно-терригенный флиш, из которого определены фораминиферы и аммоноидеи, имеющие возраст от визейского века

до раннемосковского времени [Стратифицирован-ные и интрузивные образования..., 1982].

Неоавтохтон-2. В Алайском хребте неоавтох-тон-2 несогласно лежит на единицах Шанкол, Тал-дык и Абшир. В нижней части разреза неоавтох-тона-2 залегают кластиты, в которых преоблада-ют конгломераты с галькой подстилающих пород. Вверх по разрезу они сменяются терригенным флишем с пластами известняков, из которых оп-ределены фораминиферы позднемосковского и касимовского возраста, а в верхней части разре-за — фораминиферы гжельского и ассельского ве-ков (актерекская, алдыкинская, муянкольская и др. св., 2500 м) [Бискэ, 1996; Волгин и др., 1978; Масумов, 1994].

У северного подножия Алайского хребта нео-автохтон-2 несогласно надстраивает стратиграфи-ческий разрез отложений неоавтохтона-1, пере-крывающих единицу Кан. Здесь в основании нео-автохтона-2 лежат мощные конгломераты с галь-кой базальтов, туфов, метаморфических сланцев, песчаников, известняков. Выше горизонты конг-ломератов чередуются с песчаниками, алевроли-тами, аргиллитами и содержат пласты известня-ков с фораминиферами позднемосковского и каси-мовского возраста (кунякульская, шункмазарская, учбулакская св., 3000 м) [Дженчураева, Гетман, 1993; Миклухо-Маклай, 1963].

В горах Карачатыр неоавтохтон-2 несогласно залегает на породах единиц Шанкол и Талдык и на неоавтохтоне-1. Нижняя часть стратиграфи-ческого разреза сложена проксимальным карбо-натно-терригенным флишем с позднемосковски-ми и раннекасимовскими фораминиферами (акте-рекская, джилгинсайская св., 2000 м). В вышеле-жащих отложениях сохраняется ритмичное стро-ение разреза, в котором присутствуют также го-ризонты дикого флиша с олистолитами аутиген-ных известняков. В пластах конгломератов неред-ка также галька гранитов и эффузивных пород кислого и среднего состава, принесенных с Ки-ргизского террейна, окраина которого в москв-ском и касимовском веках была ареной интенс-ивного вулканизма. Ископаемая фауна форамини-фер определяет стратиграфический интервал рас-считываемой толщи от верхнекасимовского подъяруса карбона до сакмарского яруса перми (учбулакская, дастарская, керкидонская, данги-булакская св., 3000 м). Кроме фораминифер, в отложениях содержатся многочисленные остат-

ки мелководной бентосной фауны: кораллы, мшанки, моллюски, трилобиты. В верхней части разреза преобладают органогенные известняки [Масумов и др., 1978].

Таким образом, отложения неоавтохтона-2 перекрывают шарьяж Абшир, офиолитовые шарьяжи Шанкол и Талдык и корневую зону офиолитовых аллохтонов (единицу Кан). Севернее этой сутуры — в горах Каратау-ферганские и Гузан неоавтохтон-2 налегает на породы Киргизского террейна.

Неоавтохтон-3. Континентальные отложения с пермской и триасовой флорой и раннепермскими фораминиферами в гальке конгломератов (тулейканская, мадыгенская и др. св.) несогласно лежат на всех структурных единицах и на неоавтохтоне-2. Эти отложения занимают небольшие участки. Они будут рассмотрены в шестой главе.

5.1.3. Алайская зона

Алайская тектоническая зона отделена от Южно-Ферганской зоны Узген-Санзарским надвигом, имеющим пермский возраст. Широкая в своей западной и восточной частях, эта зона сужена между 72° и 73° в.д., будучи перекрыта молодыми отложениями Алайской долины и надвинутым в кайнозой Памиром. Это сужение разделяет Алайскую зону на два района: Яссы-Алайский на востоке и Зеравшан-Алайский на западе. Яссы-Алайский район занимает южную часть Ферганского хребта, Восточно-Алайский хребет и восточную часть Алайского хребта (рис. 5.4). Зеравшан-Алайский район охватывает северный склон Гиссарского хребта, Каратегинский и Зеравшанский хребты, водораздел и южный склон Туркестанского хребта, западную часть гребня и южного склона Алайского хребта (рис. 5.5).

Геологический разрез Алайской зоны образован тектоническими пластинами и чешуями, разделенными первичными и вторичными наволоками и надвигами. Структурные единицы были первоначально выделены в Восточно-Алайском хребте [Буртман, 1976]. Несколько из них сложено пелагическими породами, сформированными в сходных геотектонических обстановках, и целесообразно их объединение в структурную единицу Тар. Эта единица занимает большую часть территории Алайской тектонической зоны. Кроме нее, в

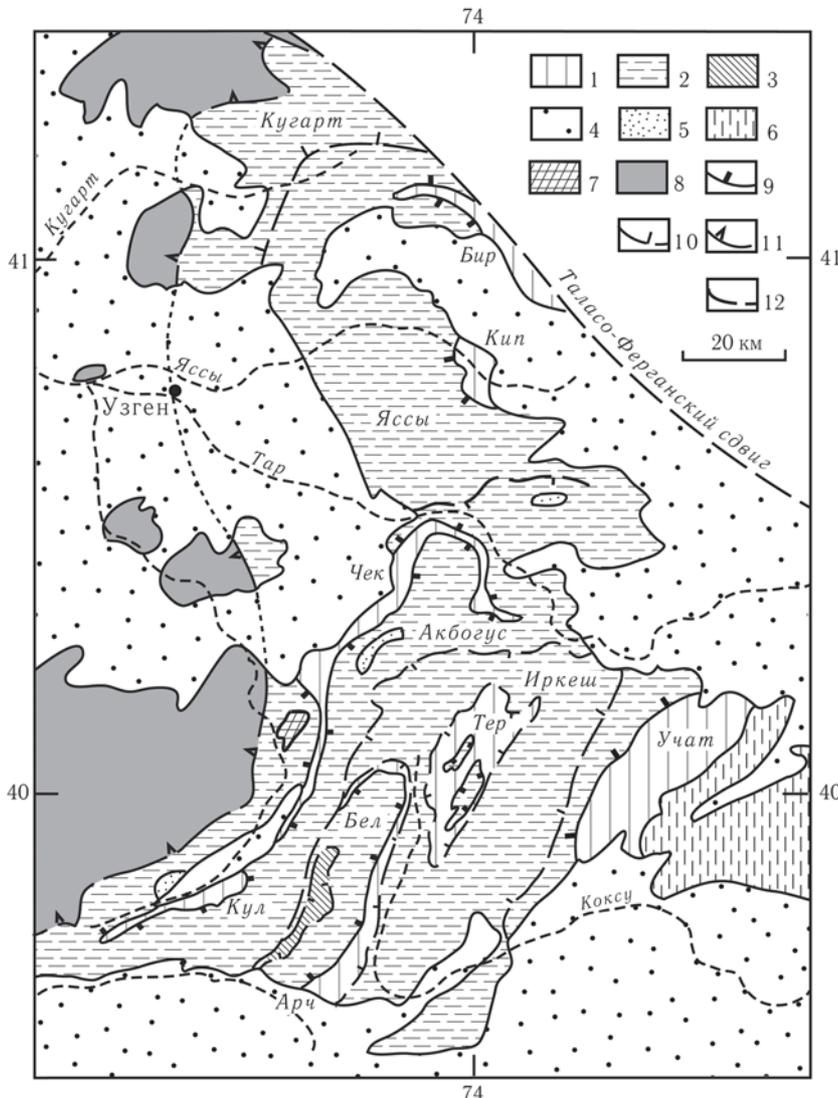


Рис. 5.4. Яссы-Алайский район Алайской тектонической зоны

1-3 — Алайская зона, структурные единицы: 1 — Чеканташ, 2 — Тар, 3 — Сугут; 4 — кайнозой и мезозой; 5 — неоавтохтон-3; 6 — Сулутерекский массив метаморфических пород; 7 — позднепалеозойские интрузии; 8 — Южно-Ферганская зона; 9 — первичные наволоки стадии деформации D-4 и осложняющие их разломы; 10 — вторичные наволоки; 11 — Узген-Санзарский надвиг; 12 — другие разломы

Ореады: Арч — Арчалтур, Бел — Бельяули, Бир — Биргузы, Кип — Кипчала, Кул — Кульгеджеле, Тер — Теректау, Чек — Чеканташ, а также — Акбогус, Иркеш, Кугарт, Учат, Яссы

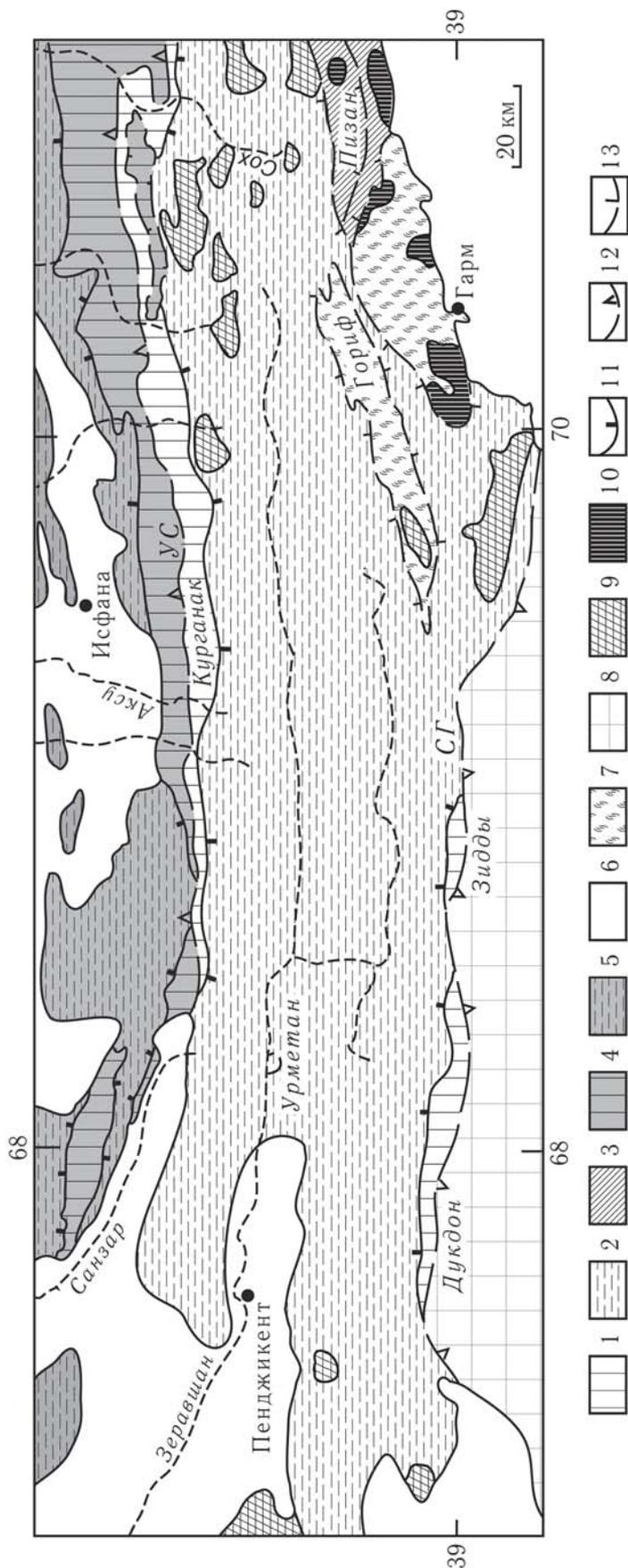


Рис. 5.5. Зеравшан-Алайский район Алайской тектонической зоны и западная часть Южно-Ферганской зоны

1-3 — **Алайская зона**, структурные единицы: 1 — Чеканташ, 2 — Гар, 3 — Джиргаташ; 4, 5 — **Южно-Ферганская зона**, структурные единицы: 4 — Исфайрам, 5 — Абшир; 6 — кайнозой и мезозой; 7 — массивы древних пород (Гарм, Гориф); 8 — Гиссарская зона; 9 — верхнепалеозойские интрузивные породы; 10 — девонские диориты и гранодиориты; 11 — первичные наволоки стадии деформации D-4 и осложняющие их разломы; 12 — вторичные наволоки и надвиги, разделяющие тектонические зоны (УС — Узген-Санзарский разлом, СГ — Северо-Гиссарский разлом); 13 — другие наволоки и надвиги

Ореалы: Дукдон, Зидды, Курганак, Урметан, Пизан

строении зоны участвуют структурные единицы Чеканташ, Сугут и Джиргаталь.

В Зеравшан-Алайском районе тектонические покровы были описаны позднее, чем в других районах Южного Тянь-Шаня [Леонов, 1979, 1985; Мельничук, 1987–1989]. Большинство стратиграфических работ было проведено в этом районе ранее — без учета существования наволоков. Поэтому целостность описанных стратиграфических разрезов и угловые несогласия в них во многих случаях вызывают сомнения, а возраст толщ, определенный по «стратиграфическому» положению, остается неясным. Трудности стратиграфии возникают также вследствие метаморфизма части отложений и широкого распространения толщ с олистостромами и переотложенной фауной.

Стратиграфических колонки, характеризующие разные типы отложений, распространенных в Алайской зоне, опубликованы в работах: [Бискэ, 1996; Буртман, 1968б, 1976; Яговкин, 1974б]

Чеканташ

Яссы-Алайский район. Структурная единица Чеканташ занимает самое низкое положение в геологическом разрезе Алайской тектонической зоны. Это можно видеть в тектонических окнах — в Восточно-Алайском хребте в ореаде *Кульгедже* и в Ферганском хребте в ореаде *Кипчалма* (рис. 5.4). Вероятно, в таком же положении находятся породы рассматриваемой единицы в ореадах *Биргузы*, *Учат* и *Чеканташ* (рис. 5.4). Аллохтонные тела, сложенные породами рассматриваемой структурной единицы, залегают также среди пород вышележащей единицы Тар (в горах Арчалтур, Теректау и др.) в виде тектонических пластин, ограниченных вторичными наволоками, и в олистоплаках.

В Восточном Алае нижняя часть видимого разреза этой структурной единицы сложена карбонатными породами с обильной фауной кораллов и моллюсков лудлова, пржидола и всех отделов девона (2000 м). Визе и турне представлены известняками с фораминиферами, брахиоподами и кораллами (300 м). В некоторых разрезах на часть турнейско-визейского интервала приходится перерыв в осадконакоплении. На описанных породах лежит толща тонкослоистых известняков с прослоями кремней, аргиллитов и песчаников с фораминифе-

рами, указывающими на возрастной интервал от серпухова до позднемосковского подъяруса (догдульская, донгураминская и др. св., 1000 м). Выше согласно лежат песчаники, алевролиты и аргиллиты с горизонтами конгломератов и обломочных известняков, содержащих фораминиферы позднекаменноугольного возраста (кашкасуйская, туюкская св., 1000 м) [Брежнев, 1970; Буртман, 1976; Солошенко, Риненберг, 1984; Яговкин, 1974а].

Ореады Кипчалма и Биргузы в Ферганском хребте представляют собой серию тектонических пластин, образованных терригенными и карбонатными породами с кораллами и тентакулитами позднего силура и девона [Бискэ и др., 1982; Горюнов и др., 1986]. В ореаде Учат были описаны среднепалеозойские карбонатные породы и лежащие на них карбонатно-терригенные отложения с фораминиферами позднего карбона и ассельского века [Вонгаз, 1958; Сеницын, 1957].

Зеравшан-Алайский район. В Зеравшан-Алайском районе породы единицы Чеканташ обнажены в тектонических окнах, а также слагают олистолиты и олистоплаки в верхнепалеозойских отложениях, принадлежащих структурной единице Тар.

В тектонических окнах *Дукдон* и *Зидды* (рис. 5.5) на единицу Чеканташ с севера шарьированы породы единицы Тар, а с юга надвинуты породы Гиссарской тектонической зоны. Стратиграфический разрез ореады *Дукдон* от лландовери до московского яруса сложен толщей известняков и доломитов (3000 м), возраст которых обоснован фауной кораллов, брахиопод и фораминифер. В разрезах силура, среднего девона, визейского и московского ярусов карбонатные породы чередуются с терригенными породами или содержат прослойки последних. На нижнедевонском и серпуховско-башкирском уровнях разреза в известняках много прослоев и линз кремней. На карбонатные породы позднебашкирско-раннемосковского возраста налегает с базальными конгломератами толща грубого крупноритмичного карбонатно-терригенного флиша (дарахтисурская и др. св., 1000 м). Базальные конгломераты имеют полимиктовый состав, в гальке и валунах преобладают каменноугольные известняки, наиболее молодая фауна в которых имеет позднемосковский возраст. Во флише были найдены фораминиферы московского века и позднепалеозойская флора. Описанный стратиграфи-

ческий разрез нарушен вторичными наволоками, надвигами, часть карбонатных пород находится в параавтохтонном и аллохтонном залегании [Лавруевич, Старшинин, Солтовская и др., 1973; Леонов, 1993; Мартышев, 1970; Торшин, 1970; Черенков, 1973].

Строение тектонического окна *Курганак* (рис. 5.5) зеркально по отношению к окну *Дукдон*: южной границей окна служит наволок в подошве тарского шарьяжа, северной границей — Каравшинский разлом, который является западным звеном Узген-Санзарского надвига, разделяющего Южно-Ферганскую и Алайскую тектонические зоны. В ореаде *Курганак* обнажена толща известняков и доломитов мощностью более 3000 м. Многочисленные кораллы, моллюски, фораминиферы свидетельствуют о том, что в этой толще представлены весь девон и нижний карбон, башкирский ярус, нижнемосковский и часть верхнемосковского подъярусов. В раннедевонской части разреза карбонаты чередуются с терригенными породами, в среднедевонской и серпуховско-башкирской частях разреза — с кремнями. На разных горизонтах девона и карбона со стратиграфическим несогласием лежит толща конгломератов и грубого флиша (3000 м), насыщенная горизонтами дикого флиша и олистостромами. В гальке и глыбах известняков содержатся фораминиферы раннего и позднего карбона. Вероятно, в этой толще в бассейне р. Сох в цементе конгломератов была найдена фораминифера гжелского века, а из прослоев известняка определены раннепермские фораминиферы [Алексеев и др., 1989; Геологическая карта..., 1989; Дженчураева, Ненахов, 1986; Кухтиков, 1968; Черенков, 1973].

Тар

Яссы-Алайский район. Основание видимого стратиграфического разреза ореады *Яссы* (рис. 5.4) в Ферганском хребте сложено глинистыми сланцами с прослоями кварцевых песчаников, алевролитов и известняков, содержащих кораллы и брахиоподы пржидола (400 м). Выше следует интенсивно деформированный дистальный терригенный флиш (яссинская, джартюбинская св., 3000 м). Песчаники этой толщи имеют олигомиктовый кварцевый состав. В песчаниках и линзах обломочных известняков были найдены переотло-

женные кораллы, тентакулиты и растительные остатки раннего, среднего и позднего девона. На девонском флише без следов перерыва лежит толща, имеющая малую мощность и стратиграфически конденсированный разрез (кендысуйская, джуректашская св., от 20 до 300 м). Это — красные и зеленые кремни, глинистые сланцы и слоистые известняки с фораминиферами и конодонтами, свидетельствующими о возрастном интервале от позднего девона до начала гжелского века. Выше согласно лежит проксимальный флиш — двух- и трехкомпонентный, крупноритмичный, сложенный песчаниками, алевролитами (преобладают) и аргиллитами и содержащий горизонты флюксотурбидитов и олистостром (тургайтюбинская, мазардонская, маматская, балыкская, капчигайская, улугчатская св., 3000 м). Зерна песчаников в этой толще сложены кварцем и полевым шпатом. В прослоях известняковых песчаников и обломочных известняков содержатся фораминиферы гжелского века, всех зон ассельского века и раннесакмарского времени [Бискэ и др., 1982; Далимов и др., 1998].

Ореада *Акбогус* (рис. 5.4) занимает Восточно-Алайский горный хребет, долину р. Гульчи и продолжается на запад вдоль водораздела и южного склона Алайского хребта. Нижняя часть стратиграфического разреза ореады сложена кремнистым и глинистыми сланцами с граптолитами раннего и позднего силура (бурусундинская, текеликская св., 1000 м). Более высокая часть разреза представлена чередованием кремнистых, глинистых и карбонатных пород с песчаниками, которое нередко имеет флишевый характер (азванская и др. св., 500 м). В этих породах найдены кораллы, тентакулиты, фораминиферы, конодонты, граптолиты нижнего и среднего девона. В ореадах *Иркеш* и *Бельаули* (рис. 5.4) среди силурийских и раннедевонских осадочных пород залегают базальты и туфы (в арчабулакской, караванкульской, айляминской св.).

В ореаде *Акбогус* на девонском флише согласно лежит толща разноцветных тонкослоистых кремней (радиоляритов, фтанитов), аргиллитов, кремнистых алевролитов, кремнистых пелитоморфных и обломочных известняков (калмакасуйская и др. св., 20–300 м). Эта маломощная толща имеет большой стратиграфический интервал. В Восточном Алае в ее основании были найдены аммоноидеи фаменского века, выше — аммоноидеи и фораминиферы визейского, серпуховского, баш-

кирского и московского веков. В районе пос. Дараут и в бассейне р. Сох из подобной толщи определены конодонты живетского, франского, турнейского, визейского, серпуховского, башкирского и раннемосковского времени [Аристов, 1994; Буртман, 1976; Яговкин, 1969, 1974а; Яговкин, Талашманов, 1983].

Верхняя часть разреза ореады Акбогус сложена терригенным и карбонатно-терригенным флишем с фораминиферами московского, касимовского и гжельского возраста (акбогусская, деменейская, ойтальская св., 2000 м). Флиш согласно лежит на стратиграфически конденсированных осадках. Наибольшего развития он достигает в ореаде *Кугарт* (рис. 5.4) в Ферганском хребте (кугартская св, 3500 м). Здесь преобладает грубый флиш, среди которого залегают горизонты дикого флиша с глыбами известняков и базальтов. Вероятно, наиболее крупным олистолитом является гора Акнот, сложенная нижнекаменноугольными известняками единиц Чеканташ или Исфайрам [Биске и др., 1982; Талашманов, 1981; Яговкин, 1969, 1974а; Яговкин, Талашманов, 1983].

Структурное положение ореад Яссы и Акбогус аналогично, и геотектонические условия осадконакопления были в них сходными. Различие между ними заключается в величине временного интервала, во время которого происходило накопление стратиграфически конденсированных пелагических осадков. В ореаде Яссы изучение конодонтов показало, что такие условия охватывают интервал от позднего девона до гжельского века. В ореаде Акбогус породы стратиграфически конденсированной части разреза имеют подобный состав и облик, но более короткий возрастной интервал — от живетского яруса или позднего девона до раннемосковского подъяруса. Это свидетельствует о том, что в позднемосковское и более позднее время глубоководный бассейн сохранился в Западном Тянь-Шане лишь на территории ореады Яссы.

Зеравшан-Алайский район. Единица Тар в Зеравшан-Алайском районе также состоит из тектонических пластин и чешуй [Леонов, 1979; Рогожин, 1977; Rogozhin, 2004]. Стратиграфические разрезы в разных пластинах имеют отличия, позволившие выделить разрезы нескольких типов [Афоничев, Власов, 1984; Геологическая карта..., 1989].

Глинистые, углисто-глинистые, кремнистые сланцы, песчаники, туфопесчаники, алевролиты с грап-

толитами раннего силура и лудлова широко распространены в Туркестанском хребте и на северном склоне Зеравшанского хребта (туркестанская, кенкольская, лянгарская, кштудакская, падастская, палдаракская, гарибакская и др. св.). Большая часть этой толщи сложена флишем. В ней встречены пластовые тела базальтов и трахибазальтов. Терригенно-карбонатные отложения того же возраста распространены в Зеравшанском хребте. Разрез этого типа сложен кварцевыми песчаниками, глинистыми сланцами, глинистыми известняками и доломитами с кораллами и брахиоподами (знахская, шингская и др. св., 1000 м).

Пржидол и ранний девон известны в кремнисто-терригенных, карбонатно-кремнистых и рифовой фациях. Кремнисто-терригенные отложения с граптолитами залегают на северном склоне Зеравшанского хребта. В том же хребте распространены радиоляриты, фтаниты, цветные яшмы и глинисто-кремнистые алевролиты с конодонтами лохкова, прагиена и эмса; в линзах карбонатных брекчий и обломочных известняков среди кремнистых пород содержатся табуляты лохковского и пражского веков (нижняя часть акбасайской св.). На северном склоне Гиссарского хребта и в западной части Зеравшанского хребта залегают рифовые известняки, с прослоями кремней (купрукская, хавзакская, шутская и др. св., 2000 м). Они содержат конодонты и остатки мелководной фауны лудлова, пржидола и раннего девона [Аристов, 1994; Бардашев и др., 1990; Лаврусевич А.И., Лаврусевич В.И., Солтовская В.Д. и др., 1973].

Средний и верхний девон, ранний карбон, башкирский ярус и часть московского яруса представлены в Зеравшанском хребте стратиграфически конденсированными разрезами кремнистого и карбонатного типов.

Разрез кремнистого типа сложен яшмами, кремнисто-глинистыми сланцами, кремнистыми туффитами кислого состава с конодонтами всех веков среднего и позднего девона (верхняя часть акбасайской св., десятки метров). Были описаны и более мощные разрезы этого типа (вашанская и др. св., 200–500 м). На северном склоне хребта в аллохтонном залегании находятся породы стратиграфически конденсированного разреза карбонатного типа. В ореаде *Урметан* (рис. 5.5) послонное изучение конодонтов из известняков, имеющих мощность 300 м, показало присутствие в разрезе всех ярусов девона, кроме живетского, всех

ярусов нижнего карбона, башкирского яруса и нижнемосковского подъяруса [Аристов, 1994; Леонов, 1993; Расчленение..., 1976].

Позднему карбону принадлежит флишево-олистостромовая толща (обизардская и др. св., 1000 м), которая венчает стратиграфический разрез единицы Тар. Флишевые ритмы состоят из песчаников, алевролитов и аргиллитов. Среди флиша находятся горизонты конгломератов и олистостром с олистоплаками и олистолитами известняков, размер которых достигает 50х350 м. В олистоплаках, олистолитах и гальках известняков найдены кораллы, брахиоподы, фораминиферы позднесилурийского, раннедевонского, среднедевонского, визейского и серпуховского возрастов. Источником обломочно-материала для олистостромы был разрез мелководных карбонатных пород, вероятно принадлежащий структурной единице Чеканташ. В гальке конгломератов преобладают аутогенные кремнистые породы из подстилающей толщи, присутствуют также песчаники, известняки, граниты. Из цемента конгломератов и песчаников были определены фораминиферы позднего карбона [Геологическая карта..., 1989; Муфтиев, Шадчиев, 1970; Федоров, 1987; Черенков, 1973].

В восточной части рассматриваемого района олистострома изучена севернее пос. Дараут. Олистоплаки достигают здесь 300 м по мощности и нескольких километров в длину. Олистолиты и олистоплаки сложены: (а) известняками и доломитами с фораминиферами девона, раннего карбона, башкирского и московского веков, подобного породам единицы Чеканташ; (б) стратиграфически конденсированными пелагическими кремнисто-карбонатными отложениями с конодонтами девона и карбона; (в) песчаниками и аргиллитами с граптолитами силура и раннего девона. Западнее пос. Дараут в междуречье Кызылсу и Коксу олистостромовая толща подверглась сильной тектонической переработке. В этом микстите, кроме перечисленных выше пород, описаны олистоплаки толеитовых базальтов, имеющих геохимические характеристики пород срединно-океанического хребта, базальтов, петрохимические характеристики которых соответствуют породам океанических островных дуг, глыбы серпентинитов. Вероятным источником глыб эффузивных пород является структурная единица Талдык. Многие глыбы в микстите сложены раннепалеозойскими породами, наряду с которыми обнаружены глыбы песчаников и

конгломератов с фораминиферами ассельского века [Лыточкин и др., 1993; Ненахов, Иванников и др., 1992; Пай, 1991].

В приосевой области Туркестанского хребта находится область термального зонального метаморфизма силурийских пород. В полосе площадью 15х120 км выделено восемь метаморфических зон, от зеленых сланцев до силлиманит-гранатовых гнейсов. Параметры метаморфизма оценены в 400–500° при давлении 1–3 кбар. Обломки кристаллических сланцев, похожих на породы рассматриваемой метаморфической зоны, встречены в отложениях позднего силура. Определения К-Аг возраста метаморфизма не противоречат такому выводу [Бакиров, 1978]. Существует также мнение о связи этого метаморфизма с позднепалеозойским коллизионным процессом, сопровождавшимся внедрением гранитов [Ненахов, 1997].

Часть пород рассматриваемого района подверглась динамотермальному зональному метаморфизму в интервале температур 300–400° и давлении 5–10 кбар (ягнобский тип разреза). Эти породы распространены в Зеравшанском и, в меньшей мере, в Гиссарском и Каратегинском хребтах. Между метаморфизованными и неметаморфизованными палеозойскими отложениями были прослежены постепенные переходы. Нижняя часть разреза ягнобского типа сложена метаморфизованными кварцевыми и кварц-аркозовыми алевролитами, песчаниками, гравелитами, с прослоями пород, имеющих вероятное вулканическое и вулканогенно-осадочное происхождение (ягнобская и др. св., 3000 м). Большая часть пород метаморфизована в фации зеленых сланцев. В верхней части толщи степень метаморфизма убывает, и здесь были найдены кораллы ашгила и раннего силура. Среди этих пород залегают силлы и дайки метаморфизованных базальтов, андезитов, дацитов. Андезиты и дациты имеют высокощелочной состав. Зеленосланцевому метаморфизму подверглись также породы девонского, каменноугольного возраста и позднепалеозойский флиш. Это определяет пермский возраст метаморфизма [Бабкин, 1987; Леонов, 1985, 1988, 1993; Минаев, 1982; Мельничук, 1987, 1989; Шванов, 1983].

Единица Тар в рассматриваемом районе налегает на древние породы Горифского массива и на структурную единицу Чеканташ. На южном краю тектонического окна *Курганак* (рис. 5.5) Тарский наволок имеет падение от 10° до 60°. На породах

единицы Чеканташ здесь сохранились клиппены шарьяжа. На северном краю тектонического окна *Дукдон* (рис. 5.5) наволок имеет чешуйчатое строение и наклон 30–70°, вниз по геологическому разрезу происходит выполаживание наволока [Леонов, 1993]. Единица Тар была надвинута также на древние породы Гармского массива и на структурную единицу Джиргаталь. Этот Каратегинский надвиг сопровождается зоной катаклазитов и милонитов, шириной до 300 м [Мельничук, 1989]. Движения по Каратегинскому разлому происходили в кайнозойское и, вероятно, в пермское время. В восточной части Зеравшано-Алайского района в пермское время на единицу Тар с севера были шарьированы породы единицы Исфайрам, залегающей в основании южноферганского ансамбля шарьяжей.

В целом, в структурной единице Тар преобладают пелагические отложения. В силуре формировались турбидиты, среди которых значительна роль дистальных фаций (включая «аспидные» сланцы), и существовали очаги вулканизма. В силуре и раннем девоне на окраине рассматриваемой фациальной зоны и, возможно, на вулканических горах возникли рифовые постройки. В позднем силуре, девоне и раннем карбоне большая часть территории зоны была ареной медленного накопления глубоководных осадков, среди которых много радиоляритов. В позднем карбоне возобновилось формирование турбидитов, среди которых есть дистальные и проксимальные фации, флюксотурбидиты и олистостромы. Восстановить первичное положение этих фаций на площади единицы Тар не удастся, так как работы по детальной расшифровке покровно-надвиговой структуры зоны затронули лишь часть ее территории.

Сугут

Структурная единица Сугут находится в Восточно-Алайском хребте (рис. 5.4). Она образована метаморфическими породами (сугутская, суукторская св., 2500 м). Нижняя половина их разреза сложена метаморфизованными песчаниками, пелитами, кремнями, базальтами и туфогенными породами, были встречены также метаморфизо-

ванные породы андезито-базальтового, андезито-вого и липаритового состава. Петрохимические характеристики метавулканитов соответствуют характеристикам остоводужных эффузивов [Шванов, 1983]. Среди этих пород залегают тектонические линзы брекчированных и серпентинизированных дунитов, мощностью до 100 м. Верхняя часть разреза образована метаморфизованными осадочными породами, в которых из мраморизованных известняков были определены кораллы и фораминиферы силура — среднего девона [Горянов и др., 1973]. Породы неравномерно метаморфизованы от филлитовой до эпидот-амфиболитовой фации, преобладают зеленые сланцы. Степень метаморфизма изменяется как по простиранию, так и по разрезу. Толща разделена на тектонические пластины и чешуи, в которых залегают породы с разной степенью метаморфизма [Леонов, 1988; Соловьев, 1986; Шванов, 1983].

Породы единицы Сугут залегает в мульде и на крыле Терекдаванской синформной складки. Они налегают на толщу флиша, содержащую остатки флоры каменноугольного возраста (терекская св.) и принадлежащую структурной единице Тар. Единица Сугут занимает самое верхнее положение в геологическом разрезе Алайской зоны.

Накопление пород единицы Сугут могло происходить на вулканической островной дуге. Современный облик этот комплекс приобрел в результате тектонического расслаивания и метаморфизма — вероятно, в аккреционной призме у края Киргизского микроконтинента.

Джиргаталь

Структурная единица находится в восточной части Каратегинского хребта и состоит из двух тектоническими пластин, мощностью 10 и 5 км (ореады Хаит и Пизан). Эти пластины сложены полимиктовыми и аркозовыми углеродистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, которые подверглись зональному метаморфизму (от биотитовой до силлимонитовой зоны) при температуре 300–600 °С и давлении 2–5 кбар и ныне представлены кристаллическими сланцами и гнейсами (хаитская, чубайская, карагушхонская и др. св.).

В разрезе ореады *Пизан* (рис. 5.5) преобладают метапелиты. Из менее метаморфизованных пород были определены граптолиты раннего и поздне-

го силура, из прослоев известняков в верхней части разреза — криноидеи раннего девона и эйфеля. В ореаде Хаит преобладают метапесчаники. В верхней части разреза ореады находятся мраморы с кораллами и криноидеями позднего силура — раннего девона. Высказывались сомнения в принадлежности слоев с ископаемой фауной стратиграфическому разрезу метаморфических пород и предположения о их древнем возрасте.

Породы единицы Джиргаталь были метаморфизованы до внедрения диоритов, имеющих Pb-Pb возраст 368–395 млн лет. Ореада Хаит надвинута на древние породы Гармского массива, ореада Пизан надвинута на ореаду Хаит [Мельничук, 1987, 1989; Расчленение..., 1976].

Неоавтохтон

Неоавтохтон несогласно перекрывает породы единицы Тар. Он представлен толщей конгломератов и песчаников, в которых найдены остатки раннепермских фораминифер, по-видимому, переотложенные (токташская, карасуранская св., 1000 м) [Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982; Яговкин, 1974б]. Эти отложения имеют небольшое распространение. Вероятно, они соответствует неоавтохтону-3 в Южно-Ферганской тектонической зоне. В южной части Зеравшан-Алайского района (в Фанских горах) на позднекаменноугольных и более древних породах единицы Тар несогласно лежит немая толща трахитов, фонолитов и других щелочных лав, туфолов и туфов с прослоями конгломератов, песчаников, известняков (казнокская св., 1500 м). Вероятен пермский возраст этих отложений [Стратиграфический словарь..., 2001].

5.1.4. Гиссарская зона

Гиссарская тектоническая зона отличается от других зон Западного Тянь-Шаня. На ее территории распространены вулканогенные и осадочные породы, сформированные в рифтогенных структурах каменноугольного возраста, и наиболее ранние в Южном Тянь-Шане коллизионные гранитоиды (рис. 5.6). Рифты имели континентальную и океаническую кору. Гиссарский океанический бас-

сейн, рифтогенного происхождения, в каменноугольном периоде разделял Каракумский и Алай-Таримский террейны.

Кора Гиссарского океанического бассейна. Породы океанической коры обнажены на южном склоне Гиссарского хребта. Они находятся в тектонических соотношениях с окружающими палеозойскими породами. Основание видимого разреза сложено комплексом параллельных даек базальтов и микродиоритов. Дайки внедрились одна в другую и в вышележащие базальты. Они также секут метаморфические сланцы раннепалеозойского возраста, которые принадлежат континентальной коре и развиты севернее и южнее дайкового пояса. Это свидетельствует о рифтогенном генезисе дайкового комплекса. В пределах рассматриваемой полосы находятся небольшие протрузии серпентинизированных перидотитов и блоки габбро [Буртман, 1976; Портнягин, 1974; Поспелов, 1987].

Выше дайкового комплекса лежит толща вулканогенных пород (каратагская, сарбинская, шамольская и др. св., 3000 м). Нижняя треть ее разреза сложена низкотитановыми подушечными толеитовыми базальтами с прослоями пикритов и гиалокластитов. В средней части разреза лавы имеют базальтовый и андезитово-базальтовый составы. Они чередуются с кластолавами и содержат прослойки туфов, кремней и известняков. Из прослоев известняков и карбонатных пород, заполняющих пространство между шарами базальтов, определены конодонты и гониатиты позднесерпуховского возраста. В верхней части разреза чередуются лавы, туфы и туффиты андезитового, андезитово-базальтового и дацитового состава. Из прослоев известняков, залегающих среди этих пород, были определены фораминиферы башкирского и раннемосковского возраста [Нарижнев, Стеблова, 1990; Портнягин и др., 1973; Поспелов, 1987; Далимов и др., 1998].

Континентальные окраины Гиссарского бассейна. Палеозойские породы докаменноугольного возраста в зоне развития офиолитов и вне ее имеют мало различий. Силур и девон представлены карбонатными породами видимой мощностью более 1000 м. Известняки содержат редкие прослойки кремней, количество которых увеличивается в верхней части толщи, а также кислых лав и

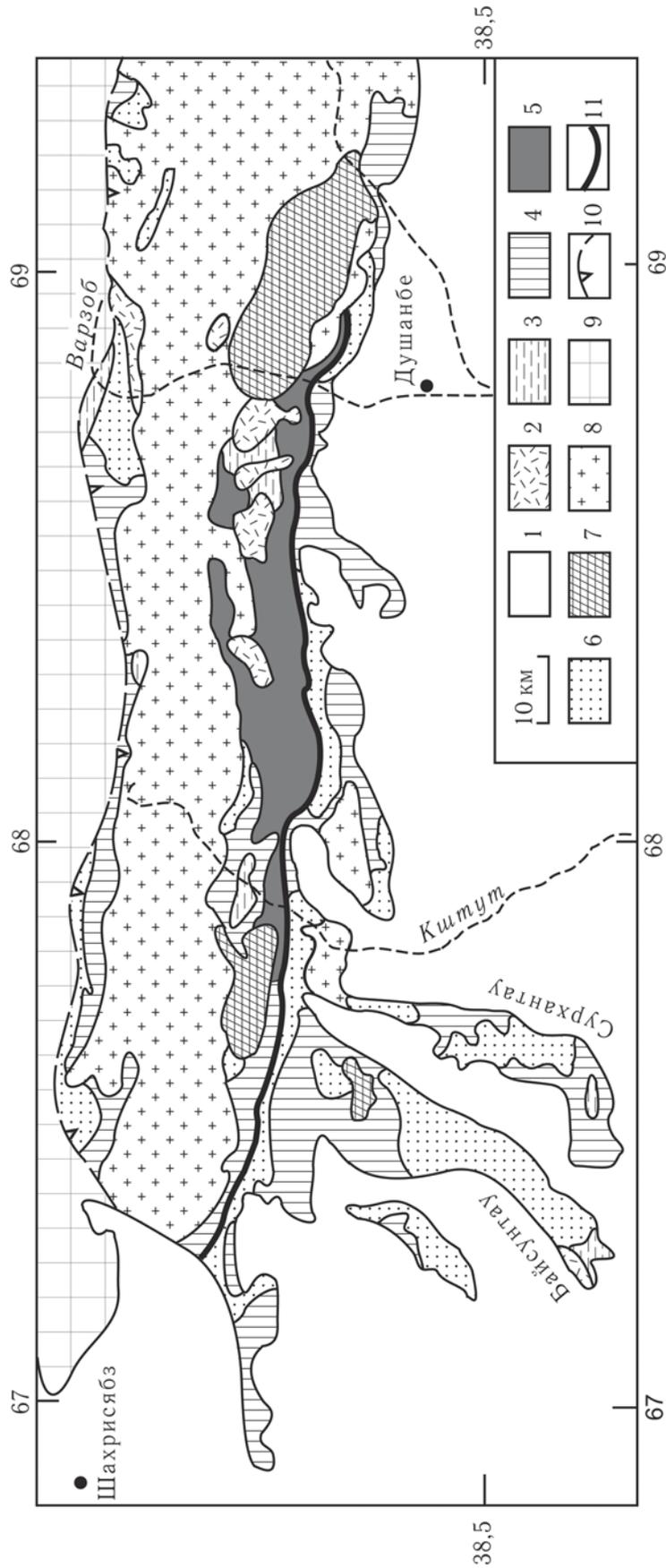


Рис. 5.6. Гиссарская тектоническая зона

1 — кайнозой и мезозой; 2 — позднепермские вулканогенные отложения; 3 — флиш (касимовский ярус и верхний московский); 4 — рифтогенные вулканогенно-осадочные морские отложения (турне — нижний московский); 5 — породы коры Гиссарского океанического бассейна (серпухов — нижний московский); 6 — породы докаменноугольного возраста; 7 — пермские граниты; 8 — позднекаменноугольные адамелиты, гранодиориты, граниты; 9 — Алайская зона; 10 — Северо-Гиссарский надвиг; 11 — сатура Гиссарского океанического бассейна

туфов. Ископаемая фауна брахиопод, амфипор и кораллов свидетельствует о том, что эта толща охватывает весь силур и весь, или почти весь, девон [Расчленение..., 1976; Стратиграфический словарь..., 2001].

Спокойное накопление карбонатных пород было нарушено в конце девона поднятием района и его глубокой денудацией, вслед за чем возник рифт, заполненный мелководными морскими отложениями. В позднем турне, в визейском веке и раннем серпухове в рассматриваемой тектонической зоне накопилась толща вулканогенно-осадочных отложений, мощностью более 2000 м (зойская, вахшиварская, сиоминская, куктепинская св.). В основании толщи находятся конгломераты, которые выше сменяются лавами и туфами риолитов и дацитов; среди них залегают андезиты, базальты, трахибазальты, туфогенные кластиты и известняки с кораллами, брахиоподами и фораминиферами. Одновременно с формированием океанической коры и осадконакоплением в Гиссарском рифте, вне его пределов в позднем серпухове, башкирском веке и в раннемосковское время продолжался континентальный рифтогенез и накопление морских вулканогенно-осадочных отложений (суффинская, согдорская, заркуинская и др. св.). В северной части тектонической зоны в этих отложениях отмечена большая роль вулканитов андезитового состава, на юге (в Байсунтау) — присутствие в разрезе щелочных базальтов [Портнягин и др., 1973; Поспелов, 1987].

Верхняя часть стратиграфического разреза Гиссарской тектонической зоны сложена турбидитами. На некоторых участках накопление туфогенно-терригенных турбидитов началось в раннемосковское время. Начиная с позднемосковского времени, турбидиты формируются на всей территории зоны. В южной части зоны (в Байсунтау) накопилась толща проксимального карбонатно-терригенного флиша, из которой определены фораминиферы позднемосковского и касимовского возраста (алячапанская св., 2000 м). В средней части Гиссарской тектонической зоны разрез флиша в целом имеет регрессивный характер. В его нижней части ритмы сложены песчаниками, алевролитами, аргиллитами и известняками, в верхней части разреза — конгломератами, гравелитами и песчаниками (муборакская св., 1000 м). В толще содер-

жатся фораминиферы и брахиоподы московского и касимовского веков. На севере тектонической зоны разновозрастные отложения (майхуринская св., 1000 м) также представлены терригенным флишем [Расчленение..., 1976; Стратиграфический словарь..., 2001].

Сутура Гиссарского океанического бассейна. На территории Гиссарской тектонической зоны чередуются разновозрастные рифтогенные вулканогенно-осадочные отложения, накопившиеся на континентальной и на океанической коре. Мало вероятно, что форма рифта с океанической корой была ветвистой. Скорее, гиссарские офиолиты находятся в аллохтонном или частично аллохтоном (парааллохтонном) залегании вблизи корневой зоны. Вероятной сутурой этого рифтогенного океанического бассейна является Богаинский разлом.

Гиссарская океаническая сутура возникла в результате закрытия океанического бассейна в позднем карбоне — вероятно, в касимовско-гжельское время, когда завершилось накопление флиша. В пермское время сутура была деформирована, в кайнозойское время этот разлом был обновлен.

Граниты. Обширный плутон гранитов S-типа занимает большую часть рассматриваемой тектонической зоны. Он сложен амаелитами, гранодоритами и лейкократовыми гранитами, которые образуют гиссарский (североварзобский) магматический комплекс. Наиболее молодые породы, с которыми эти граниты имеют интрузивные контакты, принадлежат серпуховскому ярусу; на гранитах лежат позднепермские породы. Имеются сообщения о присутствии гальки похожих гранитов во флише позднемосковского-касимовского возраста. Pb-Pb возраст ортита и циркона из гиссарских гранитов определен в интервале 280–305 млн лет. Гиссарские граниты прорваны гранитами южно-варзобского комплекса, для которых тем же методом определен возраст 295–245 млн лет [Расчленение..., 1976]. Все это позволяет относить формирование Гиссарского плутона к позднему карбону или к границе каменноугольного и пермского периодов.

Гиссарские граниты — наиболее древние палеозойские коллизионные граниты в Южном Тянь-Шане. Объем этих гранитов непропорционально

велик по сравнению с Гиссарским рифтом, закрытие которого привело к формированию плутона. В работе [Brookfield, 2000] высказано предположение о том, что после закрытия рифта происходил подвиг континентальной коры Каракумского террейна под Алай-Таримский террейн. Подобный подвиг предполагают также в Кызылкуме [Савчук и др., 1991]. Эта континентальная субдукция могла создать условия для плавления больших объемов гранитов.

5.1.5. Деформации

Корреляция структурных единиц

Шарьяжи определяют стиль тектоники Северо-Ферганской, Южно-Ферганской и Алайской тектонических зон.

Геологические разрезы Северо-Ферганской и Южно-Ферганской зон имеют подобное четырехярусное строение. Нижний (I) структурный ярус образуют единицы Баубашата и Исфайрам, в которых наибольший стратиграфический интервал занимают мелководные карбонатные отложения. II структурный ярус занимают единицы Онтамчи и Абшир, в разрезах которых преобладают турбидиты и глубоководные силициты. III структурный ярус образован единицами Керей и Талдык, в которых главная роль принадлежит слабо метаморфизованным океаническим вулканитам. IV структурный ярус представлен шарьяжами пород, испытавшими метаморфические преобразования в зоне субдукции и в аккреционной призме до их шарьирования на Алай-Таримский континент. Структурные единицы Шайдан и Шанкол сложены океаническими породами, единицы Тогузбулак и Джиргатай — породами континентального происхождения.

Два нижних яруса шарьяжей Алайской тектонической зоны подобны нижним структурным ярусам в обрамлении Ферганы: единица Чекангаш подобна единице Исфайрам, единица Тар — единице Абшир. Шарьяжи палеозойских офиолитов, образующие III и IV структурные яруса обрамления Ферганы, в Алайской зоне неизвестны. В Ясы-Алайском районе наиболее высокое положение в геологическом разрезе занимает единица Сугут, сложенная породами вулканической островной

дуги, метаморфизованными до шарьирования. Это — вероятный аналог шарьяжей IV структурного яруса в обрамлении Ферганы. Аналоги безофиолитовых шарьяжей IV структурного яруса могут быть на территории Туркестанского хребта, где распространены породы, метаморфизованные в силуре, и среди метаморфических пород ягнобского разреза.

В целом, I и II структурные яруса подобны в трех тектонических зонах. Офиолитовые шарьяжи III и IV ярусов аналогичны в Южно-Ферганской и Северо-Ферганской зонах, за пределы которых офиолитовые шарьяжи не распространились. Безофиолитовые шарьяжи IV яруса, сложенные породами, метаморфизованными до шарьирования на Алай-Таримский террейн, известны в Южно-Ферганской и Алайской зонах. Возможно, что они есть и в Северо-Ферганской зоне, где не отделены от пород единицы Шайдан.

Шарьяжи Западного Тянь-Шаня однотипны в этих трех тектонических зонах. Они возникли в разных геодинамических обстановках — аккреционной и коллизионной. В результате тектонических событий, происходивших в карбоне и ранней перми, был создан ансамбль из автохона и первичных шарьяжей (сверху вниз):

IV ярус: аккреционные шарьяжи Шанкол—Шайдан, Сугут, Тогузбулак, Джиргатай;

III ярус: аккреционный-коллизионный шарьяж Талдык—Керей;

II ярус: коллизионный шарьяж Абшир—Онтамчи—Тар;

I ярус: автохтон Исфайрам—Баубашата—Чекангаш.

Шарьяжи верхнего структурного яруса представляют собой аккреционный комплекс, который был сформирован у края Киргизского микроконтинента до коллизии. Офиолиты III структурного яруса были обособлены от океанической коры до коллизии и включены в аккреционную призму. Аллохтонное положение они приобрели в процессе коллизии, когда аккреционная призма была шарьирована на Алай-Таримский континент. Формирование шарьяжей II структурного яруса обусловлено коллизией Алай-Таримского и Киргизского террейнов.

Караункурский сдвиг и Узген-Санзарский надвиг в пермское время расчленили этот ансамбль шарьяжей Западного Тянь-Шаня на части, которые описаны выше как тектонические зоны.

Стадии деформации

Стадия D-1. В формировании структуры региона на рассматриваемом временном интервале можно выделить несколько стадий деформации. Наиболее ранними являются деформации в метаморфических сланцах верхнего структурного яруса. В структурных единицах Шанкол и Шайдан метаморфические породы сложно перемяты и эти складки не сопряжены с наволоком, они возникли до шарьирования [Буртман, 1976]. Деформации стадии D-1 в единицах Шанкол и Шайдан произошли не позднее силура, так как на деформированных метаморфических сланцах несогласно лежат слабо измененные позднесилурийские и раннедевонские отложения. В единице Шанкол нижняя граница времени деформаций определяется раннеордовикским Rb-Sr возрастом зеленосланцевого метаморфизма. В единице Шайдан в деформированных метаморфических породах обнаружены силурийские конодонты, что сужает возрастной интервал деформаций D-1 до силурийского периода.

В единице Шанкол было установлено несколько генераций деформационных структур стадии D-1. Наиболее ранними были лежащие изоклинальные складки, второй генерацией — вертикальные складки и кливаж вдоль осевой поверхности этих складок. Затем образовались надвиги, движение по которым сопровождалось пластической деформацией складок второй генерации [Дук, 1995].

В метаморфических породах структурной единицы Джиргаталя на стадии D-1 возникли лежащие складки. Изограды девонского зонального метаморфизма пересекают эти складки [Мельничук, 1988]

К стадии D-1 относятся также конседиментационные оползневые структуры в силурийских флишевых толщах в двух нижних структурных

ярусах. Тектонические деформации D-1 в этих толщах также возможны, но их трудно отделить от позднепалеозойских деформаций вследствие тектонической переработки силурийских пород в эпоху шарьирования. В некоторых разрезах было описано, а затем опровергнуто преддевонское угловое стратиграфическое несогласие, оказавшееся тектоническим контактом. Мне также не довелось видеть угловое стратиграфическое несогласие под девонскими отложениями в Западном Тянь-Шане.

Следующие три стадии деформаций соответствуют трем этапам шарьирования, в результате которых был создан ансамбль шарьяжей Западного Тянь-Шаня (рис. 5.7–5.9). Ансамбль шарьяжей формировался, с перерывами, в течение 60–70 млн лет — от серпуховского до артинского века.

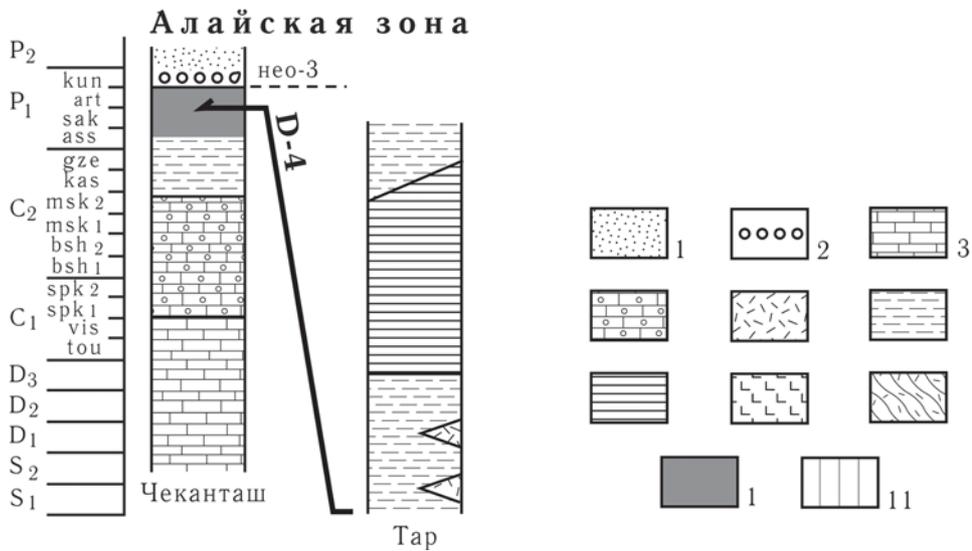
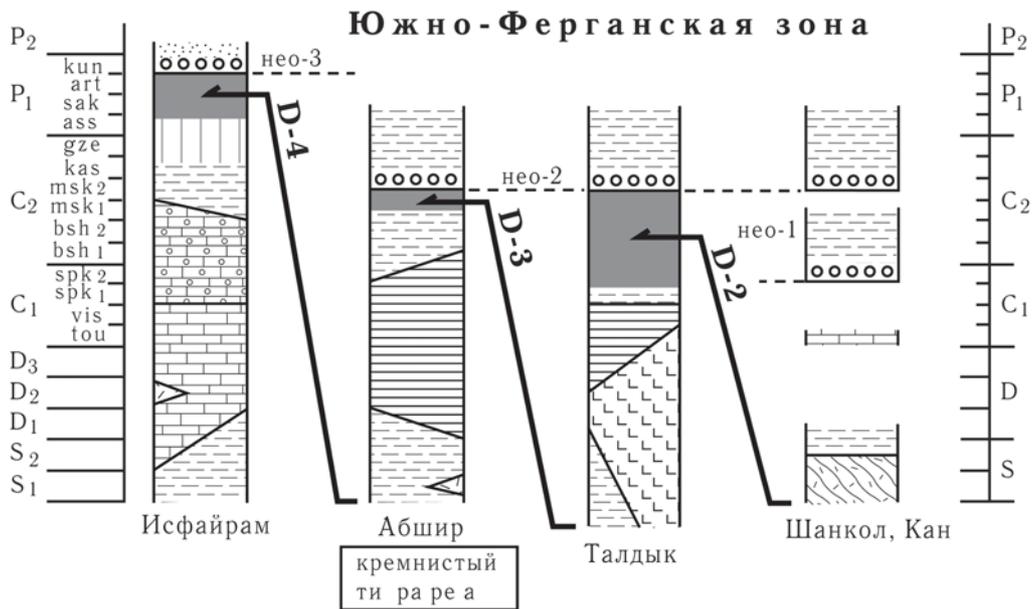
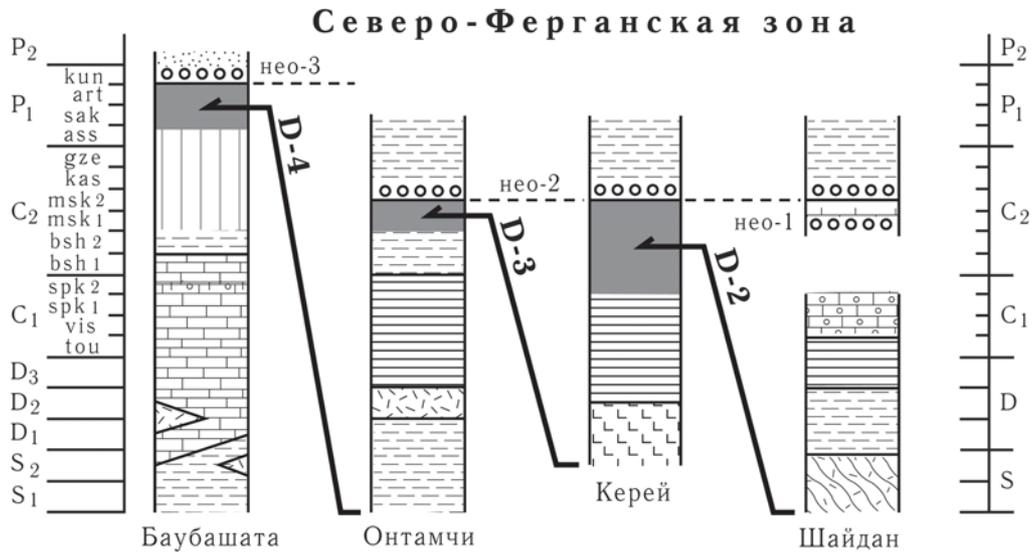
Стадия D-2. На стадии D-2 шарьяж Шанкол–Шайдан был надвинут на единицы Талдык и Керей, а единицы Талдык и Керей были отслоены от субдукцируемой океанической коры. Наиболее молодые породы в стратиграфических разрезах единиц Талдык и Керей имеют серпуховский возраст, что определяет нижнюю возрастную границу стадии D-2. Неоавтохтон-1, сложенный породами серпуховского–раннемосковского возраста, налегает на шарьяжи Шанкол, Шайдан и корневую зону шайданского шарьяжа в единице Кан. Накопление осадков неоавтохтона-1 на шарьяже Шанкол–Шайдан могло происходить одновременно с пододвиганием тектонической пластины Талдык–Керей под метаморфические сланцы шарьяжа Шанкол–Шайдан. Верхний возрастной предел определяется началом накопления неоавтохтона-2 в позднем москвии. Этот неоавтохтон налегает на неоавтохтон-1 и на шарьяжи Шанкол–Шайдан, Талдык–Керей, Абшир–Онтамчи и на единицу Кан. Таким образом, стадия деформации D-2 охва-

→

Рис. 5.7. Главные структурные единицы Южно-Туркестанского домена в Западном Тянь-Шане

1 — континентальные отложения; 2 — конгломераты и брекчии в основании неоавтохтона; 3 — мелководные карбонатные отложения шельфовой зоны; 4 — известняки с кремнями, отлагавшиеся в более глубокой части шельфа; 5 — вулканогенно-осадочные и вулканические породы; 6 — глубоководные терригенные и кремнисто-терригенные отложения, накопившиеся на континентальном склоне и подножии (флиш, олистостромы, глинистые породы и др.); 7 — стратиграфически конденсированные глубоководные кремнистые и карбонатно-кремнистые отложения, накопившиеся на континентальном склоне и океаническом дне; 8, 9 — океанические базальты, гиалокластиты, игнимбриты (8 — слабо измененные, 9 — метаморфизованные); 10, 11 — время шарьирования: 10 — наиболее вероятное (или наиболее интенсивное), 11 — менее вероятное (или менее интенсивное)

D-2, D-3, D-4 — стадии деформации; нео-1, нео-2, нео-3 — неоавтохтоны



тывает часть серпуховского века, башкирский век и раннемосковское время.

Стадия D-3. На стадии D-3 структурная единица Талдык (с лежащими на ней шарьяжем Шанкол и неоавтохтоном-1) была надвинута на единицу Абшир, единица Керей (с шарьяжем Шайдан и неовтохтоном-1) надвинута на единицу Онтамчи. Наиболее молодые отложения в единице Онтамчи имеют башкирский, в единице Абшир — раннемосковский возраст. Подошва неоавтохтона-2 находится в позднемосковском ярусе. Это определяет московский возраст деформаций стадии D-3. Надо отметить, что неоавтохтон-2 хорошо изучен в разрезах, где он залегает на неоавтохтоне-1. Обоснование возраста неоавтохтона-2 значительно слабее на участках, где он несогласно перекрывает шарьяжи Абшир и Онтамчи. Поэтому возможно, что верхняя граница стадии D-3 во внутренних (южных) районах поднимается выше московского яруса.

Процесс шарьярования на стадии D-3 сопровождался деформациями как в аллохтоне, так и в породах, на которые надвигались шарьяжи. В аллохтоне большая часть габбро-ультрабазитового комплекса была превращена в меланж и произошло тектоническое расслоение аллохтона вторичными наволоками. Сдвоенные разрезы аллохтона, возникшие в результате этих процессов, описаны выше — в ореадах Киргизата и Ходжагоир — и наблюдались на других объектах.

Тектоническое воздействие испытали и подстилающие породы структурных единиц Абшир и Онтамчи. Эти структурные единицы, сложенные пластичными толщами, подверглись значительной тектонической переработке на более поздней стадии деформаций D-4. Выделение среди них деформаций стадии D-3 является непростой задачей. Вероятно, на стадии D-3 произошло формирование части описанного выше тектонического микстита, которая залегает в кровле единицы Абшир.

Стадия D-4. На стадии D-4 шарьяж Тар–Абшир–Онтамчи (с лежащими на нем шарьяжами и неоавтохтонами) был надвинут на автохтон Чеканташ–Исфайрам–Баубашата. Наиболее молодые породы в кровле автохтона в Северной Фергане имеют башкирский, в Южной Фергане — касимовский, в Яссы-Алайском районе — ассельский возраст. Неоавтохтон-3, который несогласно перекрывает породы, деформированные на стадии D-4,

имеет кунгурско-уфимский возраст. Эти данные делают наиболее вероятным (или наиболее интенсивным) перемещение шарьяжей в сакмарско-артинское время (рис. 5.7–5.9). Более ранние движения шарьяжей стадии D-4 могли происходить одновременно с формированием флиша на движущемся аллохтоне, начиная с московского времени. Эти движения — если они происходили — вероятно, были менее интенсивными.

Шарьяж Абшир–Онтамчи–Тар в процессе движения испытал значительные тектонические преобразования. Этот шарьяж сложен легко деформируемыми флишевыми и сланцевыми толщами, которые были подвергнуты тектонической переработке — разной на разных участках. Тектонические структуры, созданные на рассматриваемой стадии деформации, имеют следующее происхождение.

1. В процессе движения шарьяжа происходило тектоническое расслоение аллохтонной массы вторичными наволоками на пластины, которые надвигались одна на другую.

2. В движущемся аллохтоне формировались лежащие складки и флексуры волочения вблизи границ тектонических пластин и складки тектонического течения. В ореаде *Тегермач* (Тег, рис. 5.3) складки тектонического течения распространены во всей толще аллохтона, которая имеет здесь мощность около 2 км. В этой ореаде более 100 изученных складок имеют магнитуду в интервале 0,5–10 м, 160 складок — магнитуду 10–100 м, 13 складок — магнитуду 100–400 м [Буртман, 1976]. В юго-западной части ореады находится лежащая антиклиналь, магнитуда которой превышает 4 км [Биличева, 1973]. Складки нередко образуют многоярусные каскады (рис. 5.10).

3. Следствием наиболее интенсивной тектонической переработки является образование тектонического микстита, в котором перемешаны все породы стратиграфического разреза аллохтонной пластины. Матрицей такого микстита (он был описан выше в структурной единице Абшир) служат расчешуенные и смятые силурийские породы.

Направление движения шарьяжей

Исследования, посвященные определению направления перемещения шарьяжей, были проведены в единицах Абшир и Тар, образующих вто-

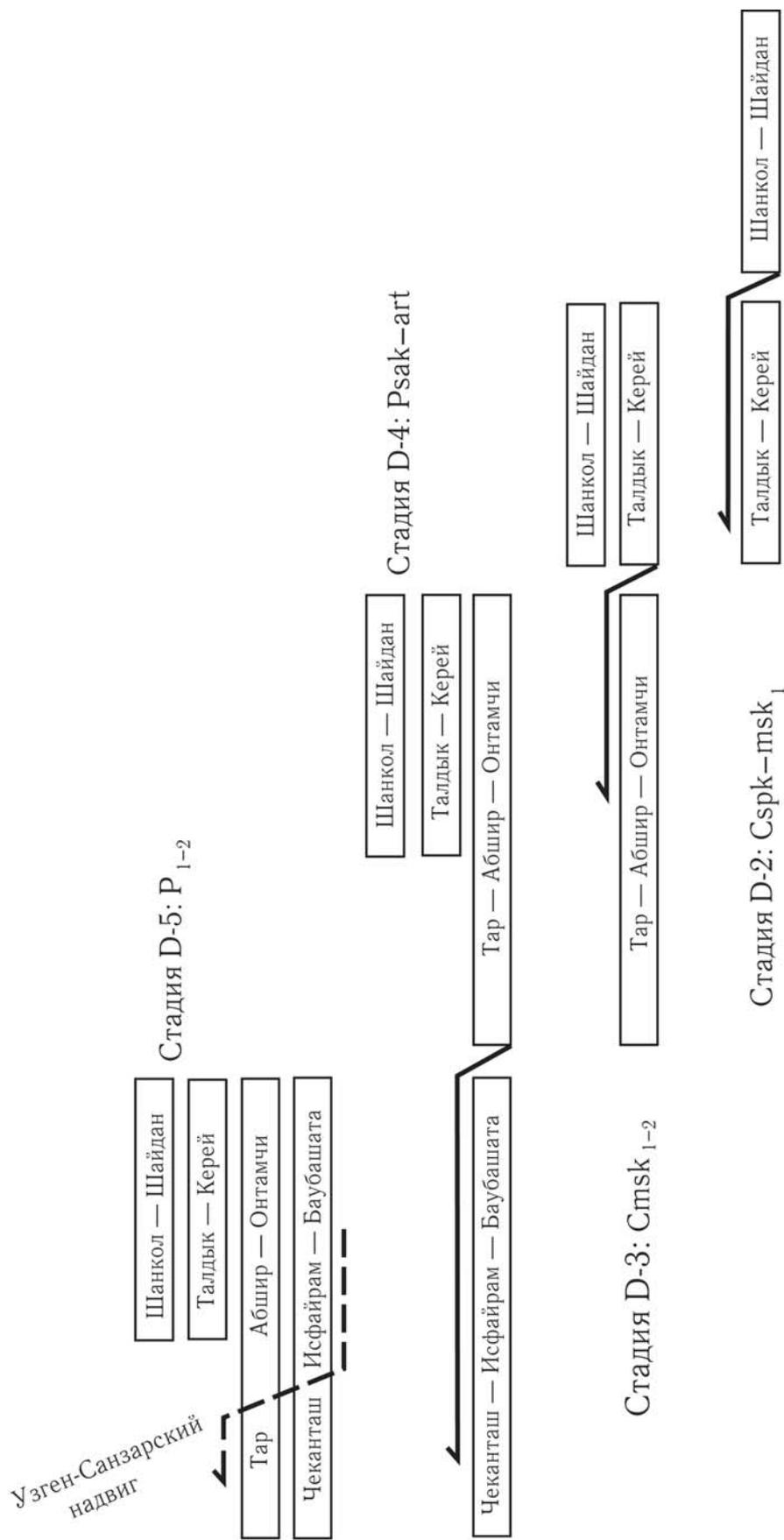
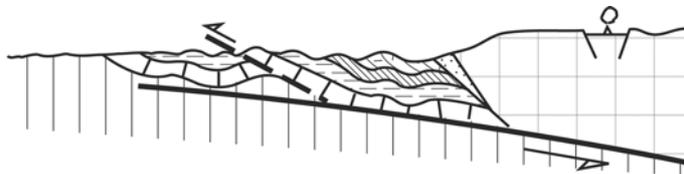


Рис. 5.8. Схема шарьирования структурных единиц Западного Тянь-Шаня

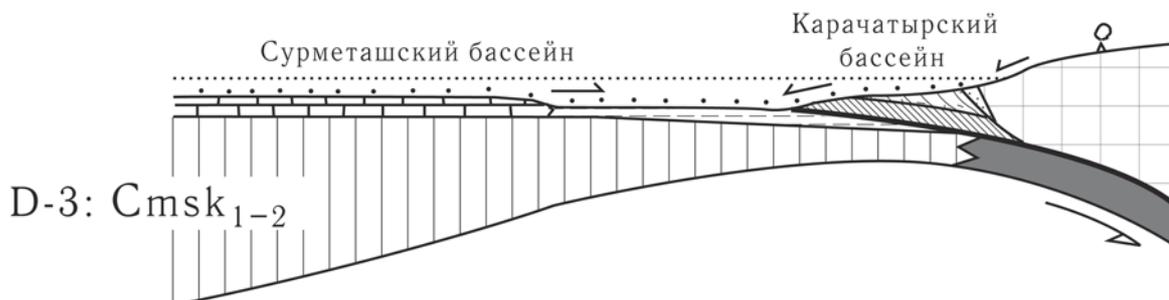
D-5: P₁₋₂



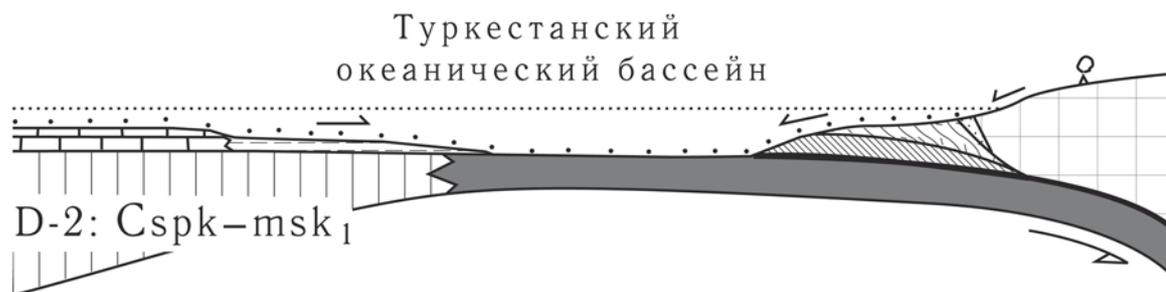
D-4: Psak-art



Туркестанское море



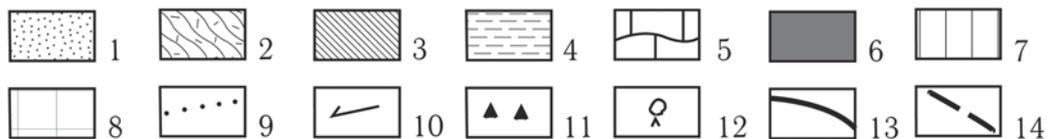
D-3: Cmsk₁₋₂



D-2: Cspk-msk₁



D-1: PZ₁-S₁



←

Рис. 5.9. Геодинамическая модель Западного Тянь-Шаня

1–5 — структурные единицы: 1 — Тогузбулак, 2 — Шанкол-Шайдан-Кан, 3 — Талдык-Керей, 4 — Тар-Абшир-Онтамчи, 5 — Чеканташ-Исфайрам-Баубашата; 6 — океаническая кора; 7, 8 — континентальная кора: 7 — Алай-Таримского террейна, 8 — Киргизского террейна; 9 — осадки, синхронные шарьированию; 10 — направление сноса в бассейн; 11, 12 — вулканизм: 11 — подводный, 12 — наземный; 13 — активные зоны субдукции и подвига, наволоки; 14 — Узген-Санзарский надвиг
D-1, D-2, D-3, D-4, D-5 — стадии деформации

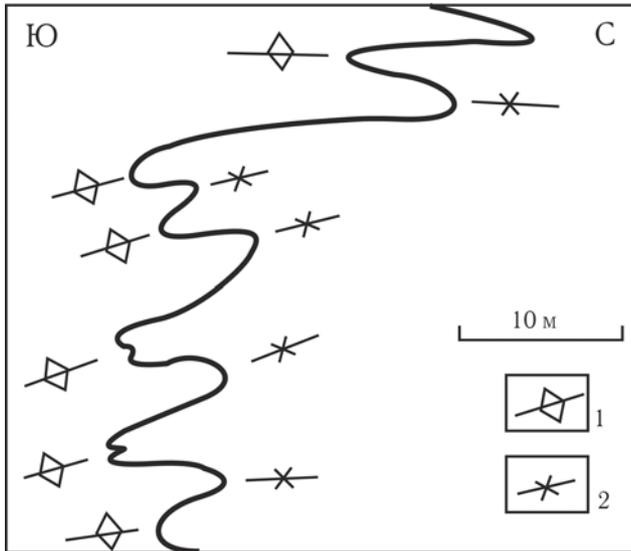


Рис. 5.10. Каскад лежачих складок F_4 в силурийском флише. Геологический разрез обнажения в ореаде Тегермач структурной единицы Абшир (истоки р. Абшир)
1 — антиклинали; 2 — синклинали (кровля и подошва слоев определены по градационной слоистости)

рой структурный ярус ансамбля шарьяжей Западного Тянь-Шаня. С этой целью в тектонических пластинах были изучены складки, возникшие в процессе движения шарьяжей.

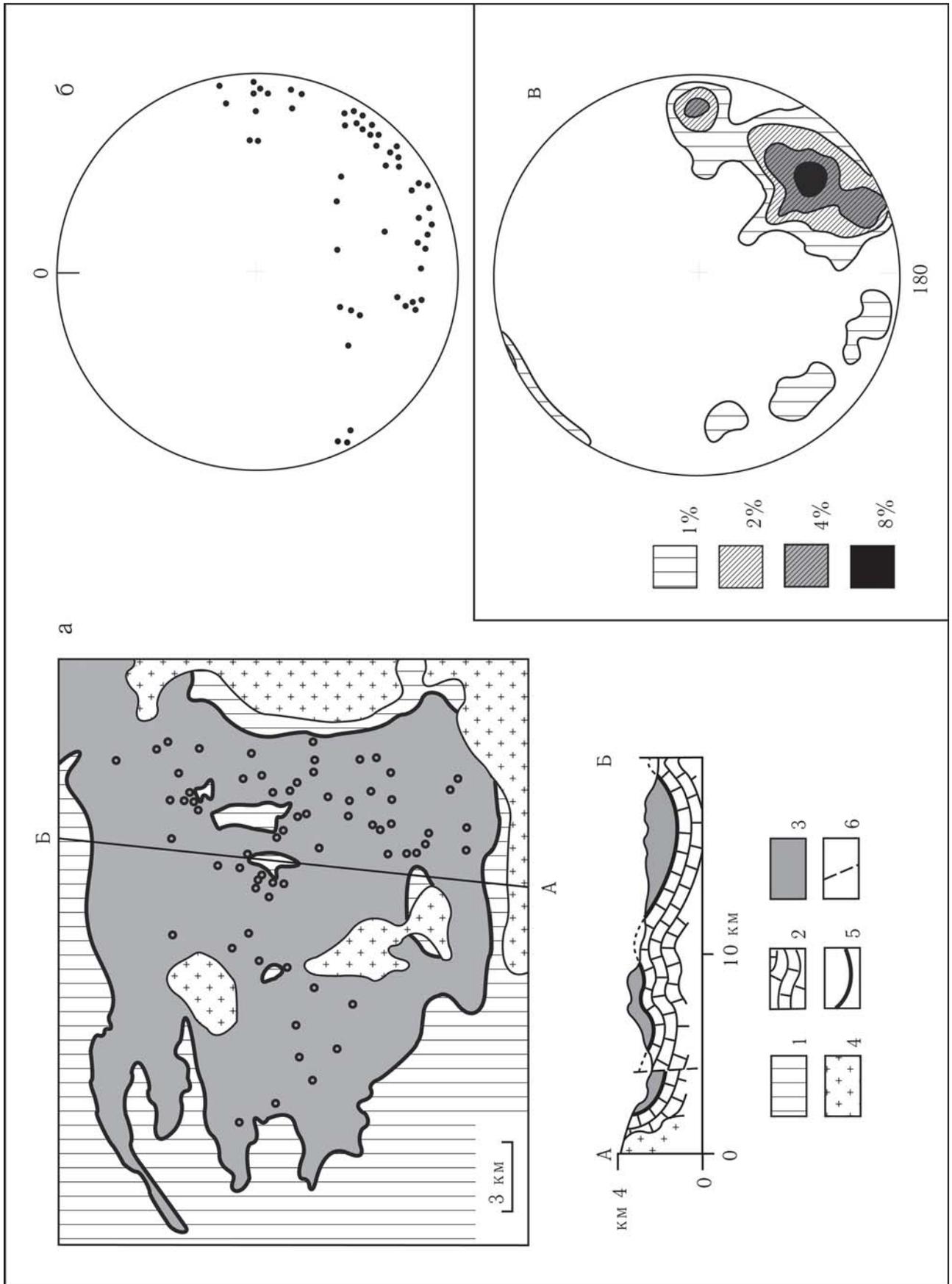
В единице Абшир такие исследования проведены в ореаде *Тегермач* (Тег, рис. 5.3.), которая представляет собой полого изогнутую аллохтонную пластину мощностью около 2 км и размером 18x20 км, которая лежит на породах каменноугольного возраста единицы Исфайрам. Большая часть аллохтонной пластины сложена смятым в складки силурийским флишем, градационная слоистость которого позволила определять подошву и кровлю слоев и отличать антиклинали от ныряющих синклиналей. Складки не выходят за пределы аллохтонной пластины, они возникли на стадии деформации D-4 во время движения шарьяжа Абшир. На рис. 5.11 представлены стереограммы, показывающие вергентность складок F_4 , какой она была на стадии D-4. При составлении стереограмм были внесены поправки, позволившие снять эффект более поздних деформаций. Стереограмма

«б» содержит данные о 53 изоклинальных складках, стереограмма «в» основана на параметрах 220 сжатых складок. Данные, методика и результаты изучения складок F_4 в ореаде Тегермач более подробно изложены в работах: [Буртман, 1976; Буртман, Шмидт, 1970]. Результаты исследования свидетельствуют о шарьировании единицы Абшир в южном направлении.

Независимое изучение складчатой структуры ореады Тегермач [Болгарь, Резвой, 1971] привело к такому же выводу о направлении движения шарьяжа. Наблюдения в других частях единицы Абшир также свидетельствуют о преобладающей южной вергентности складок F_4 и движении абширского шарьяжа в южном направлении.

В единице Тар изучение вергентности складок F_4 было проведено в ореаде *Бельаули* (Бел, рис. 5.4). Эта ореада представляет собой аллохтонную пластину, мощностью около 3 км, которая лежит на ореаде *Арчалтур* (Арч, рис. 5.4), принадлежащей единице Чеканташ. Верхняя часть ореады Арчалтур сложена карбонатным флишем и известняками нижнего карбона. Нижняя часть разреза ореады Бельаули образована глинистыми и кремнистыми сланцами с прослоями туфов и известняков, содержащих ископаемую фауну среднего и позднего девона. Выше лежит терригенный флиш каменноугольного возраста. Шарьяж Бельаули совместно с подстилающими породами смят на стадии деформации D-5 в Терекдаванскую вертикальную синформную складку и изогнут в горизонтальную складку на стадии деформации D-6 [Буртман, 1976]. Пермские стадии деформации D-5 и D-6 будут рассмотрены в шестой главе.

Вергентность складок F_4 изучена в породах ореады Бельаули на центроклинали Терекдаванской синформы и вблизи от нее (рис. 5.12). Здесь были измерены параметры 188 изоклинальных складок и флексур, имеющих магнитуду от 0,2 до 30 м [Клишевич И.А., Клишевич В.Л., 1983]. Авторы публикации внесли поправки в проведенные измерения для снятия последствий деформации стадии D-5 и представили стереограммы вергентности складок, на которых суммированы резуль-



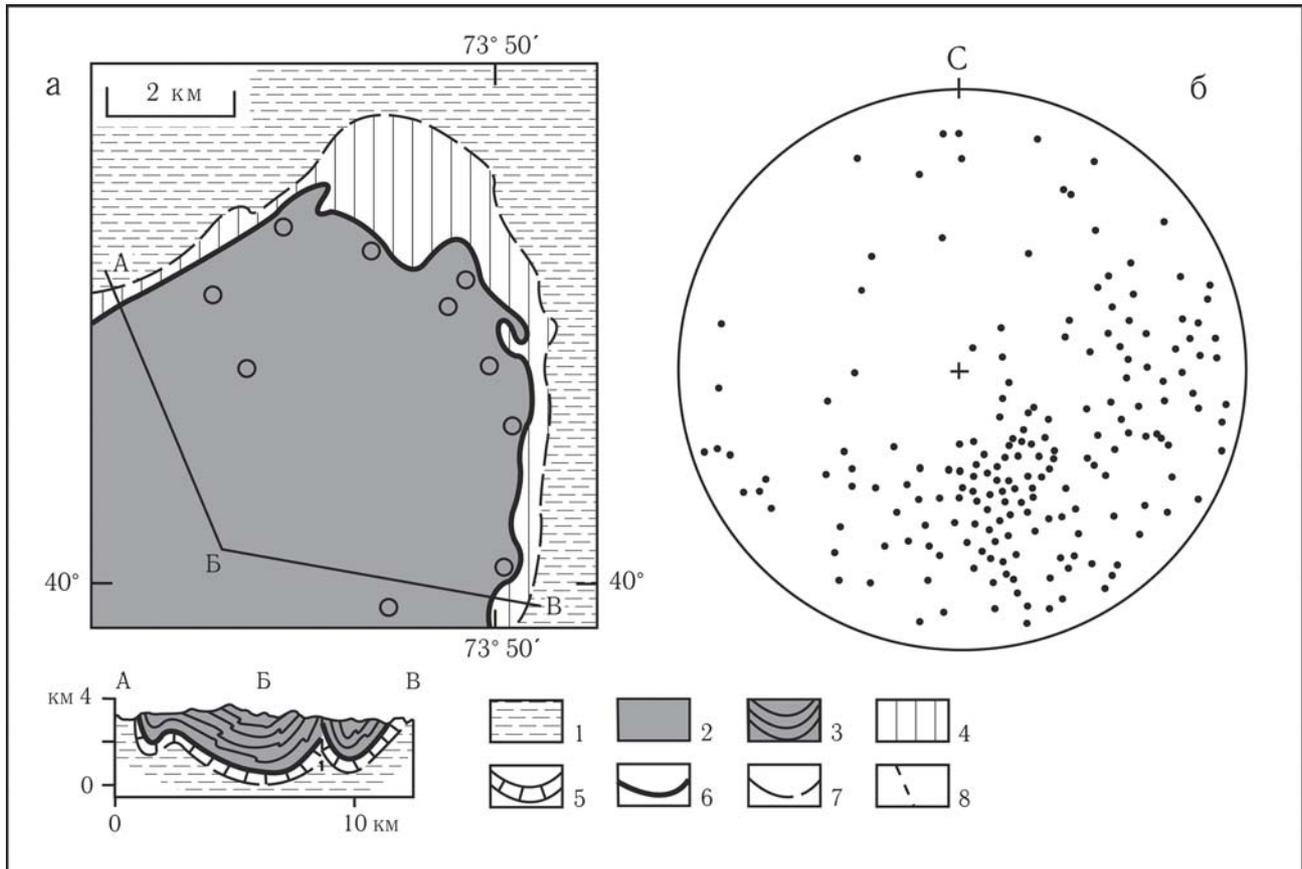
←

Рис. 5.11. Вергентность складок F_4 в ореаде Тегермач структурной единицы Абшир

а — карта и геологический разрез ореады Тегермач (точками показаны пункты, в которых были изучены складки): 1, 2 — единица Исфайрам (1 — на карте, 2 — на разрезе); 3 — ореада Тегермач; 4 — граниты; 5 — наволок; 6 — другие разломы

б — стереограмма вергентности изоклиальных складок. На стереограмму нанесены точки пересечения линий восстания осевых поверхностей складок с верхней полусферой (53 складки, полярная равнопромежуточная проекция, современная система координат)

в — стереограмма вергентности сжатых складок (220 складок, те же проекция и система координат)

**Рис. 5.12.** Вергентность складок F_4 в ореаде Бельаули структурной единицы Тар ([Клишевич И.А., Клишевич В.Л., 1983], с изменениями)

а — карта и геологический разрез северной части ореады Бельаули (кружками показаны пункты, в которых были изучены складки): 1–3 — единица Тар, ореады: 1 — Иркеш, 2, 3 — Бельаули (2 — на карте, 3 — на разрезе); 4, 5 — ореада Арчалтур структурной единицы Чеканташ (4 — на карте, 5 — на разрезе); 6, 7 — наволоки (6 — первичные, 7 — вторичные); 8 — другие разломы

б — стереограмма вергентности изоклиальных складок и сжатых флексур F_4 в ореаде Бельаули. На стереограмму нанесены точки пересечения нормалей к шарнирам складок с верхней полусферой (188 складок, современная система координат)

таты деформации стадий D-4 и D-6. Чтобы снять эффект деформации D-6 эти стереограммы были мною повернуты на 80° в направлении движения часовой стрелки. В результате, итоговая стереограмма («б» на рис. 5.12) показывает первичную вергентность складок F_4 на стадии D-4. Эта вергентность складок свидетельствует в пользу вывода о движении шарьяжа Тар в южном или юго-

восточном направлении. Большая дисперсия точек на стереограмме объясняется тем, что значительное количество изученных складок расположено на центриклинали синформы, где изменчивое залегание слоев затрудняло определение размеров поправок для снятия эффектов наклонов и вращений, произошедших на более поздних стадиях деформации.

5.2. Кызылкум

5.2.1. Структурные единицы (104) — 5.2.2. Деформации (111)

5.2.1. Структурные единицы

В геологическом разрезе Кызылкума были выделены: автохтонная единица Мурун и три аллохтонные структурные единицы — Букан, Кулкудук и Тамды [Буртман, 1970, 1973, 1974]. В нижней (автохтонной) структурной единице было описаны несколько комплексов пород — кульджукский, кокпатасский, мурунский [Савчук, 1998], разделенные вторичными надвигами и наволоками. Породы среднего и позднего палеозоя в этих комплексах формировались в сходных геотектонических условиях.

Вариации стратиграфических разрезов в структурных единицах Кызылкума рассмотрены в работах: [Буртман, 1973; Мухин и др., 1991]. Геологический разрез Кызылкума, подобно Западному Тянь-Шаню, имеет четырехъярусное строение (сверху вниз):

IV ярус: аккреционный шарьяж Тамды;

III ярус: аккреционный-колизийный шарьяж Кулкудук;

II ярус: колизийный шарьяж Букан;

I ярус: автохтон и параавтохтон Мурун.

Раннепалеозойское основание двух нижних структурных единиц имеет значительное сходство.

Мурун

Эта структурная единица занимает большую площадь в Центральном Кызылкуме (рис. 5.13). В Кульджуктау видимое основание единицы Мурун сложено отложениями с бентосной фауной позднего ордовика. Силурийские породы залегают согласно с ордовикскими. Лландовери в Южном Кульджуктау представлен прибрежными осадками — конгломератами, кослоистыми кварцевыми песчаниками и вулканическими туфами, содержащими в прослоях известняков брахиоподы, табуляты и строматопоры (дарбазинская св., 500 м). В Северном Кульджуктау эта толща замещается известняками, в которых содержатся трилобиты, брахиоподы, табуляты (янгиказганская св., 500 м) [Айсанов, Егоров, 1978].

Выше в стратиграфическом разрезе единицы Мурун находится толща карбонатных пород, мощность которой составляет 2000–3000 м в Кульджуктау и Тамдытау и вдвое меньше — в Северном Букантау. В Кульджуктау эта толща охватывает возрастной интервал от венлока до раннего карбона. Карбонатные породы содержат бентосную фауну, включения кремней и прослой кварцевых песчаников. В раннем девоне имел место перерыв в седиментации. Верхняя часть стратиграфического разреза автохтона сложена флишево-олистостромовой толщей (таушанская, камыстинская св., 1000 м). Наиболее молодая фауна в олистолитах имеет московский возраст [Айсанов, Егоров, 1978; Мухин и др., 1991; Стратиграфический словарь..., 2001].

Севернее Кульджуктау подошва толщи мелководных карбонатных пород имеет раннедевонский возраст, кровля — раннемосковский возраст. Эта толща несогласно (с базальными гравелитами или конгломератами) залегают на породах нижнего палеозоя — силура. Угловое несогласие в ее основании описано в Аристантау, Бельтау и Тамдытау. Региональное распространение имеет перерыв в осадконакоплении в серпуховское и раннебашкирское время, с которым связано образование карстовых полостей и накопление в них бокситов [Румянцева, 1974; Соловьева, 1963].

В Тамдытау и Букантау распространены терригенные породы, которые слагают верхнюю часть стратиграфического разреза единицы Мурун (ажриктинская, керизская, михинская и др. св., 500 м). Согласно стратиграфическое налегание тонкоритмичного карбонатно-терригенным флиша на раннемосковские известняки видно в Тамдытау (в горах Актау), залегание с разрывом — в Северном Букантау. Вверх по разрезу толщи происходит увеличение грубости обломочного материала, появляются олистолиты и пласты конгломератов. В Тамдытау (в горах Мурунтау) из нижней части терригенной толщи определены раннемосковские фораминиферы. Наиболее молодая фауна в обломках известняков имеет позднемосковский возраст [Буртман, 1973; Далимов и др., 1998; Мухин и др., 1991].

На северо-западе Мурунтау в кровле единицы Мурун под наволоком Букан находится тектонит, мощность которого составляет 250 м. Верхний 40-метровый слой тектонита представляет собой микстит по олистостромовой толще. Олистолиты сло-

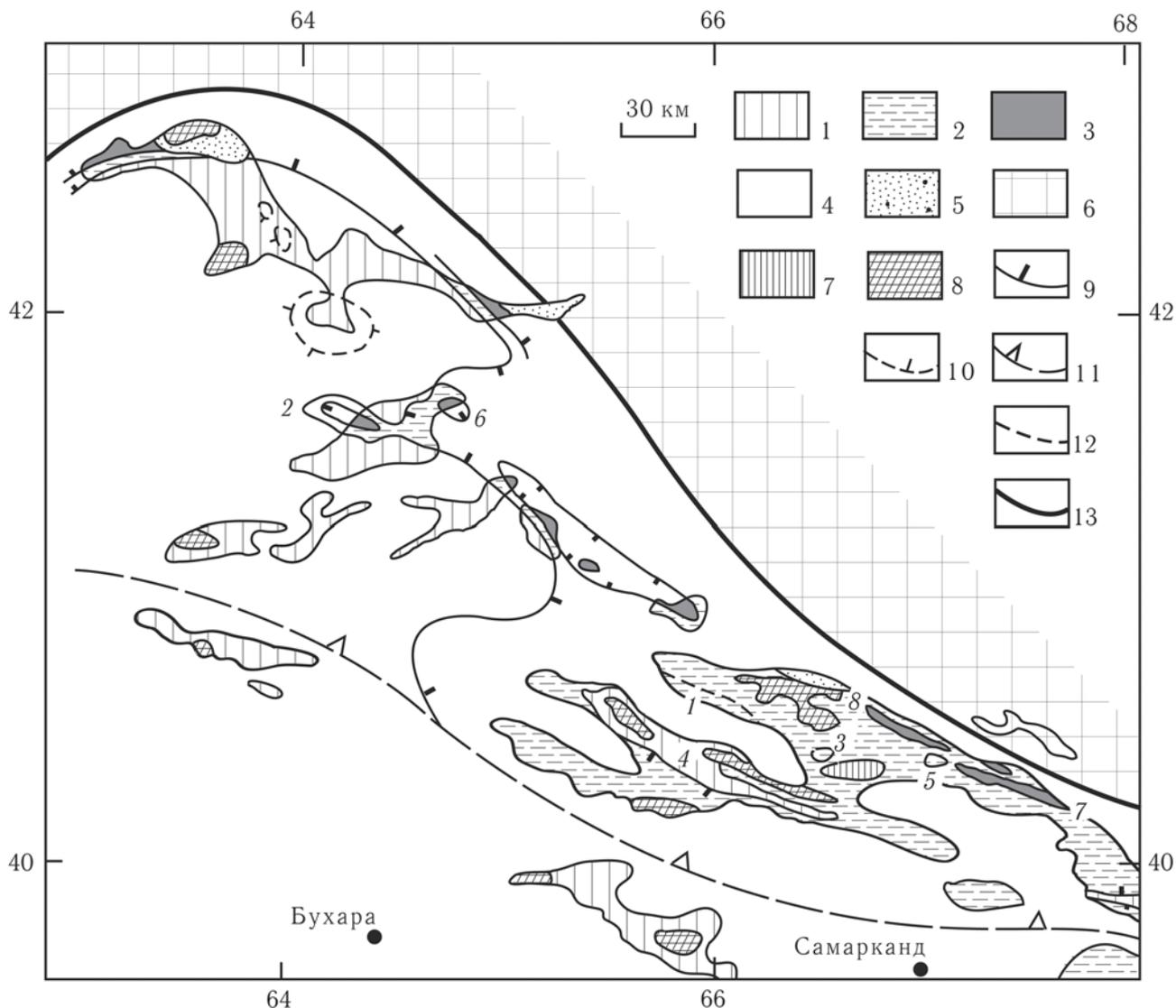


Рис. 5.13. Структурные единицы Кызылкума

1–3 — Южно-Туркестанский домен, структурные единицы: 1 — Мурун, 2 — Букан, 3 — Кулкудук и Тамды; 4 — кайнозой и мезозой; 5 — неоавтохтон; 6 — Северо-Туркестанский домен; 7, 8 — позднепалеозойские интрузии (7 — щелочные, 8 — граниты); 9 — первичные наволоки; 10 — вторичные наволоки; 11 — вероятное западное продолжение Узген-Санзарского надвига; 12 — другие разломы; 13 — положение сутуры Туркестанского океанического бассейна

Ореады: 1 — Басрагата в Шохтауской синформе, 2 — Бассумар в Тюменбайской синформе, 3 — Джалпак в Меришкорской синформе, 4 — Дебелянд, 5 — Кызкол в Даристанской синформе, 6 — Кыныр в Тюменбайской синформе, 7 — Устахан в Ятак-Арватынской синформе, 8 — Хиссар в Сентябской синформе

жены кремнево-кварцевыми гравелитами и песчаниками силурийского возраста из вышележащего шарьяжа и криноидными известняками силур-девона, которые, вероятно, также поступали из надвигавшегося шарьяжа Букан. Олистоциты были прокатаны, олистоплаки — будинированы. Преобладающий размер глыб 5–50 см, размер некоторых олистолитов достигают 5 м, длина олистоплаков — 20 м. Матрица тектонита сложена деформированными песчаникам, алевролитами и

аргиллитами московского яруса. Ниже по разрезу матрица тектонита, будины и глыбы-окатыши сложены исключительно аутигенными породами московского яруса [Буртман, 1973].

В Южном Нуратау породы единицы Мурун обнажены в ядре антиформной складки в большом тектоническом окне *Дебелянд* (4, рис. 5.13). В западной части тектонического окна в основании видимого разреза лежит толща чередующихся конгломератов, песчаников, глинистых сланцев и из-

вестняков с криноидеями позднего силура — девона и кораллами раннего лохкова (до 500 м). Более высокое положение занимают мраморизованные известняки, мощностью до 2 км. В нижней части толщи карбонатных пород обнаружены табуляты лохковского и пражского веков, выше — табуляты эмса, строматопоры и амфипоры живетского века, в верхней части толщи — криноидеи раннего карбона. Венчает разрез пачка (100 м) карбонатно-терригенного флиша с олистостромами, которые содержат олистолиты карбонатных пород [Буртман, 1973; Колодяжный, 1992; Пяновская и др., 1986].

В Северном Нуратау породы единицы Мурун слагают несколько аллохтонных массивов, лежащих на флишево-олистостромовой толще позднего карбона, которая венчает стратиграфический разрез структурной единицы Букан. Эти аллохтонные массивы, вероятно, представляют собой препарированные эрозией гигантские олистоплаки, которые были расслоены и повторно перемещены в процессе деформации автохтона и аллохтона.

Наибольший из массивов — *Басрагата* (1, рис. 5.13). Он представляет собой пакет тектонических пластин, который лежит на флише, содержащем фораминиферы раннемосковского возраста. Тектонические пластины вместе с подстилающими породами слагают крылья и мульду Шохтауской синформной складки. Подошва ореады Басрагата отмечена брекчией, сложенной обломками кремней и известняков. В основании аллохтона залегают углеродисто-кремнистые сланцы, алевролиты, известняки и доломиты с граптолитами венлока и лудлова и брахиоподами пржидола (400 м). Выше находятся известняки и доломиты, стратиграфическая мощность которых превышает 2500 м. В известняках содержатся брахиоподы, кораллы и конодонты раннего, среднего девона и франского века. В отложениях лохковского яруса отмечены следы перерывов в осадконакоплении и линзы кремней. Геологический разрез ореады венчает тонкая тектоническая пластина, сложенная кремнями и обломочными известняками с брахиоподами и фораминиферами визейского века [Буртман, 1973; Сабдюшев, 1978].

Ореады *Джалпак* и *Кызкол* (3 и 5, рис. 5.13) — аллохтонные тела меньшего размера. Они лежат в мульдах Даристанской и Меришкорской синформных складок на флишево-олистостромовой толще позднего карбона, которая венчает страти-

графический разрез структурной единицы Букан. Алевролитовые и глинистые сланцы флишево-олистостромовой толщи, подстилающие ореаду Джалпак, смяты в небольшие изоклиналильные складки; известняки и песчаники слагают обжатые будины или олистоплаки. В строении ореады Джалпак принимают участие породы силура, девона и нижнего карбона. Ореада Кызкол сложена силурийскими породами [Буртман, 1973; Бискэ, Усманов, 1981].

В целом, в мурунской фациальной зоне в среднем палеозое накапливались мелководные преимущественно биогенные карбонатные отложения. Во внутренней (южной) части фациальной зоны накопление карбонатов началось в ордовике и раннем силуре, во внешней части зоны — в позднем силуре и лохкове. Оно продолжалась, с редкими перерывами, до московского века, когда вся территория фациальной зоны была опущена в пелагическую область и началось формирование турбидитов.

Букан

Единицу Букан характеризуют неполные и стратиграфически конденсированные разрезы девона и карбона и флишево-олистостромовая толща позднего карбона.

В Нуратау распространены силурийские отложения, которые слагают изолированные фрагменты разрезов. В них описано более двух десятков свит. Мощность силурийских пород, вероятно, превышает 1000 м. Отложения с граптолитами лландовери и венлока представлены аргиллитами, углеродисто-кремнисто-глинистыми сланцами и песчаниками, в зернах которых преобладает кварц. Эти отложения часто имеют ритмичное строение, в них встречены потоки базальтов. Позднесилурийские отложения представлены терригенными и карбонатными породами с бентосной фауной [Бухарин и др., 1985; Далимов и др., 1998].

Девонские отложения несогласно лежат на подстилающих породах. В западной части Северного Нуратау на крыльях Шохтауской синформы (рис. 5.13) на отложениях раннего палеозоя — силура с угловым несогласием и базальными гравелитами в основании лежит толща карбонатных

пород с обильной фауной кораллов, брахиопод и фораминифер. Подошва толщи находится в лоховском ярусе, кровля — в нижнемосковском подъярусе. Разрез содержит следы многих стратиграфических перерывов. В нем отсутствуют породы эйфельского яруса, верхнего девона, нижнего турне, серпуховского яруса, части башкирского яруса. Среди известняков башкирского яруса залегают бокситы и кремни. Мощность карбонатных пород в Шохтауской синформе около 1000 м. В восточном направлении мощность этой толщи (в тех же стратиграфических рамках) сокращается до 400 м в Меришкорской синформе и до 200 м в Даристанской синформе. В том же направлении увеличивается количество и диапазон лакун в стратиграфическом разрезе. В разрезах Даристанской и Сентябской синформ отсутствуют породы среднего и позднего девона и нижнего карбона. В юго-восточной части Северного Нуратау (в Койташской синклинали) известняки позднебашкирского—раннемосковского возраста (150 м) лежат с базальными конгломератами на сланцах и песчаниках силура [Бискэ, Усманов, 1981; Буртман, 1973; Сабдюшев, 1978].

Во всех разрезах на толще карбонатных пород согласно лежит тонкоритмичный флиш с редкими прослоями конгломератов. В Даристанской синформе и Койташской синклинали видимая мощность флиша превышает 500 м. В Даристанской синформе из этой толщи определены фораминиферы московского яруса. В Сентябской синформе на карбонатно-терригенном флише, из которого определены брахиоподы позднего карбона, с тектоническим контактом лежит микстит (300 м), возникший в результате тектонической переработки олистостромы. Его нижняя часть сложена несортированной брекчией с глинистым цементом и глыбами известняков (преобладают), алевролитов и песчаников, размер которых достигает десятков метров. Глыбы раздавлены, иногда превращены в линзовидные тела. Верхняя часть толщи сложена чередующимися глинистыми сланцами и будинированными мелкозернистыми кварцевыми песчаниками с редкими глыбами известняков, диаметром до 10 м [Буртман, 1973].

Гигантские олистоплаки, сложенные породами единицы Мурун, лежат на позднекаменноугольной флишево-олистостромовой толще единицы Букан в Северном Нуратау. Они описаны выше при рассмотрении строения единицы Мурун.

В Центральном Кызылкуме чешуйчатое строение аллохтона затрудняет составление стратиграфических разрезов и разные их части известны в разных тектонических чешуях. В Тамдытау и Северном Букантау в основании разреза структурной единицы Букан залегают глинистые, углеродисто-глинистые, кремнисто-глинистые сланцы с прослоями кварцевых песчаников и гравелитов с кремнистым цементом. В этой толще в обоих районах найдены граптолиты раннего силура. Более высокое стратиграфическое положение в Тамдытау занимает толща кластитов и туффитов с граптолитами лудлова, среди которых находятся потоки и силлы базальтов и андезито-базальтов (кушкумбайская, косбулакская св.). Лавы принадлежат к известково-щелочному типу. В тектонических пластинах, занимающих более высокое положение, заключены фрагменты среднепалеозойского разреза и флишево-олистостромовая толща позднего карбона, значительная часть которой превращена в тектонический микстит. В одном из фрагментов стратиграфически конденсированного разреза в тонком горизонте кремней были установлены почти все конодонтовые зоны верхнего девона [Буртман, 1973; Далимов и др., 1998; Мухин и др., 1991; Пучков, Ванесян, 1990].

Флишево-олистостромовая толща (мурынкудукская и др. св.) имеет широкое распространение в шарьяже Букан. Она изучена в Тамдытау, Букантау, Сангрунтау, Джетымтау, Северном Нуратау [Буртман, 1973; Мухин и др., 1991; Савчук, Миркамалов, 1995; Шер, Вихтер, 1973]. Олистостромы содержат крупные олистолиты и олистоплаки органогенных известняков с фауной разного возраста, а также песчаников, кремней, щелочных базальтов, породы всех слоев океанической коры, метаморфических сланцев. Кремни и песчаники слагают также будинированные и небудинированные слои. Часть олистолитов известняков имеет аутогенное происхождения, другая часть сложена мелководными породами, принесенными из мурунской фациальной зоны. Обломки пород океанической коры и метаморфических сланцев поступали во флиш из надвигавшихся на него шарьяжей Кулдук и Тамды.

Размер глыб часто составляет десятки метров. В Тамдытау находятся олистоплаки, размер которых измеряется километрами. Они сложены метаморфическими сланцами (учкудуктауская св.),

раннепалеозойскими трахибазальтами (елмещинская св.), среднепалеозойскими известняками (Балпантау, Джаманкынгыр). В западной части Северного Тамдытау микстит, сформированный в результате тектонической переработки флишево-олистоостромовой толщи, слагает тектоническую пластину, которая надвинута по вторичному наволоку на породы единиц Букан и Кулкудук. Характерной чертой этого микстита являются олистолиты габброидов и олистоплаки плагиогранитов, наибольший из которых имеет в длину 800 м.

В Сангрунтау рассматриваемая толща состоит из чередующихся слоев песчаников и глинистых сланцев. Среди них находятся перемятые слои и линзы кремней, линзы известнякового конгломерата и глыбы известняков с брахиоподами и кораллами раннего девона и позднего визе. Самая большая глыба имеет размер 200x1500 м. Наиболее молодые органические остатки, которые найдены во флишево-олистоостромовой толще, — фораминиферы московского века. Они были определены из олистолита в Букантау, из цемента олистоостромов в Сангрунтау и из флиша в Тамдытау [Буртман, 1973; Стратиграфический словарь..., 2001]. Суммарная мощность описанных толщ составляет несколько километров, но определить их истинную (стратиграфическую) мощность затруднительно из-за широкого распространения вторичных наволоков и тектонических чешуй.

Среднепалеозойские отложения единицы Букан формировались на континентальной коре в нестабильных условиях. В раннем силуре накапливались пелагические осадки, содержащие материал, поступавший с континента. Позднее территория букантауской фациальной зоны неоднократно оказывалась выше и ниже уровня карбонатной компенсации. В московском веке в результате коллизии и начала шарьирования рельеф морского дна стал более контрастным и создались условия для формирования мощных флишево-олистоостромовых отложений.

Нельзя быть уверенным в том, что все описанные выше флишево-олистоостромовые толщи имеют позднекаменноугольный возраст и принадлежат единице Букан. Могут быть и докаменноугольные олистоостромовы, принадлежащие другим струк-

турным единицам. Попытки их выделения предпринимались [Буртман, 1973; Мухин и др., 1991], но возраст и структурная принадлежность остались недостаточно обоснованными.

Среди флишево-олистоостромовых толщ может находиться аналог неоавтохтона-1 Западного Тянь-Шаня. Этот неоавтохтон, сложенный флишево-олистоостромовыми осадками, формировался на аккреционной призме из пород этой призмы (офиолиты, отложения островодужного происхождения) и материала, поступавшего с Киргизского микроконтинента. После закрытия Туркестанского океанического бассейна неоавтохтон-1 был шарьирован на Алай-Таримский континентальный склон вместе с породами аккреционной призмы. Учитывая пластичность флишево-олистоостромовой толщи неоавтохтона-1, можно предположить ее перемещение на единицу Букан в виде опережающего гравитационного покрова. В геологическом разрезе Северного Тамдытау находится несколько лежащих одна на другой тектонических пластин, сложенных флишево-олистоостромовыми толщами. Различить толщи разного происхождения будет возможно при внимательном изучении их состава.

Наволок Букан в подошве рассматриваемой тектонической единицы изучен в Тамдытау, Букантау, Южном Нуратау. Мощная зона тектонита (250 м) находится под наволоком Букан на северном склоне Мурунтау. Строение этого тектонита и описание наволока на разных участках Кызылкума приведено в работе: [Буртман, 1973].

Кулкудук

Единица Кулкудук сложена слабо измененными офиолитами и ассоциированными с ними осадками. Она имеет сравнительно небольшое распространение на территории Северного Тамдытау, Северного Букантау и Северного Нуратау.

Ореада *Бассумар* (2, рис. 5.13) в западной части Северного Тамдытау образована тектоническими пластинами единиц Кулкудук и Тамды, полого лежащими на породах единицы Букан.

Офиолиты слагают нижнюю тектоническую пластину ореады Бассумар. Это — единственный участок на территории Западного Тянь-Шаня и Кызылкума, где известен разрез с ненарушенной последовательностью нижних слоев океанической

кору [Буртман, 1973; Сабдюшев, Усманов, 1971а]. Сохранность офиолитового разреза различна в разных частях тектонической пластины. Она лучше в ее северной части (Тескудукский массив). Основание тектонической пластины сложено серпентинитовым меланжем (до 50 м) с блоками перидотитов, пироксенитов и габбро. На меланже лежат кумуляты (120 м), состоящие из полос дунитов, перидотитов, верлитов, лерцолитов, вебстеритов и пироксенитов. Вверх по разрезу их сменяют оливиновые габбро, габбро-нориты, габбро-диабазы, габбро-пироксениты (150 м). Выше находится комплекс параллельных даек основного состава (до 200 м) и лейкократовые дериваты габброидов, среди которых преобладают плагиограниты. Дайки и скрины габбро занимают равные части этого слоя [Мухин, Фадеичева, Доморяд, 1989; Мухин и др., 1991].

Более высокое положение в разрезе занимают лавы (до 300 м), которые с тектоническим контактом налегают на все части габбро-ультрабазитового комплекса. В подошве лав местами сохранилась брекчия, состоящая из обломков габбро и пироксенитов в туфокарбонатном цементе. Брекчия, вероятно, имеет осадочное происхождение и свидетельствует о размыве габбро-ультрабазитового комплекса перед излиянием лавы. Лавы представлены базальтами и андезитобазальтами, большей частью миндалекаменными. Строение и петрохимические параметры лав свидетельствуют о высокой дифференцированности магмы в камере, что происходит при малой скорости спрединга. Оценки этой скорости по содержанию окиси титана и по морфологии даек находятся в интервале 0,5–2 см/год. Пузырчатость лав, размыв подстилающих пород и присутствие среди них карбонатных осадков говорят о высоком уровне стояния спредингового хребта. Лавы низкотитановые и принадлежат разным сериям (щелочной, толеитовой, известково-щелочной). Вероятными обстановками их формирования являются окраинное море или океаническая островная дуга [Масленникова и др., 1989; Мухин Фадеичева, Доморяд, 1989; Мухин и др., 1991].

В Сангрунтау и Аристантау в строении вулканогенно-терригенной толщи единицы Кулкудук участвуют известково-щелочные базальты, андезитобазальты, андезиты, дациты и туфы, петрохимические характеристики которых позволяют относить их к островодужным вулканикам (сангрун-

тауская св., 500 м). Конодонты из прослоев(?) кремней среди кластитов имеют позднедевонский и раннекаменноугольный возраст, в гальке известняков содержатся фораминиферы башкирского века [Далимов и др., 2002; Стратиграфический словарь..., 2001].

Ореада *Кыныр* (6, рис. 5.13) в восточной части Северного Тамдытау состоит из двух тектонических пластин. На олистостроме единицы Букан лежит нижняя пластина (500 м), принадлежащая единице Кулкудук. Она сложена миндалекаменными базальтами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, с прослоями кремней, содержащими конодонты франского века. Верхняя пластина ореады Кыныр образована породами единицы Тамды.

На северном склоне Северного Нуратау в сроении Сентабской и других синформ принимают участие пластины единицы Кулкудук, которые сложены лавами и туфами щелочных пироксеновых и оливин-пироксеновых высокотитановых базальтов. Среди них залегают пластовые тела габбро-диабазов и прослои кремней, в которых обнаружены конодонты фаменского века (шавазская и др. св., 500 м). Базальты — шаровые и вариолитовые — вероятно изливались на большой глубине. Судя по содержанию титана, скорость спрединга была более 10 см/год [Руженцев, Соколов, 1983; Старцев, 1976; Стратиграфический словарь..., 2001; Шаякубов и др., 1988].

Вулканисты единицы Кулкудук в разных районах Кызылкума имеют разный возраст. В обломках известняков в лахарах и в гальках, находящихся среди основных лав и туфов, в разных пунктах найдена ископаемая фауна кембрия, ордовика, силура, девона, раннего карбона и башкирского века. Источником обломков карбонатных пород могли служить рифовые постройки на вулканических горах. Интересны находки обломков эффузивов основного состава внутри раннекембрийских археоциат [Буртман, 1973; Мухин и др., 1991; Стратиграфический словарь..., 2001].

Тектонические пластины единицы Кулкудук лежат на породах каменноугольного возраста единицы Букан и перекрыты метаморфическими сланцами единицы Тамды. На многих участках единицы Кулкудук представлена лишь чешуями серпентинитового меланжа, зажатого между шарьяжами Букан и Тамды. Морфология наволока Кулкудук описана в работе: [Буртман, 1973].

Тамды

Метаморфические сланцы структурной единицы Тамды слагают тектонические пластины, которые в Северном Нуратау и Северном Тамдытау залегают на породах единиц Кулкудук и Букан в мульдах синформных складок (маджерумская, ит-тынусайская, кумбулакская и др. св.). Эти породы также представлены в виде олистолитов в олистостроме.

Ореада *Хиссар* (8, рис. 5.13) в Северном Нуратау представляет собой пакет тектонических пластин, который находится в мульде Сентябской синформы. Верхняя пластина этого пакета, лежащая на лавах единицы Кулкудук, сложена основными вулканитами и граувакками, метоморфизованными до зеленых сланцев (2000 м), которые содержат высокобарические минералы кроссит и винчит. Юго-восточнее, в ореаде *Устахан* (7, рис. 5.13) в основании разреза единицы Тамды находятся тектонические линзы амфиболитов и гранат-биотитовых гнейсов [Буртман, 1973; Старцев, 1976].

В Тамдытау метабазалты и метагаббро единицы Тамды залегают в виде аллохтонных пластин в мульде Тюменбайской синформы, где являются верхним элементом геологических разрезов ореад Бассумар и Кыныр. В восточной части Северного Тамдытау они принимают участие в строении большого олистоплака (учкудуктауская св.) в олистостроме единицы Букан. Состав большинства метабазитов соответствует составу океанических толеитов. Присутствуют также вулканиты, принадлежащие щелочной трапповой и известково-щелочной островодужной сериям. Породы были метаморфизованы в условиях фации гранатовых амфиболитов и испытали низкотемпературный диафорез [Буртман, 1973; Мухин и др., 1991; Савчук, Миркамалов, 1995].

Геохимические характеристики метабазитов находятся в океанической области дискриминационных диаграмм и в переходной области между океаническими и островодужными сериями. Судя по минералогическим ассоциациям, метаморфизм происходил в интервале температур 300–500° и давлении 6–10 кбар. Наиболее древние цифры среди определений К-Аг возраста метаморфических пород соответствуют синию. Это не исключает нахождения в единице Тамды метаморфизованных пород палеозойского возраста. В Тамдытау в этих

породах определяли хитинозои, которые считают ордовикскими [Бухарин и др., 1985; Дук, 1995а; Старцев, 1976; Шаякубов и др., 1988].

Единица Тамды была наиболее ранним в Кызылкуме членом аккреционной призмы, формировавшейся на активной окраине Туркестанского океанического бассейна.

Неоавтохтон

Неоавтохтон представлен мощной толщей грубой молассы (архарская, кынырская, тахтатауская и др. св., 3000 м). В Северном Тамдытау моласса несогласно залегают на метаморфических сланцах единицы Тамды и на вулканитах единицы Кулкудук, в Северном Букантау — на единице Тамды, в Северном Нуратау — на единице Кулкудук. В гальках конгломератов, в гравелитах и песчаниках, кроме пород единиц Тамды и Кулкудук, много известняков с остатками фауны всех периодов раннего и среднего палеозоя.

В Северном Букантау в основании разреза неоавтохтона залегают несортированные конгломераты с глыбами. Выше находится мощная толща песчаников, аргиллитов, алевролитов, гравелитов, конгломератов, в которой распространены косая слоистость, следы размыва, взмучивания и оползания осадка, трещины усыхания. В нижней части толщи в линзе (или глыбе) известняка и в цементе гравелита обнаружены гониатиты и фораминиферы, характерные для верхнего горизонта нижнемосковского подъяруса. В Северном Букантау из неоавтохтона определены позднемосковские фораминиферы, в Тахтатау — фораминиферы позднемосковского возраста, брахиоподы, пеллециподы и флора позднего карбона. В Северном Букантау неоавтохтон прорван гранитами, для которых по биотиту и амфиболам определен пермский К-Аг возраст [Буртман, 1973; Далимов и др., 1998; Румянцева, 1974].

Моласса Кызылкума по составу обломочного материала и положению в геологическом разрезе соответствует неоавтохтону-2 в Западном Тянь-Шане, где этот неоавтохтон имеет позднемосковский-сакмарский возраст. Возможно, формирование неоавтохтона-2 началось в Кызылкуме ранее, чем в Западном Тянь-Шане (либо найденные в молассе органические остатки раннемосковского возраста были переотложены).

В Северном Тамдытау среди олистостромовых толщ, описанных выше при характеристике единицы Букан, могут находиться отложения, подобные неоавтохтону-1 Западного Тянь-Шаня.

5.2.2. Деформации

Стадия D-1. К этой стадии отнесены деформации, произошедшие до формирования ансамбля шарьяжей. В единице Мурун они произошли до отложения раннедевонских известняков. В Кульджуктау верхний возрастной предел для деформаций D-1 вероятно находится в раннем силуре. Деформации сопровождались зеленосланцевым метаморфизмом при умеренном и низком давлении в интервале температур 200–450°. Определения K-Ar возраста метаморфизма находятся в пределах ордовикского и силурийского периодов.

Золотоносные породы единицы Мурун были объектом тщательного структурно-геологического изучения [Бабарина, 1999; Миркамалов, 1987; Мухин и др., 1991; и др.]. На стадии D-1 в единице Мурун происходило тектоническое течение, сопровождаемое образованием больших и малых лежащих изоклиальных складок, надвигов и наволоков, развитием кливажа и тектоническим разлинзованием. Преобладает западная вергентность складок.

В единице Тамды в Северном Нуратау можно видеть три генерации структурных форм в метаморфических сланцах: наиболее древние изоклиальные лежащие складки и две последующие генерации наложенных вертикальных складок, имеющие разное простирание осевых поверхностей [Буртман, 1973]. Вероятно, две ранние генерации из этих структурных форм относятся к стадии D-1. В Северном Тамдытау во фрагменте единицы Тамды (учкудуктауская св.) были выявлены две генерации изоклиальных складок [Мухин и др., 1991].

Стадия D-2. На стадии D-2 породы единицы Кулкудук пододвигались под метаморфические сланцы единицы Тамды и отслаивались от субдуцируемой океанической коры. Тектонические пластины испытывали при этом внутренние деформации.

В единице Кулкудук наиболее молодые лавы имеют раннекаменноугольный возраст. В интервале ранний карбон — раннемосковское время эта структурная единица была включена в аккрецион-

ную призму, формировавшуюся у края Киргизского микроконтинента. Верхним возрастным пределом для деформаций стадии D-2 является московский век — начало шарьирования аккреционной призмы на алай-таримский континентальный склон.

Стадия D-3. На стадии D-3 аккреционная призма, сложенная породами единиц Кулкудук и Тамды, была шарьирована на единицу Букан. Флишево-олистостромовые отложения с обломками пород этой аккреционной призмы залегают в кровле единицы Букан. Они имеют московский возраст.

В ореаде Бассумар (в Тамдытау) нижняя часть единицы Кулкудук была превращена в серпентинитовый меланж мощностью до 50 м, а вышележащие ультрабазиты приобрели давленный облик. В Нуратау такие же деформации пород видны у наволока Кулкудук в тектонических пластинах, которые слагают ореады Хиссар и Устахан. Эти деформации у подошвы единицы Кулкудук могли произойти на стадии D-2 или D-3.

Деформации стадии D-3 охватили также верхнюю часть единицы Букан. Эта единица была интенсивно деформирована на последующих стадиях. В единице Букан можно надежно отнести к стадии D-3 складки волочения, которые находятся непосредственно под подошвой более верхнего шарьяжа. В таком положении находятся сжатая S-флексур и опрокинутые складки в южной части ореады Бассумар в Тамдытау. Эти складки имеют магнитуду от 1 до 10 м и вергентность, которая свидетельствует о движении материала в южном направлении [Буртман, 1973].

Стадия D-4. На стадии D-4 единица Букан с лежащими на ней аллохтонами была шарьирована на единицу Мурун. Наиболее молодые органические остатки в породах единицы Букан имеют московский возраст. В кровле разреза единицы Мурун, подстилающей шарьяж Букан, содержатся позднемосковские фораминиферы. Эти данные определяют нижний возрастной предел для шарьяжа Букан. Верхний возрастной предел не установлен. Возможно, перемещение шарьяжа Букан произошло ранее образования аналогичных шарьяжей в Южной Фергане, где этот процесс был наиболее интенсивным в сакмарско-артинское время.

Шарьяж Букан — наиболее обширный шарьяж Кызылкума, имеющий сложное строение вследствие интенсивных внутренних деформаций. Их значительная часть является результатом текто-

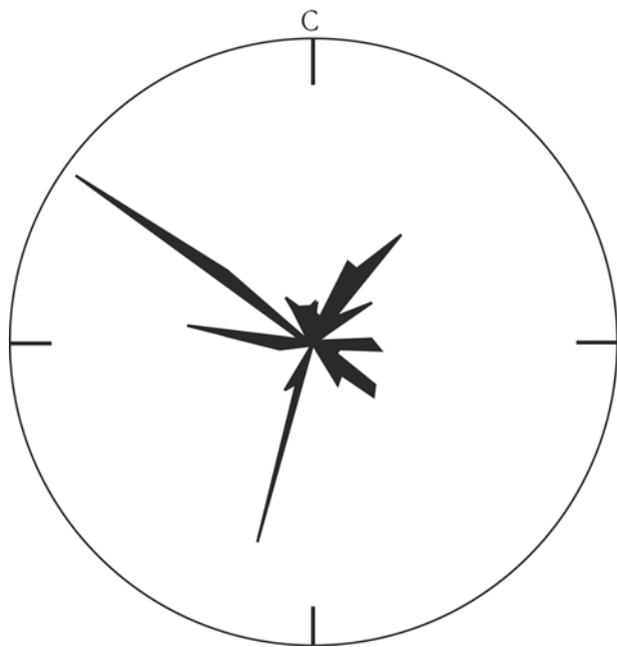


Рис. 5.14. Простираение шарниров складок стадии D-4 в единице Букан в Северном Тамдытау (183 замера) [Мухин и др., 1991]

Складки северо-восточного простираения опрокинуты на юго-восток, складки юго-восточного простираения — на юго-запад

нического течения во флишевых и олистостромовых толщах. Широко распространены изоклиналильные лежащие складки, амплитуда которых иногда достигает нескольких километров [Мухин и др., 1991]. Простираение шарниров и вергентность складок различны на разных участках (рис. 5.14), отражая неравномерность тектонического течения. На северном склоне Мурунтау непосредственно выше наволока Букан силурийские породы смяты в складки, имеющие амплитуду в несколько метров. Они указывают на южное направление движения по наволоку. О таком же направлении движения свидетельствуют складки под наволоком Букан в Северном Букантау [Буртман, 1973].

5.3. Центральный Тянь-Шань

5.3.1. Атбаши-Иныльчекская зона (112) — 5.3.2. Кокшаальская зона (117) — 5.3.3. Гранитоиды — (119) 5.3.4. Деформации (119)

В рассматриваемом районе были выделены и описаны автохтонная и аллохтонные структурные единицы [Буртман, 1976; Буртман, Поршняков,

1974]. В последующие годы были проведены и опубликованы результаты детальных исследований района [Бискэ, 1979, 1996; Бискэ, Шилов, 1998; Бискэ и др., 1979, 1985, 2003; Зубцов, 1979, 1980; Клишевич, Цветков, 1982; Неевин, Бискэ, 2004; Христов, 1989; Христов, Миколайчук, 1983б; Христов, Христова, 1978]. Эти публикации содержат согласуемую информацию, которая позволяет детализировать строение структурных единиц. Вариации стратиграфических разрезов в шарьяжах и автохтоне были рассмотрены в работах [Бискэ, Шилов, 1998; Бискэ и др., 1979, 1985, 2003; Буртман, 1976; Зубцов, 1979].

Южно-Туркестанский домен представлен в Центральном Тянь-Шане ансамблями шарьяжей Атбаши-Иныльчекской и Кокшаальской тектонических зон (рис. 5.15). На поздней стадии деформации Атбаши-Иныльчекская зона была шарьирована на Кокшаальскую, и в геологическом разрезе региона атбаши-иныльчекские шарьяжи лежат на кокшаальских. Тектонической границей между зонами служит Борколдойский вторичный наволоок.

5.3.1. Атбаши-Иныльчекская зона

Два нижних яруса атбаши-иныльчекского ансамбля шарьяжей образованы структурными единицами Коккия и Чатыркуль. Два верхних яруса состоит из единиц Кельтубек, Атбаши и Балыкты.

Коккия

В структурной единице Коккия преобладают мелководные карбонатные породы. Тектоническая подошва единицы мигрирует по стратиграфическому разрезу, обычно она находится в позднесилурийской—среднедевонской части разреза. Основание единицы в хребтах Уланском, Борколдой и Торугарт сложено песчаниками и глинистыми сланцами, среди которых залегают потоки базальтов и известняки с брахиоподами и табулятами лудлова и пржидолия (карачукурская и др. св., 1000 м). Выше лежит мощная (до 4000 м) толща карбонатных пород с бентосной фауной и фораминиферами, свидетельствующими о том, что нижняя граница толщи скользит в пределах лудлова—лохкова, верхняя граница мигрирует в пределах башкирия — раннего московия (рис. 5.16). На

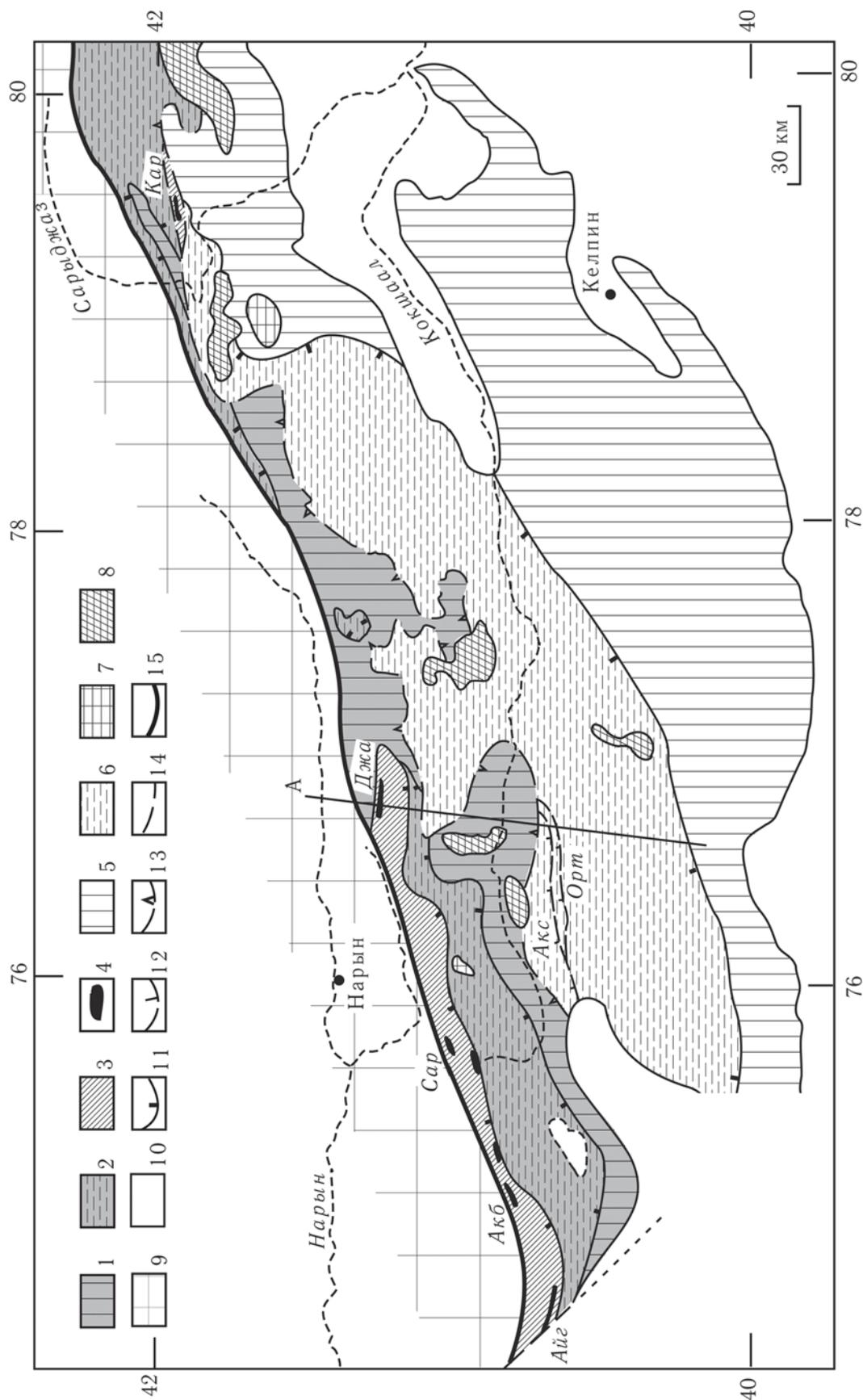


Рис. 5.15. Структурные единицы Южно-Туркестанского домена в Центральном Тянь-Шане
 1-4 — **Атбаш-Иньльчекская зона**, структурные единицы: 1 — Кокция, 2 — Чагыркуль, 3, 4 — Кельтубек, Атбаш и Балыкты (4 — ультрабазиты); 5, 6 — **Кокшетау альская зона**, структурные единицы: 5 — Муздук, 6 — Майданта; 7 — позднекаменноугольные граносиениты; 8 — пермские граниты; 9 — Северо-Туркестанский домен; 10 — кайнозой и мезозой; 11 — первичные наволоки стадий D-3, D-4 и осложняющие их разломы; 12, 13 — вторичные наволоки и надвиги (13 — Борколдойский наволок), 14 — другие разломы; 15 — сутура Туркестанского океанического бассейна (Атбаш-Иньльчекский разлом)
 А — линия геологического разреза (см. рис. 6.8)
 Ореды: Айг — Айгырбулак, Акб — Акбеит, Акс — Аксай, Джа — Джанджер, Кар — Караарча, Орт — Ортоус, Сар — Сарыбулак

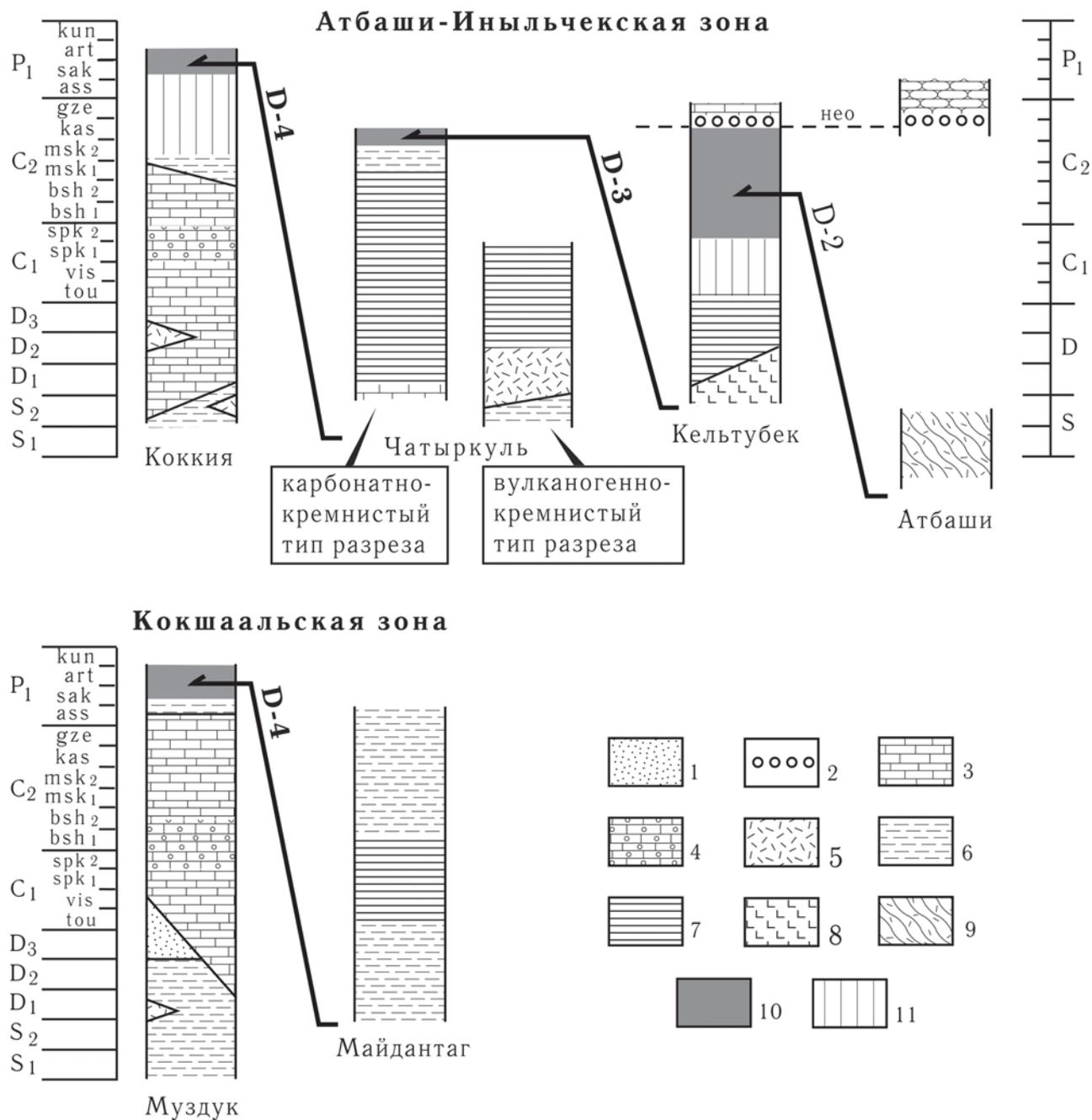


Рис. 5.16. Главные структурные единицы Южно-Туркестанского домена в Центральном Тянь-Шане

1 — континентальные отложения; 2 — конгломераты и брекчии в основании неоавтохтона; 3 — мелководные карбонатные отложения шельфовой зоны; 4 — известняки с кремнями; отлагавшиеся в более глубокой части шельфа; 5 — вулканогенно-осадочные и вулканические породы; 6 — глубоководные терригенные и кремнисто-терригенные отложения, накопившиеся на континентальном склоне и подножии (флиш, олистостромы, глинистые породы и др.); 7 — стратиграфически конденсированные глубоководные кремнистые и карбонатно-кремнистые отложения, накопившиеся на континентальном склоне и океаническом дне; 8, 9 — океанические базальты, гиалокластиты, игнимбриты: 8 — слабо измененные, 9 — метаморфизованные; 10, 11 — время шарьирования: 10 — наиболее вероятное (или наиболее интенсивное), 11 — менее вероятное (или менее интенсивное)

D-2, D-3, D-4 — стадии деформации, нео — неоавтохтон

уровне среднего и верхнего девона среди карбонатов залегают вулканогенно-осадочные породы и

лавы базальтового и андезито-базальтового состава (текелиторская, ашусуйская св., 100–1000 м).

Петрохимическая и геохимическая характеристики базальтов [Бискэ, Табунс, 1996; Клишевич, Цветков, 1982] соответствует внутриплитному положению этих вулканических проявлений и позволяют связывать их появление с расколом континентальной коры. В нижнекаменноугольной части разреза известняки содержат прослои кремней. Венчает разрез толща карбонатно-терригенного флиша с олистостромами. Наиболее молодая фауна в олистоплаках известняков имеет башкирский возраст, во флише содержатся раннемосковские фораминиферы.

На территории Кокшаальской тектонической зоны в ореде *Аксай* (Акс, рис. 5.15), принадлежащей структурной единице Майдантаг, среди верхнепалеозойского флиша находится серия гигантских отторженцев, сложенных известняками, вероятно принадлежащими единице Коккия. В горах Сарыбелес эти карбонатные породы содержат брахиоподы, кораллы, фораминиферы, свидетельствующие о накоплении в интервале от лудлова до раннемосковского времени (кульсуйская, сарыбелеская и др. св., 2000 м). В серпуховско-башкирской и, местами, в нижне-среднедевонской части разреза среди известняков находятся слои кремней.

Единица Коккия расположена в основании ансамбля шарьяжей и занимала автохтонное положение в Атбаши-Иныльчекской зоне. Позднее она была надвинута на Кокшаальскую тектоническую зону и находится ныне в аллохтонном залегании (рис. 5.15).

Чатыркуль

В структурной единице Чатыркуль преобладают пелагические породы. Значительные части стратиграфических разрезов рассматриваемой единицы имеют конденсированное строение.

Нижняя часть видимых разрезов сложена глинистыми и кремнистыми сланцами с граптолитами лландовери, тонко ритмичным флишем и карбонатно-терригенными отложениями с бентосной фауной позднего силура (белькарасуйская, карачукурская и др. св., 1000 м). Вышележащие отложения девона и карбона имеют изменчивое строение, что позволило выделить среди них много вариантов стратиграфического разреза [Бискэ и др., 1985; Зубцов, 1980]. Главными фашиальными типами отложений являются карбонатно-кремнистый, вулканогенно-кремнистый и кремнистый типы.

Карбонатно-кремнистый тип отложений.

Отличительной чертой этого типа отложений, распространенного в хребтах Атбаши и Кокшаалтау, является накопление в пржидолии—лохкове коралловых и криноидных известняков (карганташская, чирмашская и др. св., 30–1500 м). Выше эти породы сменяются толщей стратиграфически конденсированных осадков (карагирская и др. св.). Нижняя часть толщи сложена пелагическими известняками с тентакулитами прагиена и эмса и конодонтами франского века, верхняя часть — пестрыми аргиллитами, алевролитами и радиоляритами с конодонтами фаменского века и турне. В хребте Атбаши мощность толщи 350 м. В Кокшаалтау в верхней части этой толщи содержатся визейские и раннемосковские фораминиферы. На описанных породах лежит терригенный флиш с олистостромами (1000 м). Олистомиты в олистостроме сложены известняками с фораминиферами башкирского века, во флише из прослоев известняков определены раннемосковские фораминиферы. В зернах песчаников присутствуют метаморфические сланцы, источником которых служат шарьяжи верхнего структурного яруса.

Вулканогенно-кремнистый тип отложений.

Тектонические пластины, сложенные отложениями этого типа, принимают участие в строении синформных складок в хребтах Джаньджер (Джангджир) и Борколдой. Нижняя часть стратиграфического разреза этого типа сложена глинистыми и кремнистыми сланцами с граптолитами позднего силура. Выше по разрезу эти сланцы чередуются, а затем замещаются вулканогенно-осадочными породами и лавами базальтового состава (чапыкорумская, борлутурская и др. св., 1500 м) или базальтового и риолит-дацитового состава (кайнарская св., 1000 м). Геохимические характеристики контрастных эффузивов свидетельствуют о том, что их источником были породы мантии и континентальной коры [Бискэ, Табунс, 1991]. В вулканогенной толще в прослоях известняков найдены табуляты и тентакулиты пржидолия и нижнего девона, брахиоподы и кораллы эмса и эйфеля. Более высокую часть разреза занимают конденсированные пелагические осадки — кремни с прослоями микритовых известняков, из которых определены фораминиферы турне и вize—серпухова (кенсуйская и др. св., 100–300 м). Они перекрыты флишево-олистостромовой толщей с олистомитами известняков (чараташская св., 500 м).

Кремнистый тип отложений. Стратиграфический разрез этого типа отличается от вулканогенно-кремнистого разреза отсутствием лав, малым участием туфов и меньшей мощностью.

В геологическом разрезе Атбаши-Иныльчекской тектонической зоны пластины шарьяжа Чатыркуль лежат на структурной единице Коккия.

Кельтубек

Единица Кельтубек образована породами океанической коры.

Ореада *Айгырбулак* (Айг, рис. 5.15) на восточном склоне Ферганского хребта представляет собой серию тектонических чешуй, сложенных милонитизированными апогарцбургитовыми серпентинитами, полосчатыми габбро-амфиболитами, основными вулканитами и кремнями. Среди лав встречены прослой известняков с кораллами раннего девона.

Ореада *Акбеит* (Акб, рис. 5.15), изученная с применением горных работ, расположена в западной части северного склона хребта Атбаши. Она представляет собой пакет тектонических пластин и чешуй. Нижняя часть пакета сложена серпентинитовым меланжем с блоками кристаллических сланцев и габброидов, серпентинизированными пироксенитами и перидотитами, габбро и габбро-амфиболитами. Выше по разрезу их сменяют кремни, толеитовые базальты, гиалобазальты и их туфы, метаморфизованные до зеленых и голубых сланцев. В кремнях А.В. Неевиным определены девонские конодонты.

В ореаде *Сарыбулак* (Сар, рис. 5.15) на северном склоне хребта Атбаши находится пластина серпентинизированных перидотитов и кумулятивных габброидов. На них с тектоническим контактом лежат кремни (200 м), которые вверх по разрезу сменяются толеитовыми базальтами (700 м) — отчасти миндалекаменными подушечными, с прослоями кремней [Куренков, 1983]. Из нижней части этого разреза, сложенной кремнями, А.В.Аристовым определены конодонты среднего и позднего девона.

Ореада *Джаныджер* (Джа, рис. 5.15) в одноименном хребте образована тектоническими пластинами и чешуями, суммарная мощность которых на северном склоне хребта достигает 3 км. Они сложены ультрабазитами и вулканитами, среди которых — подушечные базальты. Ультрабазиты представляют собой меланж с серпентинитовой

матрицей и глыбами серпентинизированных перидотитов, габбро, базальтов, кремней, зеленых сланцев, офиолитокластовых конгломерато-брекчий. В кремнях А.В. Неевиным определены конодонты среднего и позднего девона, С.М. Лихоманом — радиолярии позднего девона и турнейского века.

Ореада *Караарча* (Кар, рис. 5.15) в Восточном Кокшаалтау представляет собой тектоническую пластину толщиной до 2,5 км, сложенную серпентинизированными ультрабазитами, верлит-пироксенит-габбровыми кумулятами, комплексом параллельных даек, базальтами, гиалокластитами и кремнями.

Атбаши

Единица Атбаши сложена в одноименном хребте кристаллическими сланцами, гнейсами, гранатовыми амфиболитами, мраморами и глаукофановыми сланцами (атбашинская св.). На первом этапе метаморфизм пород достиг эпидот-амфиболитовой фации, затем породы претерпели регрессивный метаморфизм до зеленосланцевой фации. Глаукофановые сланцы, вероятно, возникли в процессе более позднего дислокационного метаморфизма [Бакиров, 1964б, 1978; Бакиров и др., 1974; Удовкина, 1985]. Возможно, рассматриваемой толще принадлежат мраморизованные известняки с табулятами пржидольского века [Христов, Колесников, 1966]

Среди метаморфизованных пород находятся линзовидные тела эклогитов. Они возникли под давлением, достигавшим 35 кбар и температуре выше 700 °С. По соотношению Zr/Y, эклогиты соответствуют базальтам островных дуг и срединно-океанических хребтов, по содержанию редкоземельных элементов они относятся к базальтам срединно-океанических хребтов [Соболев и др., 1989]. Rb-Sr изохронный возраст метаморфизма эклогитов, определенный по гранату, омфациту, фенгиту и по породе, — 267 ± 5 млн лет [Tagiri et al., 1995].

В породах единицы Атбаши можно видеть дошарьяжные деформации, которые не распространяются на окружающие породы, и более поздние деформации, имеющие региональное распространение. Хребет Атбаши представляет собой сильно сжатую структуру, включающую изоклинальные складки и многочисленные разломы. Струк-

турные соотношения между породами у южной тектонической границы единицы Атбаши позволили сделать вывод о том, что этот разлом является дислоцированным наволоком — подошвой единицы Атбаши, которая находится ныне в опрокинутом залегании [Буртман, 1976].

Балыкты

Тектонические пластины единицы Балыкты принимают участие в строении синформных складок в хребтах Джаньджер и Иныльчек, возможно их присутствие и в хребте Атбаши. Они сложены ритмичной толщей (2000 м) кварцевых и вулканических песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с прослоями известняков. В хребте Джаньджер в алевроито-пелитовых отложениях видна градационная слоистость. Породы частично метаморфизованы до зеленых сланцев. Остатки флоры определяют возраст этой толщи в интервале ранний силур — ранний девон. В синформных складках единицы Балыкты залегает на породах единиц Чатыркуль и Кельтубек.

Строение и структурное положение единицы Балыкты делают вероятным накопление ее пород на континентальном подножии Киргизского континента, где часть из них подверглась метаморфизму при формировании аккреционной призмы.

Неоавтохтон

На северном склоне хребта Атбаши на офиолиты ореады Сарыбулак налегают несортированные конгломераты, содержащие обломки кремней из офиолитового разреза и кристаллических сланцев единицы Атбаши. В вышележащих известняках содержатся фораминиферы гжелского века.

В западной части северного склона Атбашийского хребта в конгломератах у их контакта с метаморфическими сланцами содержатся крупные валуны этих сланцев. В более высоких горизонтах толщи терригенных пород (арпинская св., 2000 м.) находятся известковистые песчаники и известняки с фораминиферами ассельского века [Карпович, Калесников, 1972].

Судя по положению в разрезе и возрасту пород, описанные отложения — аналог неоавтохтона-2 в Западном Тянь-Шане.

5.3.2. Кокшаальская зона

В Кокшаальской тектонической зоне находятся автохтонная единица Муздук и аллохтонная единица Майдантаг (рис. 5.15).

Муздук

На окраине Таримской впадины в разрезе Кельпинтага ордовик согласно сменяется силурийско-девонскими породами, которые представлены мощной толщей терригенных и карбонатно-терригенных отложений с прослоями лав кислого и среднего состава. На девонских породах местами согласно, местами — с угловым несогласием лежат конгломераты и красноцветные косо-слоистые кварцевые песчаники (1000 м), которые отлагались в раннем карбоне на аллювиальной равнине. В этой толще по косой слоистости и текстуре конгломератов было определено северное направление потоков [Carroll et al., 1995]. К северу от Кельпинтага красноцветные песчаники чередуются с глыбовыми известняковыми брекчиями и далее замещаются карбонатными породами, содержащими брахиоподы, кораллы, фораминиферы.

В Кельпинтаге на красноцветных песчаниках лежат известняки (до 100 м) с бентосной фауной и фораминиферами позднего карбона и ассельского яруса. Это — внутренний край северотаримской карбонатной платформы. Севернее, в горах Муздук и на других возвышенностях, мощность мелководных карбонатных отложений позднего карбона — ассельского века достигает 1000 м [Мазарович и др., 1995; Синицын, 1957].

Породы более северной части таримского карбонатного шельфа обнажены в Восточном Кокшаалтау. Нижняя граница толщи карбонатных пород (джангартская и др. св., 2000 м) опускается здесь до эмса или прагиена, верхняя граница этой толщи находится в ассельском веке (рис. 5.16). В верхней части разреза среди известняков встречены прослои туфов и лав риолитового и трахидацитового состава. Верх по разрезу известняки сменяются толщей карбонатно-терригенного флиша с олистостромами (саукторская св., 700 м). Во флише содержатся раннепермские фораминиферы.

Майдантаг

Структурная единица Майдантаг состоит из тектонических пластин, сложенных пелагическими отложениями, накопившимися на континентальном склоне и подножии.

В Майдантаге и Кокшаалтау видимое основание стратиграфического разреза сложено терригенным дистальным флишем, в обломочной фракции которого преобладает кварц (айрыторская, тысбельская, бозджалпакская и др. св., 2000–3000 м). Во флише из прослоев известняков были определены табуляты и тентакулиты раннего и среднего девона, из алевролитов и песчаников в верхней части толщи — конодонты и флора позднего девона. Нижний карбон представлен стратиграфически конденсированным разрезом пелагических осадков (карасайнинская и др. св., 80–300 м) — радиоляриями с конодонтами раннего и позднего турне, аргиллитами и силицитами с конодонтами визе, пестрыми глинистыми микритами и калькаренитами с серпуховскими конодонтами и гониатитами. На некоторых участках встречены вулканогенно-осадочные породы и лавы андезито-базальтового состава.

Вверх по стратиграфическому разрезу конденсированные осадки сменяются терригенным и карбонатно-терригенным флишем с олистоплаками известняков и силицитов (кипчакская и др. св.). Из этого флиша определены фораминиферы и конодонты позднебашкирского, московского, касимовского и ассельского возрастов. Верхнепалеозойский флиш широко распространен в китайской части рассматриваемой тектонической зоны [Синицын, 1957], где его мощность оценена в несколько километров.

В ореаде *Ортосу* (Орт, рис. 5.15) присутствуют породы, слагавшие подводные вулканические горы. В основании стратиграфического разреза этой тектонической пластины находятся кремнистые и глинистые сланцы с девонскими фораминиферами и конодонтами. Выше с тектоническим контактом лежит толща туфобрекчий, туфов и рифовых известняков, среди которых находятся потоки лав базальтового, андезитового и трахиандезитового состава (ортосуйская св., 300–1500 м). Геохимические данные свидетельствуют о внутриплитном генезисе базальтов [Бискэ, Табунс, 1996]. Ископаемая фауна кораллов, строматопор и фораминифер определяет возраст этой толщи в интер-

вале живетский век — поздний девон. На девонских породах со стратиграфическим перерывом лежат стратиграфически конденсированные карбонатно-кремнистые осадки (100 м) с фораминиферами, указывающими на возрастной интервал от позднего визе до раннемосковского времени. Венчает разрез ореады Ортосу толща (500 м) грубого флиша с олистостромами, содержащая раннемосковские фораминиферы в цементе песчаников.

В северных предгорьях Майдантага верхняя часть геологического разреза рассматриваемой структурной единицы сложена тектоническими пластинами и чешуями ореады *Аксай* (Акс, рис. 5.15). В стратиграфическом разрезе этой ореады на граптолитовых сланцах лландовери—лохкова лежит толща стратиграфически конденсированных осадков, среди которых преобладают черные, зеленые и красные кремни (карасайнинская, кульджабашинская, урусайская и др. св., 200–400 м). В нижней части толщи содержатся конодонты эмса, выше — радиолярии и конодонты позднего девона, турне, визе, серпухова и в кровле толщи — раннебашкирские конодонты. В визейско-башкирской части разреза этой толщи присутствуют прослой известняков с фораминиферами. На некоторых участках были встречены известняковые брекчии с бентосной фауной — вероятный результат деятельности мутьевых потоков, достигших континентального подножия.

Более высокое положение в стратиграфическом разрезе ореады Аксай занимает толща терригенного флиша с олистостромами. Из флиша были определены башкирские и раннемосковские фораминиферы. Во флише в составе песчаников отмечено присутствие зерен базальтов, вероятным источником которых являются верхние шарьяжи Атбашиньельчекской тектонической зоны. Несколько мощных линзовидных тектонических чешуй среди флиша сложено мелководными известняками единицы Коккия, которые первоначально попали на континентальный склон, вероятно, в виде гигантских олистоплаков. Краткая характеристика этих известняков, наиболее молодые из которых имеют раннемосковский возраст, приведена выше при описании структурной единицы Коккия.

Дислоцированный наволок в подошве структурной единицы Майдантаг изучен в Восточном Кокшаалтау [Бискэ и др., 1985]. Юго-западнее, на территории Китая, эта тектоническая граница не исследована.

5.3.3. Гранитоиды

Породы пассивной окраины Алай-Таримского континента были прорваны в позднем карбоне небольшими интрузиями граносиенитов и гранитов рапакиви, которые находятся в Кокшаалтау и хребте Атбаши (рис. 5.15). Для этих пород определен Rb-Sr изохронный возраст 313 ± 13 и 314 ± 7 млн лет и U-Pb возраст цирконов 297 ± 4 млн лет. Геохимические характеристики пород на диаграммах Rb-(Y+Nb) и Rb-Y расположены в поле внутриплитных гранитов [Бискэ и др., 1996; Бискэ, Конопелько, 2003].

5.3.4. Деформации

Корреляция структурных единиц

Атбаши-Иныльчекский ансамбль шарьяжей имеет четырехярусное строение. Кокшаальский ансамбль шарьяжей состоит из двух ярусов, которые соответствуют двум нижним ярусам Атбаши-Иныльчекского ансамбля (рис. 5.16). В структурных единицах первого яруса (Муздук и Коккия) большая часть рассматриваемого стратиграфического интервала представлена мелководными карбонатными осадками шельфа. Единица Муздук в Кокшаальской зоне находится в автохтонном положении, представляя собой окраину древнего Таримского массива. Единица Коккия занимает самое низкое положение в геологическом разрезе Атбаши-Иныльчекской зоны. До того, как эта структурная единица была перемещена Борколдойским вторичным наволоком, она занимала автохтонное положение в Атбаши-Иныльчекской зоне. Единицы Муздук и Коккия слагали, соответственно, внутреннюю и внешнюю части таримского шельфа.

В структурных единицах второго структурного яруса (Майдантаг и Чатыркуль) преобладают пелагические отложения, накопившиеся на таримском континентальном склоне и подножии. Состав эффузивных пород, залегающих среди пелагических осадков, также свидетельствует о их формировании на континентальном основании. Шарьяж Майдантаг-Чатыркуль, лежащий на структурных единицах Муздук и Коккия, возник в процессе коллизии Киргизского и Алай-Таримского континентальных террейнов.

Несколько аллохтонных структурных единиц (Кельтубек, Атбаши, Балыкты), расположенных вблизи от Туркестанской океанической сутуры, образуют верхние структурные ярусы геологического разреза Атбаши-Иныльчекской тектонической зоны. Первичные соотношения между этими структурными единицами во многих случаях были нарушены вторичными наволоками и надвигами во время и после коллизии.

Стадии деформации

Геологическая изученность рассматриваемого региона менее детальна по сравнению с Западным Тянь-Шанем. Тектоническая структура здесь более сжатая. Результаты ее изучения не вносят новшеств в выводы о стадиях деформации, сделанные в Западном Тянь-Шане, но позволяют использовать эти выводы при интерпретации и корреляции региональных данных.

Дошарьяжные деформации неясного возраста распространены в метаморфических породах единицы Атбаши. Установлено несколько генераций деформации [Дук, 1995а]: первой генерации принадлежат вертикальные складки и будинаж эклогитов, второй — горизонтальные складки и линейность по слюдам и амфиболам, третьей — вновь вертикальные складки. Эти деформации отнесены к стадии D-1.

На стадии D-2 формировались аккреционные шарьяжи. В процессе роста аккреционной призмы у края Киргизского террейна породы единицы Атбаши были надвинуты на породы более молодой океанической коры, которые на следующей стадии шарьирования образовали аллохтонную единицу Кельтубек (рис. 5.17).

На стадии D-3, вследствие коллизии Киргизского и Алай-Таримского террейнов, аккреционная призма, находившаяся у края Киргизского микроконтинента, была шарьирована на континентальный склон Алай-Таримского континента — на породы будущей структурной единицы Чатыркуль. Наиболее молодые породы в стратиграфическом разрезе единицы Чатыркуль имеют раннемосковский возраст. Они содержат обломки метаморфических пород из пород аккреционной призмы. Неоавтохтон имеет гжельский и более молодой возраст. Эти данные определяют московский-касимовский возраст стадии D-3.

На стадии D-4 был образован коллизионный шарьяж Майдантаг-Чатыркуль, сложенный поро-

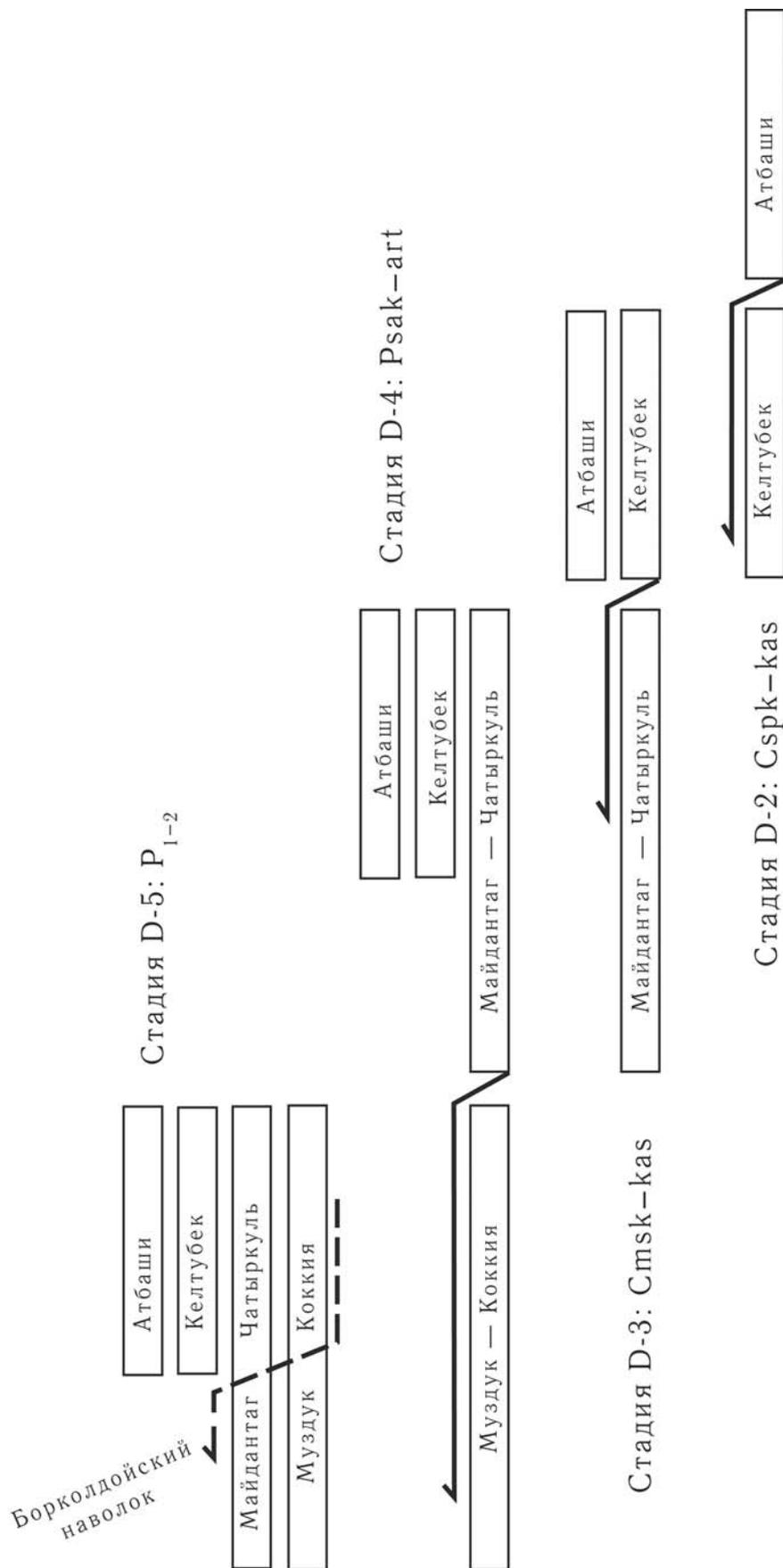


Рис. 5.17. Схема шарьирования структурных единиц Центрального Тянь-Шаня

дами, накопившимися в силуре, девоне и карбоне на континентальном склоне и подножии Алай-Таримского континента. Этот комплекс вместе с лежащими на нем аллохтонными единицами Кельтубек, Атбаши, Балыкты был шарьирован на автохтонную зону Муздук–Коккия. Наиболее молодые породы в стратиграфическом разрезе единицы Муздук имеют ассельский возраст, что определяет нижний возрастной предел для шарьяжа Майдантаг–Чатыркуль в Кокшаальской тектонической зоне. Атбаши-Иныльчекская тектоническая зона находится ближе к корням шарьяжа, и его перемещение в этой зоне могло начаться ранее (рис. 5.16).

В результате тектонических событий, происшедших в карбоне и ранней перми, был создан ансамбль из автохтона и трех ярусов первичных шарьяжей, в котором шарьяжи более верхнего яруса возникли ранее более нижних (рис. 5.17). В геологическом разрезе сверху вниз расположены:

IV ярус: аккреционные шарьяжи Балыкты, Атбаши;

III ярус: аккреционный-коллизийный шарьяж Кельтубек;

II ярус: коллизийный шарьяж Майдантаг–Чатыркуль;

I ярус: автохтон Муздук–Коккия.

5.4. Восточный Тянь-Шань

Автохтон (121) — Аллохтон (121) — Офиолиты и метаморфические породы около Туркестанской сутуры (122)

Опубликованные данные о геологии Южно-Туркестанского домена в Восточном Тянь-Шане позволяют сделать вывод о том, что здесь также распространены позднепалеозойские шарьяжи, которые нарушили первичную последовательность фациальных зон. В рассматриваемом районе можно очертить зону распространения автохтона и зону аллохтонных комплексов (рис. 4.10). Автохтон соответствует структурным единицам Муздук и Коккия, зона аллохтона — всем аллохтонным единицам в Центральном Тянь-Шане.

Автохтон

В Куруктаге ордовик и нижний силур представлены мощным флишем с конодонтами и граптоли-

тами, который формировался в авлакогене на Таримской платформе [Liu et al., 1996; и др.]. Верхний силур в Куруктаге не известен. Разрез девона сложен красноцветными аркозовыми песчаниками с флорой. Нижний карбон залегает трансгрессивно на нижнепалеозойских и докембрийских породах. Нижняя часть каменноугольного разреза сложена кластитами, верхняя — известняками с брахиоподами, породы пермского возраста отсутствуют [Hsu et al., 1994].

В хребте Харке в силуре накапливались карбонатные породы с кораллами, брахиоподами, трилобитами венлока — лудлова. Нижний девон представлен карбонатно-терригенными отложениями (частью — турбидитами) с прослоями туфов и лав кислого и среднего состава. Разрезы среднего и верхнего девона сложены мелководными известняками с многочисленными органическими остатками и с прослоями песчаников. В карбоне накопились мелководные карбонатно-терригенные отложения с брахиоподами, фораминиферами и конодонтами [Wang et al., 1990, 1994]. В горах Эрбен (Erbeng), расположенных северо-восточнее хребта Харке, разрез среднего–верхнего девона и нижнего карбона также сложен карбонатными породами с брахиоподами, кораллами и фораминиферами [Wang et al., 1994].

В рассматриваемой зоне распространены турбидиты каменноугольного возраста и олистостромы [Liu et al., 1996], которые, вероятно, слагают кровлю автохтона. Сообщают также о присутствии вулканогенных пород среднего и кислого состава в девонских отложениях и об интрузиях позднедевонских гранитов, имеющих U-Pb возраст 378 млн лет [Regional geology of Xinjiang..., 1993]. Информация о составе этих магматических пород в доступных источниках отсутствует, и геодинамическая обстановка их формирования не ясна.

Аллохтон

В хребте Харке значительную площадь занимает силурийский флиш, который находится в аллохтонном залегании [Hsu et al., 1994]. В рассматриваемой зоне описаны также кремни с радиоляриями позднего девона и раннего карбона (вероятный аллохтон со стратиграфически конденсированным разрезом) и основные лавы и силициты с конодон-

тами и радиоляриями раннего девона [Gao et al., 1998; Wang et al., 1994]. На породах разного возраста несогласно лежат песчаники позднего карбона [Gao et al., 1998], вероятно принадлежащие неоавтохтону.

Офиолитовые аллохтоны. Офиолиты обдуцированы на породы разного возраста и перемещены на расстояние до 75 км к югу от Туркестанской океанической сутуры. Несколько крупных офиолитовых тел расположены в хребте Харке. Полный офиолитовый разрез описан в ореаде *Серикейялак* (Serikeyaülake) (8, рис. 4.10) — мантийные перидотиты, кумуляты, дайковый комплекс, подушечные толеитовые базальты и кремни. Офиолитовый меланж *Кулафу* (Kulafu) (5, рис. 4.10) содержит блоки ультрабазитов, габбро, толеитовых базальтов, кремней с радиоляриями позднего девона — раннего карбона и известняков с конодонтами того же возраста. Химический состав лав в офиолитах хребта Харке подобен лавам срединно-океанических хребтов. Соотношение редких элементов в базальтах свидетельствует о том, что источником лав является деплетированная мантия [Gao et al., 1998]. Ag-Ag (плато) возраст биотита из кварц-сланцев, присутствующих среди меланжа, — 370 ± 5 и 259 ± 3 млн лет [Chen et al., 1999].

Другая группа аллохтонных офиолитов расположена восточнее — на меридиане 88° . Ореада *Юшугоу* (Youshugou) (10, рис. 4.10) образована пластинами меланжа, дунитов, серпентинитов и габброидов, надвинутыми на пелиты, относимые к девону. Часть кумулятов метаморфизована до зеленых сланцев, часть — до гранатовых амфиболитов. Геохимия базальтов из даек, прорывающих габбро, свидетельствует о их формировании в океане вне срединно-океанического хребта [Allen et al., 1993a; Chen et al., 1999].

Лавы из неметаморфозованного офиолитового меланжа ореады *Льхуан* (Liuhuang) (7, рис. 4.10) имеют Rb-Sr изохронный возраст 340 ± 4 млн лет. Раннекаменноугольный возраст имеют и радиолярии в кремнях из этого меланжа. Для габбро из офиолитового меланжа получен Ag-Ag (плато) возраст 333 млн лет [Gao et al., 1995, 1998].

На геологической карте Синцзяня наиболее молодые породы, на которых (или среди которых) лежат офиолиты, имеют позднекаменноугольный возраст [Regional geology of Xinjiang..., 1993].

Офиолиты и метаморфические породы около Туркестанской сутуры

Как и в более западных районах, офиолиты около Туркестанской сутуры ассоциированы с метаморфическими породами. В западной части Восточного Тянь-Шаня около сутуры находится пояс метаморфических голубых и зеленых сланцев с эклогитами и офиолиты *Гулугоу* и *Чангавузи* (Gulugou, Changawuzhi) (4 и 9, рис. 4.10).

Метаморфический комплекс содержит породы океанической коры (базальты MORB), аргиллиты, песчаники, мраморы и граувакки. Зеленые сланцы образованы за счет вулканических и карбонатных пород, в которых найдены кораллы, трилобиты и брахиоподы позднего силура. Голубые сланцы залегают в виде блоков и линз среди зеленых сланцев. Среди голубых сланцев обнаружены габбро и базальты, метаморфизованные до эклогитов. Породы, которые были подвергнуты голубосланцевому метаморфизму, имеют разный возраст протолита. Для них определены Sm-Nd изохронные возрасты 1570, 1128, 729 и 634 млн лет. Ag-Ag возраст (плато и изохронный) метаморфизма, определенный по кросситу и фенгиту, составляют 415 ± 2 и 420 ± 4 млн лет. Время ретроградного метаморфизма этих пород определено тем же методом в 351 ± 1 и 345 ± 7 млн лет [Gao et al., 1995, 1998; Сяо и др., 1994].

В поясе голубых и зеленых сланцев выявлено несколько генераций деформации. Первые три из них привели к формированию сланцеватости и плйчатости. Позднее были сформированы надвиги и сжатые складки с ЮЮВ вергентностью [Сяо и др., 1994], которые могли возникнуть во время шарьирования.

Rb-Sr изохронный возраст плагиогранитов из офиолитов Гулугоу определен в 358 ± 15 млн лет [Gao et al., 1998]; Ag-Ag (плато) возраст пироксена в габбро из офиолитов Чангавузи — в 439 ± 27 млн лет [Сяо и др., 1994; Chen et al., 1999]; амфибола из офиолитового меланжа — в 430–420 млн лет [Liu et al., 1996]; биотита из офиолитового меланжа — в 246 млн лет [Chen et al., 1999]. Последнее определение, вероятно, указывает на время движений по надвигу, в зоне которого расположены офиолиты.

Метаморфические породы и ассоциированные с ними офиолиты, видимо, слагали аккреционную призму у подножия Киргизского микроконтинента. Судя по возрасту голубосланцевого и ретроградного метаморфизма пород, эта аккреционная призма формировалась в девонское время.

Глава 6

Тянь-Шань в пермское время

6.1. Седиментация и магматизм

Глубоководные отложения (123) — Мелководные морские отложения (123) — Континентальная моласса (125) — Вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения (126) — Интрузивные породы (128)

Для раннепермского времени на территории Западного и Центрального Тянь-Шаня можно выделить области распространения континентальных отложений, мелководных морских осадков и узкую зону глубоководных отложений (рис. 6.1).

В позднепермское время вся территория Тянь-Шаня находилась в континентальных условиях. На этой территории в изолированных ареалах происходило накопление терригенной и вулканогенной молассы.

Глубоководные отложения

Мощный проксимальный флиш распространен на юго-западном склоне Ферганского хребта, где он слагает верхнюю часть стратиграфического разреза структурной единицы Тар. Эта толща описана выше при характеристике Алайской тектонической зоны. Нижняя часть толщи имеет гжельский возраст, более верхние горизонты — ассельский и раннесакмарский возраст. В южном направлении толща выклинивается.

Восточное продолжение области накопления позднепалеозойского флиша, смещенное по Таласо-Ферганскому сдвигу, находится в Кокшаальской тектонической зоне (рис. 6.1). Здесь к нижней перми относится верхняя часть мощного флиша, который накапливался на территории майдантагской фациальной зоны в башкирское–ассельское время. Имеются сообщения [Lee, 1985] о накоплении в поздней перми маломощного карбонатного флиша у северной границы Тарима в зоне, протягивающейся из Келпинтага в Куруктаг.

Мелководные морские отложения

В Западном Тянь-Шане в восточной части Чаткальского хребта и в Бозбутау на породах девона и карбона трансгрессивно лежат конгломераты, песчаники, алевролиты и известняки с брахиоподами и фораминиферами ассельского века (мамайская, каттабурабельская, каенсуйская св., 600 м). В Чаткальском хребте на этих породах с размывом залегают известковистые песчаники, содержащие прослой конгломератов, аргиллитов, алевролитов с растительными остатками и обломочных известняков с фораминиферами сакмарского века (улукская и др. св., 1000 м) [Далимов и др., 1998; Масумов и др., 1978]. По сообщению В.А. Бабадаглы, результаты изучения косой слоистости свидетельствуют

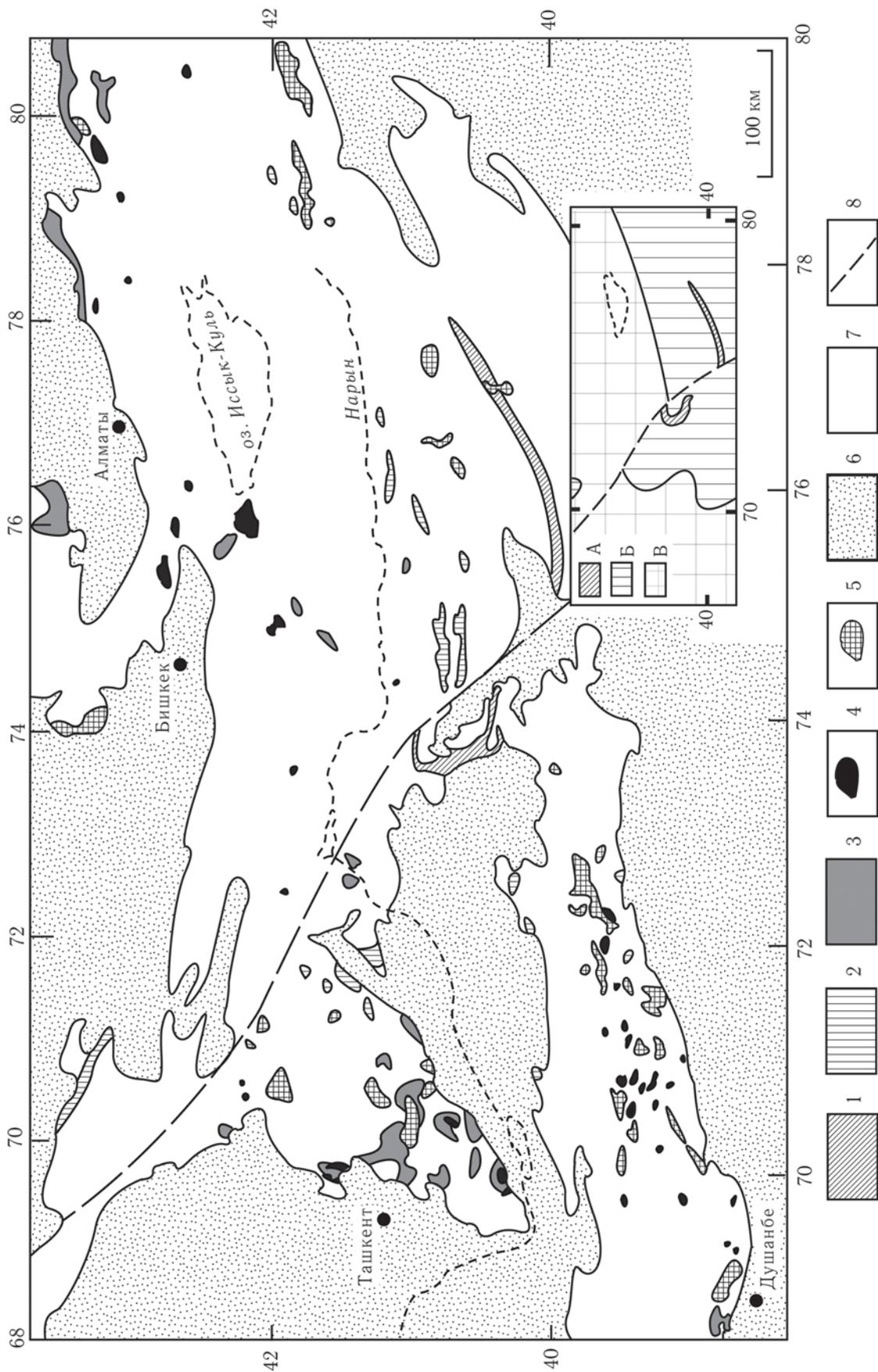


Рис. 6.1. Пермь Западного и Центрального Тянь-Шаня

1, 2 — раннепермские отложения: 1 — флиш, 2 — морские мелководные осадки; 3 — пермские вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения; 4 — магматические интрузии щелочного состава; 5 — граниты; 6 — кайнозой и мезозой; 7 — палеозой (кроме перми) и триас; 8 — Таласо-Ферганский сдвиг
 На врезке показаны области распространения раннепермских осадков: А — глубоководных, Б — морских мелководных, В — континентальных

о том, что обломочный материал поступал в этот район с севера. Об этом же свидетельствует состав зерен песчаников [Дженчураева, Клишевич, 1995].

Мелководные морские отложения распространены в ферганских горах Карачатыр, Гузан, Каратау, где они согласно лежат на породах гжелского века. Здесь обнажена толща песчаников, алевролитов, аргиллитов и органогенных известняков (керкидонская и др. св., 1500 м). Количество известняков возрастает вверх по разрезу. В них содержатся фораминиферы всех зон ассельского века (а также брахиоподы, пелициподы, гастроподы, кораллы) и, в верхних горизонтах, — фораминиферы сакмарского века [Бенш, 1972]. Изучение косой слоистости, широко распространенной в этой толще, свидетельствует о поступлении обломочного материала с северо-востока.

Карбонатно-терригенные отложения, представленные конгломератами и известняками с фораминиферами ассельского века (джиптыкская, бегчинская св., 500 м), известны также на южных склонах Алайского и Кичик-Алайского хребтов [Масумов и др., 1978].

В Центральном Тянь-Шане, в хребтах Джамандаван, Атбаши и Байбичетау, распространена мощная толща пород, из которой определены брахиоподы и фораминиферы ассельского века (арпинская и др. св., 3000 м). В ее разрезе чередуются полимиктовые песчаники, аргиллиты и водорослевые известняки. Нижняя часть разреза содержит горизонты туфов и туфолов дацитового и андезитового состава. В основании и в верхней части толщ залегают конгломераты. Отложения несут признаки мелководной подводно-дельтовой обстановки осадконакопления. В хребте Джамандаван эта толща согласно лежит на морских отложениях позднего карбона. В Атбашийском хребте она залегает несогласно по отношению к более древним образованиям и сдвигается неоавтохтоном. В хребте Джамандаван было определено западное направление переноса материала [Бельговский и др., 1977; Гончар. Дженчураева, 2001; Масумов, 1994].

В Нарынтау на породах верхнего карбона согласно лежит толща песчаников, алевролитов, углисто-глинистых сланцев и известняков с фораминиферами ассельского яруса (нарынтауская и др. св., 1000 м). Морские отложения в этом районе чередуются с прибрежно-дельтовыми осадками. Последние представлены песчаниками с линзовидной и односторонне наклонной слоистостью, уг-

листыми алевролитами и аргиллитами с обильной флорой, пресноводными и солоноватоводными моллюсками. Карбонатно-терригенные отложения с пермской микрофауной обнажены также в Уланском хребте [Быковская, Масумов, 1996; Геология СССР..., 1972].

На северной окраине Тарима в зоне, протягивающейся от Келпинтага до Куруктага, распространены известняки с раннепермскими брахиоподами и фораминиферами (500 м), которые чередуются с песчаниками и аргиллитами, содержащими пласты угля [Lee, 1985].

В Восточном Тянь-Шане в хребте Богдашань каменноугольные отложения перекрыты песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями рифогенных известняков. Из верхней части этой толщи были определены раннепермские фораминиферы. На геологической карте [Regional geology of Xinjiang..., 1993] контакты каменноугольных и пермских пород показаны несогласными, но описано также согласное залегание этих пород [Carroll et al., 1995].

Континентальная моласса

В Северной Фергане в горном узле Баубашата континентальные терригенные отложения представлены красноцветными и пестроцветными кластитами (келематинская, карасуйская св., 2000 м). Эта толща, рассматриваемая как неоавтохтон-3 (рис. 5.2), несогласно залегает на глубоко эродированных породах разного возраста, принадлежащих структурным единицам Баубашата, Керей, Шайдан и неоавтохтону-2. Большая часть разреза толщи сложена конгломератами, отчасти валунными, с горизонтами брекчий и песчаников. Наиболее молодые подстилающие отложения имеют ассельский возраст, фауна в гальке конгломератов — сакмарский возраст. Изучение ориентировки галек в конгломератах показало, что в современной системе координат обломочный материал поступал с юга. Верхняя часть разреза этой толщи сложена озерными отложениями — песчаниками, алевролитами, мергелями, известняками, с прослоями туфов и гипса. Остатки флоры определяют позднепермский возраст этих отложений [Масумов, 1994; Масумов и др., 1978; Шванов, 1981].

В Алайском хребте, его предгорьях, Восточно-Алайском и Туркестанском хребтах на породах

разного возраста (включая верхний карбон) с угловым несогласием лежит толща красноцветных конгломератов (нередко валунных), конгломератобрекчий, гравелитов и песчаников, с прослоями туфов риолитового и дацитового состава (бегичи, кумбельская, тулейканская и др. св., 2000 м). В отложениях содержится пермская флора, в гальке известняков из конгломератов определены раннепермские фораминиферы [Геология СССР..., 1972; Масумов, 1994; Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982].

В Центральном Тянь-Шане в Малом Каратау согласно на отложениях позднего карбона лежит толща, нижней часть которой накопилась в морских условиях, верхняя — имеет континентальное происхождение (каракырская, соркольская, тузкольская св., 1000 м). В основании разреза залегают глинистые и кремнистые известняки, красноцветные алевролиты и аргиллиты, гипсы и ангидриты с ихтиофауной, флорой и палинокомплексом ранней перми. Выше известняки исчезают и увеличивается количество красноцветных песчаников. В этой части разреза обнаружена пыльца позднепермских растений [Афоничев, Власов, 1984; Геологическая карта..., 1981].

В Восточном Тянь-Шане, в горах Иренхабирга, континентальная моласса поздней перми — раннего триаса залегает несогласно на породах верхнего карбона [Wang et al., 1990, 1994]. В хребте Богдашань морские отложения ранней перми согласно сменяются верхнепермскими континентальными песчаниками и конгломератами, которые содержат горизонты озерных алевролитов и аргиллитов с пресноводными остракодами и рыбами [Carroll et al., 1995]. Сейсмические профили через Джунгарскую впадину показали, что распределение пермских отложений контролируется грабенами [Allen et al., 1991, 1995]. В этом районе распространены и триасовые отложения, которые представлены аллювиальными красноцветными кластитами.

В южной части Восточного Тянь-Шаня орогенная грубая моласса, относимая к поздней перми, несогласно лежит на подстилающих отложениях и завершает палеозойский разрез этой зоны (рис. 4.10). Моласса заполняет прогиб, в котором триасовые отложения согласно лежат на пермских [Gao et al., 1998; Wang et al., 1990]. Нижний триас в этом прогибе представлен мощной толщей грубообломочных пород, отчасти косослоистых и включающих валунные конгломераты. Разрез среднего—

верхнего триаса сложен песчаниками и аргиллитами с прослоями мелкогалечных конгломератов. В верхней части разреза находятся прослои угля. В направлении внутрь Таримской впадины состав триасовых осадков, вскрытых скважинами, становится менее грубым и среди них появляются озерные отложения [Hendrix et al., 1992].

В целом, континентальная моласса формировалась на территории Тянь-Шаня в поздней перми и триасе. Она накапливалась в межгорных впадинах и грабенах и имела местные источники сноса.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения

Пермский вулканизм имеет континентальный генезис. Обилие субщелочных и щелочных пород является особенностью этого вулканизма. Рассматриваемые отложения широко представлены в Гиссарском, Кураминском и Илийском магматических районах и спорадически распространены в других районах (рис. 6.1).

Гиссарский район. В Байсунтау на флише касимовского яруса с угловым несогласием лежат конгломераты, аркозовые песчаники и кварцевые алевролиты с прослоями риолитов и туфов (гуматагская св.). В известняковой гальке конгломератов были найдены фораминиферы гжелского века [Бенш, 1969].

В Гиссарском хребте на гранитах Гиссарского плутона и с угловым несогласием на породах позднего карбона лежит толща вулканогенно-осадочных отложений (лючобская, ханакинская и др. св., 4000 м). Базальная пачка толщи сложена красноцветными конгломератами, песчаниками и алеролитами, выше лежат дациты, риолиты, трахириолиты, трахиандезиты и их туфы. Верхняя половина разреза толщи сложена красноцветными полимиктовыми кластитами, среди которых находятся горизонты туфопесчаников и туфолав, имеющих преимущественно дацитовый состав. В разрезе присутствуют также тела андезито-базальтов и трахиандезито-базальтов. В нем выделены два ритма, имеющие антидромную направленность от кислых вулканитов к более основным. В верхней части разреза содержится флора ранней перми [Бельговский и др., 1977; Масумов, 1994; Масумов и др., 1978; Нарижнев, Стеблова, 1992].

Состав вулканогенных и осадочных пород и их большая мощность, являющаяся следствием большой скорости накопления осадков, свидетельствуют в пользу формирования описанных отложений в рифтогенной континентальной впадине.

Кураминский район. В хребтах Чаткальском, Кураминском и Каржантау распространена мощная толща вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород (3000–4000 м), которая налегает на вулканиты и граниты верхнего карбона и на более древние отложения.

В основании стратиграфического разреза находятся конгломераты, песчаники и алевролиты, выше преобладают лавы и туфогенные породы, соотношения между которыми различны в разных частях района. В нижней части разреза вулканогенные породы имеют состав риолита, трахириолита, трахидацита (оясайская и др. св.). Выше лежат трахиандезиты, трахибазальты, трахиты, шошониты и их туфы (шурабсайская и др. св.). Еще выше состав вулканитов становится более контрастным трахибазальт-трахириолитовым (равашская св.). В верхнюю часть разреза некоторые исследователи помещают еще одну толщу риолитов и трахириолитов (кызылну-ринская и др. св.). По петрохимическому составу большинство пород относится к шошонит-латитовой ассоциации [Далимов и др., 1998].

Отложения имеют континентальный генезис и содержат обильную флору ранней перми. На двух уровнях стратиграфического разреза встречены морские отложения с фораминиферами ассельского и сакмарского веков. Палеофлористические данные делают возможным присутствие в верхах разреза позднепермских отложений [Далимов и др., 1998; Масумов и др., 1978]. Определения Rb-Sr изохронного возраста лав и комагматичных интрузий находятся в интервале 268–284 млн лет [Волков и др., 1997; Рафиков, Мусаев, 1995], что соответствуют артинскому, кунгурскому и уфимскому векам.

Петрохимический состав пермских вулканогенных пород подобен составу вулканитов в кайнозойских грабенах североамериканской Провинции Бассейнов и Хребтов [Шаякубов и др., 1988], и в большинстве случаев пермские вулканиты выполняют грабены.

Илийский район. В хребтах Заилийском и Кетмень на породах с флорой позднего карбона с

угловым несогласием залегает толща вулканогенных и осадочных пород (баскайнарская, жалгызагашская, жылдыкаринская св., 1000 м). В основании толщи лежат туфогенные конгломераты и песчаники, выше — лавы и туфы базальтового, андезито-базальтового, андезитового состава, который имеет субщелочной и щелочной уклон. Вверх по разрезу убывает количество лав и увеличивается роль туфолав и туфов, состав которых становится трахитовым, трахириолитовым, трахидацитовым. Верхняя часть разреза сложена красноцветными кластитами и трахиандезитами. В описанных отложениях содержатся ископаемая флора и палинокомплексы ранней и поздней перми [Бекжанов и др., 2000; Геологическая карта..., 1981; Кашкаров и др., 1966; Чабдаров и др., 1971].

Пермские вулканиты распространены и севернее — в западных отрогах хребта Борохоро и в Джунгарском хребте. В северном направлении количество щелочных пород среди вулканитов убывает. В западных предгорьях хребта Борохоро в мощной толще вулканогенно-терригенных отложений с пермской флорой (бескайнарская, жалгызагашская, малайсаринская св.) встречены горизонты трахириолитовых туфов и лав. Далее на север, в Джунгарском хребте (в чулакской св.), известны лишь маломощные слои туфов трахириолитового состава [Бекжанов и др., 2000].

Другие районы. В Центральном Тянь-Шане, в хребтах Присонкульского района, Киргизском и Джумгалском, распространена толща туфоконгломератов и туфопесчаников с горизонтами лав и туфолав, имеющих состав андезито-базальтов, андезитов, дацитов и риолитов (ашукольторская, келемчи и др. св., 1500 м). Среди этих отложений находятся прослойки песчаников и алевролитов, покровы трахиандезитов и мощные sillы трахибазальтов. Толща с угловым несогласием налегает на отложения с флорой позднего карбона. В ней содержатся споры и пыльца пермских растений и растительные остатки. Флора из разреза на южном склоне Молдотау имеет раннепермский возраст [Захаров, 1962; Геология СССР..., 1972; Масумов, 1994].

В хребтах Джаман-даван и Байбичетау на морских осадках ассельского века с небольшим угловым несогласием лежат полимиктовые и вулканомиктовые конгломераты, песчаники, туфоконгломераты, туфопесчаники и туфолавы андезитового

и андезито-базальтового состава (учарчинская и др. св., 1000 м). В нижней части этой толщи в известняках содержатся фораминиферы ассельского века [Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982].

На окраине Тарима в Келпинтаге среди углистых кластитов залегают щелочные базальты (300 м), имеющие Ag-Ag возраст 278 млн лет. В этом же районе известны дайки основных пород, для которых определены Ag-Ag возраст 275–280 млн лет и Sm-Nd возраст 259 млн лет [Carrol et al., 1995; Liu et al., 1997].

В южной части Восточного Тянь-Шаня (рис. 4.10) распространены раннепермские вулканы среднего и кислого состава, несогласно лежащие на породах верхнего карбона [Gao et al., 1998]. Мощность лав и пирокластов — несколько километров. Ag-Ag возраст пород — 282 ± 2 млн лет, Rb-Sr изохронный возраст — 286 ± 17 млн лет. С лавами ассоциированы плагиограниты, адаметиты и гранодиориты. Породы имеют известково-щелочной состав, среди лав преобладают дациты и риолиты. Петрохимические и геохимические параметры лав свидетельствуют о их формировании над зоной субдукции. Петрохимические данные о гранитах указывают на образования в окраинно-континентальной магматической зоне или на континенте в условиях коллизии. На вулканитах лежит континентальная моласса поднепермского-триасового возраста [Carrol et al., 1995; Chen et al., 1999].

Интрузивные породы

Пермские интрузивные породы представлены породами известково-щелочной, латитовой и щелочной петрохимических серий. Интрузии щелочных пород обычно имеют более молодой возраст (рис. 4.10 и 6.1).

Граниты. В Северном Тянь-Шане известны небольшие тела лейкократовых и калишпатовых гранитов (керегеташский, ачикташский и другие комплексы), для которых получены определения K-Ag возраста в пределах пермского периода [Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982]. Для лейкогранитов джангартского комплекса, расположенных в восточной части района, определен Rb-Sr изохронный возраст 275 млн лет [Jenchugaeva, 2001]. В зоне Нарат небольшое рас-

пространение имеют граниты, прорывающие пермскую молассу [Regional geology of Xinjiang..., 1993]. Для них определен U-Pb возраст 261 млн лет [Hopson et al., 1989].

В Кураминском магматическом районе распространены биотитовые, лейкократовые и аляскитовые граниты арашанского магматического комплекса, которые прорывают раннепермские вулканические отложения. Определения K-Ag возраста пород соответствует пермскому периоду [Далимов и др., 1998; Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982].

В Алайском и Туркестанском хребтах интрузии гранитов (каравшинский, караказыкский арчабашинский и другие магматические комплексы) формировались в несколько фаз. Массивы каравшинского комплекса относятся к S-типу, они сложены адаметитами, гранитами и лейкогранитами. На диаграмме Rb-Nf-Ta фигуративные точки анализов этих пород находятся в поле коллизионных коровых гранитов. Rb-Sr изохронный возраст пород каравшинского комплекса определен в 270 ± 23 млн лет. В массивах караказыкского и арчабашинского комплексов преобладают кварцевые диориты, монцодиориты, гранодиориты, граниты и адаметиты. На диаграмме Rb-Nf-Ta фигуративные точки анализов этих пород также расположены в поле коллизионных гранитов. Наиболее молодые породы, прорванные гранитами, имеют позднекаменноугольный возраст. U-Pb возраст пород арчабашинского комплекса, определенный по циркону и ортиту, — 270 ± 10 млн лет, K-Ag возраст гранодиоритов и монцодиоритов караказыкского комплекса, определенный по амфиболам (250–290 млн лет), также соответствует ранней перми [Иванников и др., 1990; Ненахов, Иванников и др., 1992; Ненахов, Белов, 1996; Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982].

В Кызылкуме в Букантау находятся массивы гранитоидов I-типа, сложенные трондьемитами и тоналитами (бокалинский, сарытауский магматические комплексы). Они прорывает позднекаменноугольные породы и имеют Rb-Sr изохронный возраст 287 ± 4 млн лет. Раннепермский Rb-Sr изохронный возраст был определен в Букантау и для гранитоидов S-типа (алтынтауский комплекс). Гранитоиды S-типа, имеющие K-Ag возраст в пределах пермского периода, распространены на всей территории Кызылкума [Далимов и др., 1998].

В Атбашском хребте и Кокшаалтау находятся небольшие раннепермские интрузии лейкократовых, частично калишпатовых гранитов с Rb-Sr изохронным возрастом в интервале 275–266 млн лет и U-Pb возрастом цирконов в интервале 282–279 млн лет. Граниты относятся к А-типу и на диаграммах Nb–Y и Rb–(Nb+Y) расположены в поле внутриплитных гранитов [Бискэ, Конопелько, 2003; Бискэ и др., 1996; Jenchuraeva, 2001].

В китайском Южном Тянь-Шане пермские граниты по петрохимическим данным имеют коровое происхождение [Chen et al., 1999], соотношение редких элементов позволяет трактовать обстановку их формирования от надсубдукционной до послеколлизивной [Allen et al., 1993a].

Щелочные и субщелочные гранитоиды. В Кураминском вулканическом районе интрузии щелочных и субщелочных пород находятся в ассоциации с вулканитами такого же состава и прорывают их. Среди интрузий преобладают монцитониты и сиениты, формирование которых произошло в несколько фаз (бабайобский, акшамский, ирисуйский и другие комплексы). Определения K-Ar возраста пород соответствуют ранней перми [Бекжанов и др., 2000; Далимов и др., 1998; Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982].

В Алайском и Туркестанском хребтах многочисленные интрузии щелочных и субщелочных пород прорывают все палеозойские породы, включая конгломераты и песчаники нижней перми. Магматические тела сложены щелочными и нефелиновыми сиенитами, кварцевыми сиенитами, граносиенитами, щелочными гранитами (алайский, матчайский и другие магматические комплексы), которые внедрились в несколько фаз. На диаграмме Rb–Hf–Ta фигуративные точки анализов пород матчайского комплекса расположены в поле коллизивных подкоровых гранитов. K-Ar возраст сиенитов этого комплекса определен в пределах пермского периода и раннего триаса [Иванников и др., 1990; Ненахов, Иванников и др., 1992].

К западу и юго-западу от Алайского хребта количество и размеры пермских щелочных интрузий убывают. Небольшие тела щелочных магматических пород находятся в Каратегинском, Зеравшанском и Гиссарском хребтах.

В Северном Нуратау силурийские породы прорваны большим Кошрабадским массивом грано-

сиенитов, сиенитов и эссекситов (рис. 5.13). По сообщению Ю.С. Бискэ, был определен раннепермский U-Pb возраст цирконов из этой интрузии. Раннепермские дайки и небольшие интрузии монцитонитов, сиенитов и граносиенитов саутбайского комплекса с Rb-Sr изохронным возрастом 286 ± 3 млн лет находятся в Южном Букантау. В них выделяют до десяти фаз внедрения [Далимов и др., 1998].

В Северном Тянь-Шаня пермские щелочные породы известны в Таласском хребте, где они образуют курганский комплекс малых интрузий и даек. Сиениты, щелочные сиениты, трахиты и трахиандезиты формировались в шесть фаз. В хребтах Сусамырском, Джумгалском и Киргизском распространены интрузии оротокойского и кокомойнокского комплексов, в котором выделены четыре магматические фазы: сиениты и нефелиновые сиениты (I и II фазы), монцитониты и сиенито-диориты (III фаза) и граносиениты (IV фаза). Эти породы прорывают раннепермские отложения [Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982].

В хребте Кастек распространены сиениты, монцитониты (I фаза), граносиениты и граниты (II фаза), имеющие позднепермский K-Ar возраст. Восточнее, в хребте Кетмень, находится интрузивный комплекс, образованный щелочными габбро, монцитонитами, сиенито-диоритами, сиенитами, граносиенитами, которые прорывают раннепермские отложения [Бекжанов и др., 2000].

В Нарынской тектонической зоне в хребтах Тахталык и Акшийрак-западный щелочные породы слагают шаматорский магматический комплекс. Он сложен эссекситами и монцитонитами (I фаза) и сиенитами (II фаза). В хребте Акшийрак монцитониты прорывают отложения позднего карбона. Определения K-Ar возраста по биотиту указывают на пермский возраст пород комплекса [Стратифицированные и интрузивные образования..., 1982].

В хребтах Атбаши и Кокшаалтау расположены интрузии суртекинского комплекса, сложенные эссекситами, монцитонитами, шонкинитами и сиенитами. В Атбашийском хребте установлены четыре фазы внедрения этих пород [Буров и др., 1965]. Они прорывают отложения позднего карбона — ранней перми.

В Восточном Тянь-Шаня интрузии сиенитов известны западнее 75° в.д. (рис. 4.10). В более вос-

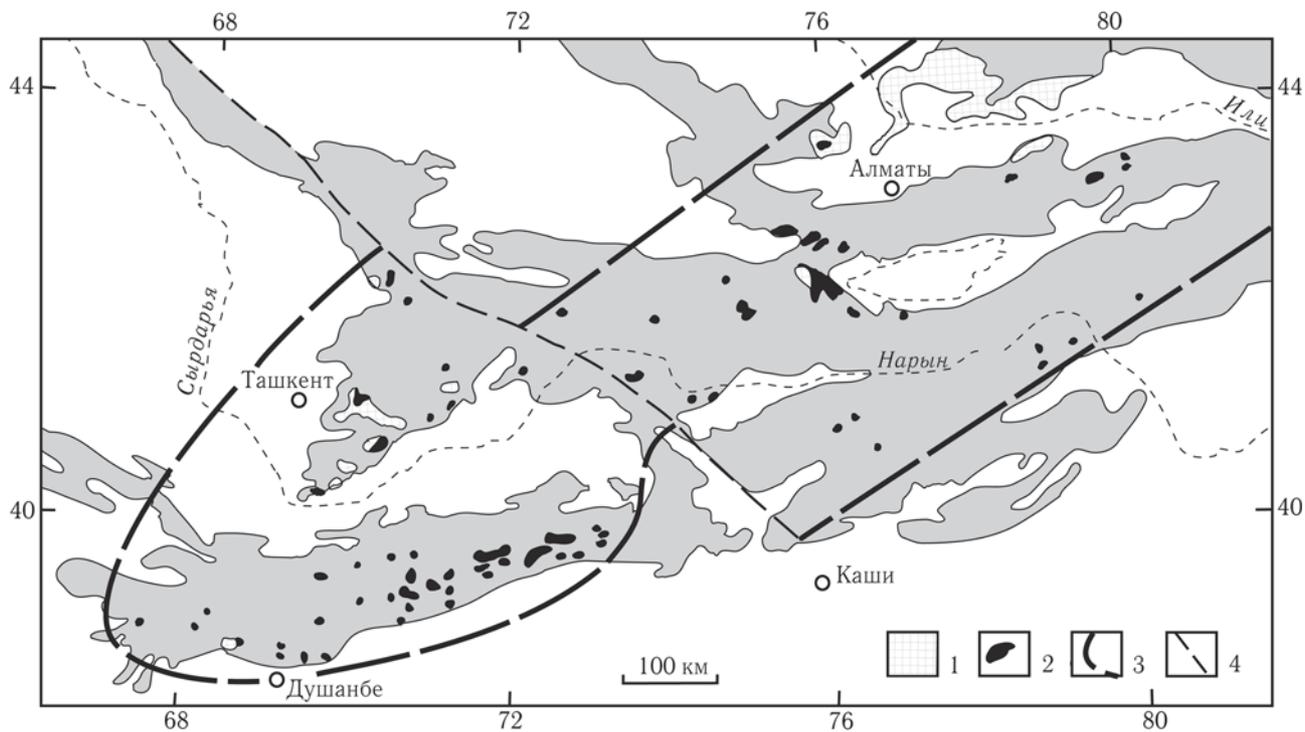


Рис. 6.2. Тяньшаньская провинция позднепалеозойских щелочных и субщелочных магматических пород ([Баженов, Буртман, 1997], с изменениями)

1 — эффузивные породы; 2 — интрузивные породы; 3 — границы провинции; 4 — Таласо-Ферганский сдвиг. Область распространения палеозойских и более древних пород тонирована

точных районах щелочные гранитоиды могут находится среди верхнепалеозойских калишпатовых гранитов, широко распространенных в регионе.

В целом, провинция щелочных и субщелочных магматических пород охватывает большую часть Западного и Центрального Тянь-Шаня (рис. 6. 2). Расположение массивов магматических пород, вероятно, было обусловлено возникновением зон растяжения при движении по продольным сдвигам. Для объяснения щелочного гранитоидного магматизма некоторые авторы [Бискэ, Конопелько, 2003] привлекают также мантийные плюмы, роль которых возможна, но не подтверждена какими-либо данными.

Щелочные базальтоиды. Дайки щелочных базальтоидов и трубки взрыва, прорывающие все палеозойские породы, известны в Северном Букантау, Нуратау, Гиссарском и Зеравшан-Алайском районах и на северной окраине Тарима. Определения К-Аг возраста этих пород находится в пределах перми и триаса. Аг-Аг возраст фарризита из дайки на северной окраине Тарима, определен в 280 млн лет. Внедрение этих пород связано с процессом рифтогенеза [Мушкин, 1979; Li et al., 1997].

6.2. Метаморфизм

В пермское время на рассматриваемой территории имели место проявления термального (у границ интрузивных тел), динамотермального и динамо-метаморфизма.

Динамотермальный метаморфизм. Обширная ягнобская зона динамотермального метаморфизма расположена на территории Зеравшанского, Гиссарского и Каратегинского хребтов. Породы подверглись зональному метаморфизму в интервале температур 300–400 °С и давлении 5–10 кбар. Большая часть пород метаморфизована в фации зеленых сланцев. Метаморфизм испытали породы разного возраста, включая позднепалеозойский флиш [Леонов, 1985; Минаев, 1982].

Причиной ягнобского позднепалеозойского динамотермального метаморфизма может быть подъем метаморфического ядра Южного Тянь-Шаня, обнаженного ныне в виде Горифского массива древних пород. Этот массив подобен метаморфическому ядру Северо-Американских Кордильер [Coney, 1980]. Возможно, что такое про-

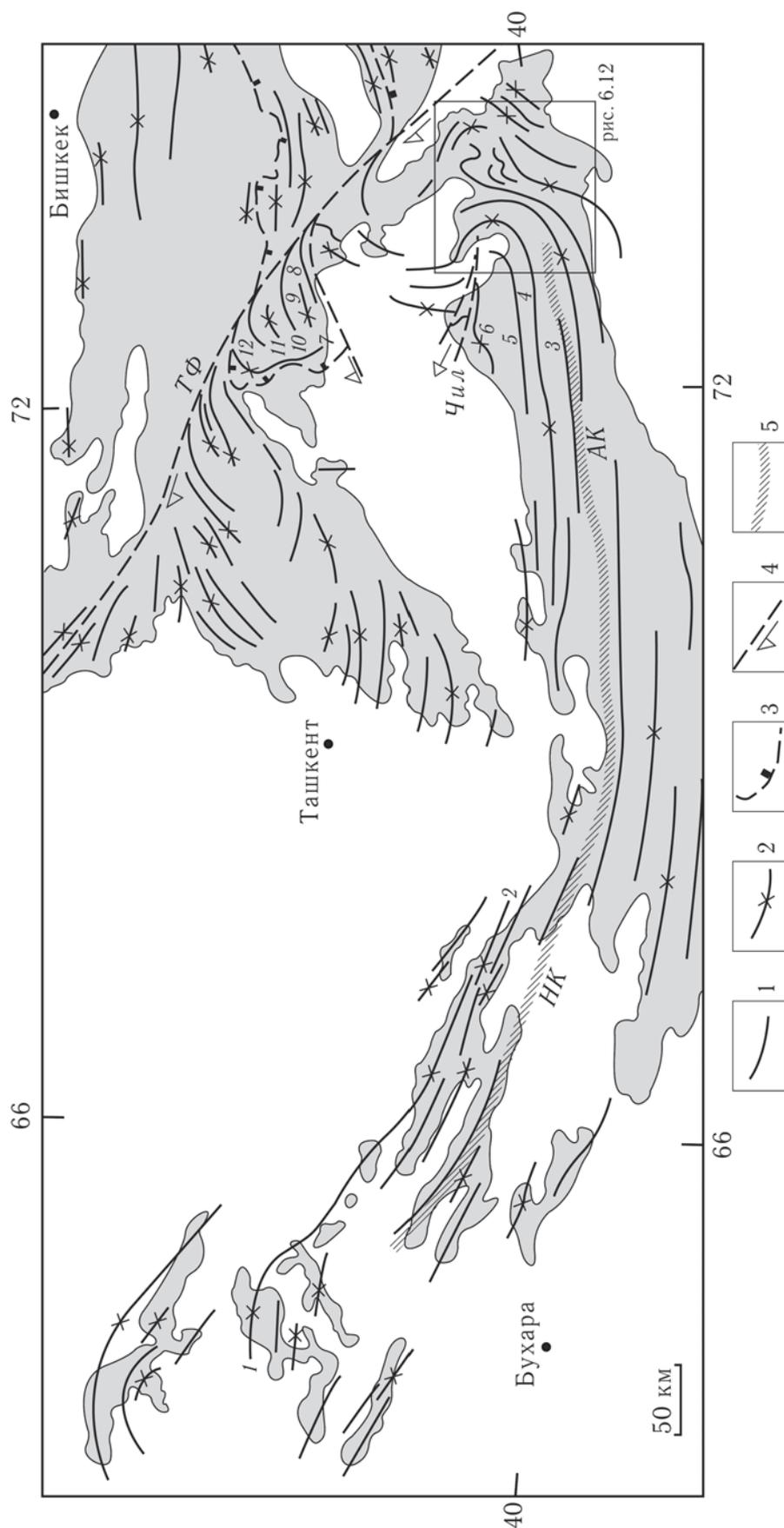


Рис. 6.3. Позднепалеозойский структурный план Западного Тянь-Шаня и Кызылкума

1, 2 — осевые линии вертикальных складок F_3 ; 1 — антиклинальных и антиформных, 2 — синклинальных и синформных; 3, 4 — главные разломы; 3 — надвиги, 4 — свдвиги; 5 — зоны концентрированных деформаций (АК — акмуйнакская, НК — нуратау-курганакская). Область распространения палеозойских и более древних пород тонирована

Склады: 1 — Тюменбайская, 2 — Ягак-Арватинская, 3 — Алайская, 4 — Киргизатинская, 5 — Каузанская, 6 — Карачатырская, 7 — Майлисуйская, 8 — Баубашатинская, 9 — Керейская, 10 — Испатауская, 11 — Карасуйская, 12 — Карасуйская. ТФ — Таласо-Ферганский сдвиг, Чил — Чильмайрамский тектонический блок

исхождение имеет и Гармский массив древних пород.

Динамометаморфизм. Вдоль северного склона Туркестанского и Алайского хребтов прослежена узкая акмуйнакская зона пород, метаморфизованных в фации низкотемпературных зеленых сланцев (рис. 6.3). Динамометаморфизм наложен на осадочные и магматические породы разного возраста, включая осадки с конодонтами московского века, пермские коллизионные граниты, монциты и щелочные сиениты II фазы зардалинского магматического комплекса. Нефелиновые сиениты III фазы этого комплекса прорывают динамосланцы. Эти соотношения определяют вероятный позднепермский возраст динамометаморфизма в акмуйнакской зоне. Следствием метаморфизма были рассланцевание, плейчатость, кливаж, дробление и перекристаллизация зерен, минерализация, следы пластического течения [Ненахов, 1997].

Западным продолжением акмуйнакской метаморфической зоны является нуратау-курганакская зона концентрированных деформаций (рис. 6.3), в пределах которой породы также метаморфизованы в зеленые сланцы. Здесь была изучена зависимость степени метаморфизма от интенсивности пластической деформации пород [Леонов и др., 2000].

6.3. Деформации

6.3.1. Стадия деформации D-5 (132) — Северо-Туркестанский домен (132) — Южно-Туркестанский домен (132) — 6.3.2. Стадия деформации D-6 (138) — Таласо-Ферганский сдвиг и сопровождающие деформации (138) — Ферганская горизонтальная флексура (140) — Механизм деформаций Восточной Ферганы (142) — Джунгарский сдвиг (143) — Другие структурные формы (144)

В главе 5 были описаны тектонические деформации, которые происходили до и во время шарьирования (стадии деформации D-1, D-2, D-3, D-4). Они завершились в артинском веке. После эпохи шарьирования породы Тянь-Шаня продолжали подвергаться деформациям, среди которых можно выделить структурные формы, возникшие на двух стадиях (D-5 и D-6). Деформации стадии D-5 произошли до накопления позднепермских континентальных отложений неоавтохтона-3. Они начались в раннепермское и завершились в позднепермское время. Струк-

турные формы стадии D-6 наложены на структуры предшествующих стадий деформации. Они имеют позднепермский и более молодой возраст.

6.3.1. Стадия деформации D-5

Северо-Туркестанский домен

В Северо-Туркестанском домене деформации на стадии D-5 были более интенсивными в Чаткальской и Нарынской тектонических зонах. В Нарынской зоне в хребте Джаман-даван оси складок F_5 имеют северо-восточное простирание — параллельное Туркестанской сутуре. Севернее простирание складок близко к широтному. Со складками F_5 ассоциированы надвиги. Наибольшую амплитуду имеют надвиги и наволоки на северной границе Нарынской зоны, по которым породы этой зоны надвинуты на Северо-Тяньшаньскую тектоническую зону. Видимая магнитуда надвигания в хребте Молдотау достигает 20 км. Тектонические покровы прорваны пермскими гранитами [Додонова, 1966; Орлов, 1980].

В Чаткальской тектонической зоне картина более сложная (рис. 6.3): большая часть территории этой зоны была деформирована на стадии D-6, в результате чего складки F_5 были переориентированы. Первичное простирание складок F_5 частично сохранилось в Кураминском хребте.

В Север-Тяньшаньской тектонической зоне каменноугольные и пермские породы разделены угловым несогласием. Пермские породы занимают относительно малые площади, и нередко возникают трудности при попытках выяснить: какую роль в формировании складчатых и разрывных структурных форм играли позднепалеозойские деформации, а какую — кайнозойские. Но общая тенденция просматривается: оси крупных складок F_5 , сформированные на стадии D-5, и осложняющие их разломы ориентированы субпараллельно Илийской и Туркестанской позднепалеозойским океаническими сутурам.

Южно-Туркестанский домен

Южный Тянь-Шань в наибольшей степени подвергся деформациям, последовавшим за коллизией

Алай-Таримского континента и Киргизского микроконтинента. В Южном Тянь-Шане автохтон, шарьяжи и неоавтохтон были смяты в складки и нарушены надвигами, вторичными шарьяжами и ретрошарьяжами. Сложная структура этого региона может быть отображена лишь на детальном картах и разрезах. Такие карты и геологические разрезы многих участков и структурных форм были опубликованы в работах, посвященных строению разных частей рассматриваемого региона [Бискэ, 1996; Бискэ и др., 1982, 1985; Буртман 1973, 1976; Довжиков, 1977; Леонов, 1993; Поршняков, 1973; Рогожин, 1977; Rogozhin, 2004; и др.]. Схематические геологические разрезы, иллюстрирующие эту главу (рис. 6.4 и др.), показывают соотношения между структурными единицами эпохи шарьирования и пермскими вертикальными складками.

Западный Тянь-Шань. В Южно-Ферганской и Алайской тектонических зонах на территории, расположенной западнее Ферганской горизонтальной флексуры, складки F_5 имеют выдержанное широтное простирание, параллельное Туркестанской океанической сутуре (рис. 6.3). На северном склоне Алайского хребта главные складки F_5 обладают северной вергентностью (рис. 6.5). На некоторых участках этого хребта породы смяты в сжатые и изоклинальные складки F_5 , опрокинутые в северном направлении и сопровождаемые надвигами и ретрошарьяжами (рис. 6.6).

Оценки поперечного сокращения тектонических зон при формировании крупных складок F_5 были проведены в Западном Тянь-Шане в разных частях рассматриваемого домена. Они находятся в интервале 25–50 % от первичной ширины тектонических зон [Rogozin, 2004]. Складчатость F_5 охватила верхнюю часть земной коры. Соответствующее ей поперечное сокращение нижней коры Южно-Туркестанского домена происходило путем отслоения и субдукции нижней коры под Северо-Туркестанский домен.

В Северо-Ферганской тектонической зоне и в восточных районах Алайской и Южно-Ферганской тектонических зон структурные формы, сформированные на стадии D-5, подверглись тектонической переработке при формировании Ферганской горизонтальной флексуры на стадии D-6.

В конце стадии D-5 ансамбль шарьяжей Западного Тянь-Шаня был расчленен надвигами. Наибольшее значение имеет Узген-Санзарский разлом, по которому единица Исфайрам (вместе с лежащими на ней шарьяжами) была надвинута на северную часть Алайской тектонической зоны. В междуречье Сох–Исфара этот надвиг трансформируется во вторичный наволок (рис. 5.3). Среднепалеозойские известняки единицы Исфайрам (бывший автохтон) находятся здесь в аллохтонном положении — в виде клиппенов, которые налегают на смятые в складки отложения позднего карбона и на прорывающие их граниты [Алексеев и др., 1989]. Северо-Гиссарский надвиг, разделяю-

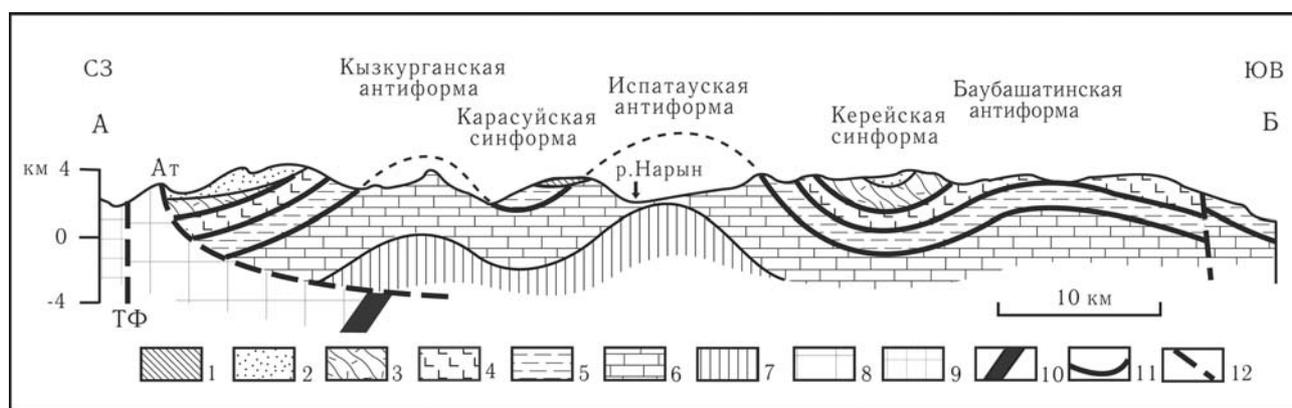


Рис. 6.4. Структурные единицы Северо-Ферганской тектонической зоны в геологическом разрезе по линии А–Б (см. рис. 5.2)

1 — неоавтохтон-3; 2 — неоавтохтон-2 и неоавтохтон-1; 3–7 структурные единицы Северо-Ферганской зоны: 3 — Шайдан, 4 — Керей, 5 — Онтамчи, 6, 7 — Баубашата (6 — верхний этаж, 7 — нижний этаж); 8, 9 — Северо-Туркестанский домен: 8 — Чаткальская зона, 9 — Таласская зона; 10 — Туркестанская океаническая сутура; 11 — первичные наволоки; 12 — позднепермские и более молодые разломы (Ат — Атайнакский, ТФ — Таласо-Ферганский). Синформы и антиформы — складки F_5

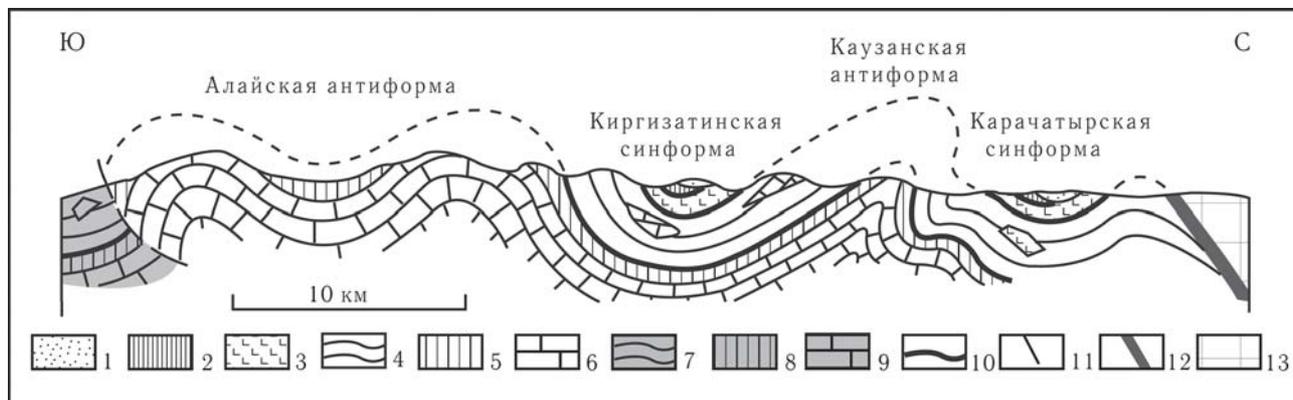


Рис. 6.5. Структурные единицы Южно-Ферганской тектонической зоны в геологическом разрезе Алайского хребта

1 — неавтохтон-2; 2–6 — структурные единицы Южно-Ферганской зоны: 2 — Шанкол, 3 — Талдык, 4 — Абшир, 5, 6 — Исфайрам (5 — флиш, олистостромы и конгломераты верхнего карбона, 6 — карбонатные породы девона — верхнего карбона); 7–9 — структурные единицы Алайской зоны: 7 — Тар, 8, 9 — Чеканташ (8 — флиш и олистостромы верхнего карбона, 9 — карбонатные породы девона — верхнего карбона); 10 — первичные наволочки; 11 — Узген-Санзарский разлом; 12 — Туркестанская океаническая сутура; 13 — Чаткальская тектоническая зона. Синформы и антиформы — складки F_5

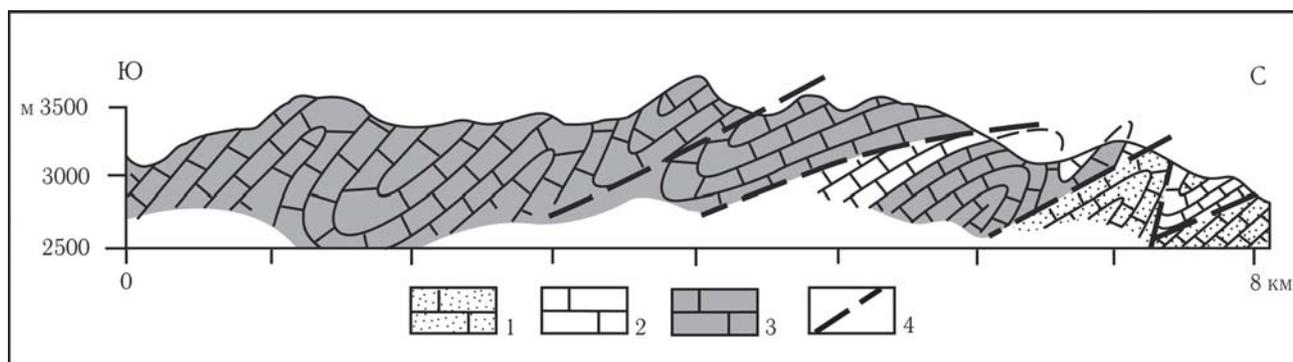


Рис. 6.6. Складки и надвиги стадии деформации D-5 в автохтонной структурной единице Исфайрам. Меридиональный геологический разрез южнее пос. Хайдаркан в Алайском хребте, по данным С.Н. Баногина и Л.Н. Кугуракова, 1965 г.

1 — серпуховский и башкирский ярусы; 2 — турне и визе; 3 — девон; 4 — надвиги и ретрошарьяжи

щий Алайскую и Гиссарскую тектонические зоны (рис. 5.6), вероятно также возник на стадии D-5.

Кызылкум. Система складок F_5 продолжается из Западного Тянь-Шаня в Кызылкум, плавно меняя широтное простирание структур на северо-западное, параллельно с изменением простирания Туркестанской океанической сутуры. Это простирание выдержано на территории Нуратинского района и в южной части Центрального Кызылкума (рис. 6.3). На севере и северо-востоке Центрального Кызылкума структурные формы рассматриваемой стадии были деформированы и переориентированы на стадии D-6.

В Северном Нуратау в ореоле Устахан интересна большая Ятак-Арватынская изоклиальная синформная складка (7, рис. 5.13; 2, рис 6.3), сложенная породами структурных единиц Букан, Кулдук и Тамды. Складка пережата и частично опрокинута. Опрокинутое залегание (по градационной слоистости) имеют породы и на ее западной центриклинали, в результате чего центриклиналь синформы имеет форму периклинали. Это может быть следствием продольного удлинения складки при ее поперечном раздавливании или результатом деформации опрокинутого крыла большой лежащей складки. Описанный феномен привлек внимание многих исследователей [Буртман, 1973; Старцев,

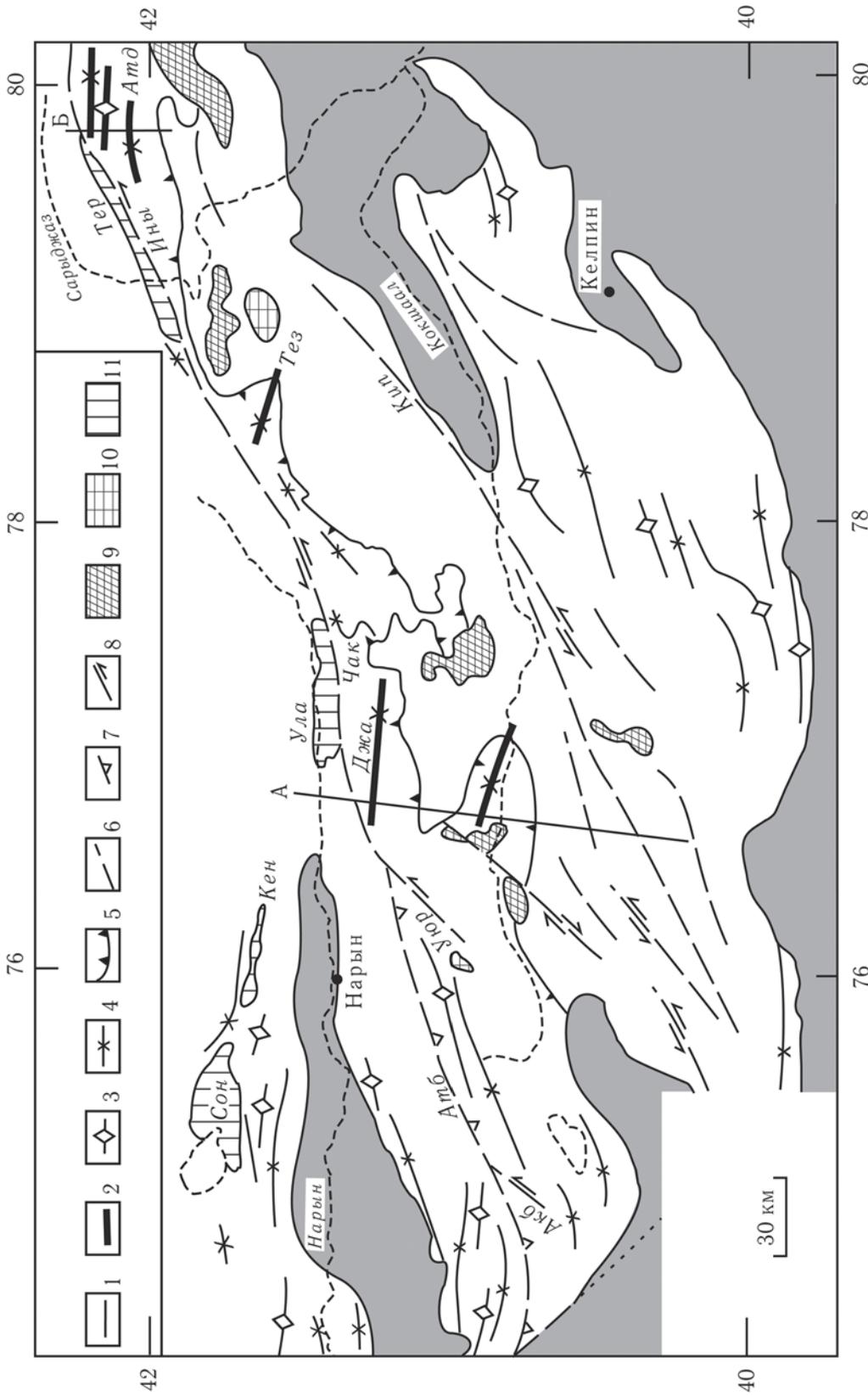


Рис. 6.7. Тектонические структуры стадий деформации D-5 и D-6 в Кокшаальской, Атбаш-Иныльчекской и Наранской тектонических зонах 1, 2 — осевые линии складок F_5 (1) и F_6 (2); 3 — антиформы и антиклинали; 4 — синформы и синклинали; 5 — Боркхольдский надвиг стадии D-5; 6–8 — разломы стадии D-6 (7 — надвиги, 8 — сдвиги); 9, 10 — гранитоиды А-типа (9 — пермские граниты, 10 — позднекаменноугольные граносиениты); 11 — позднекаменноугольные граниты и гранодиориты типа I и S (массивы: Кен — Кенинбельский, Сон — Сонкульский, Тер — Теректинский, Ула — Уланский). Мезозойские и кайнозойские отложения тонированы

Акб — Акбейтский сдвиг, Атб — Атбашийский надвиг, Амб — Амбайяуская синформа, Джа — Джанджержерская синформа, Ины — Иныльчекский сдвиг, Кил — Килчакский сдвиг, Тез — Тезская синформа, Уор — Уюрминский сдвиг, Чак — Чакыркарумская синформа
Геологические разрезы по линиям А и Б см. на рис. 6.8 и 6.9

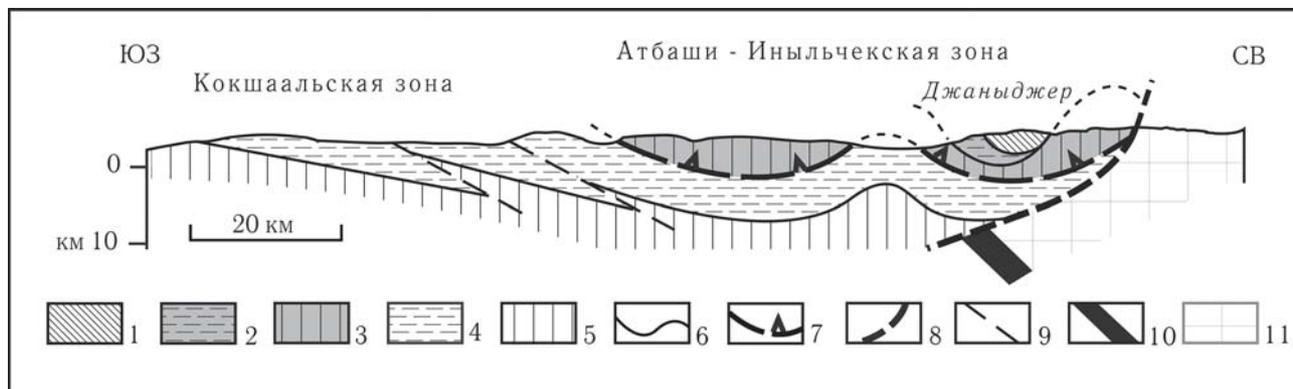


Рис. 6.8. Структурные единицы Атбаши-Иныльчекской и Кокшаальской тектонических зон в геологическом разрезе по линии А (см. рис. 5.15 и 6.7)

1–3 — структурные единицы Атбаши-Иныльчекской зоны: 1 — Кельтубек и Иныльчек, 2 — Чатыркуль, 3 — Коккия; 4, 5 — структурные единицы Кокшаальской зоны: 4 — Майдантаг, 5 — Муздук; 6 — первичные наволоки; 7 — Борколдойский вторичный наволок; 8 — Атбаши-Иныльчекский разлом; 9 — другие разломы; 10 — Туркестанская океаническая сutura; 11 — Нарынская зона

Джаныджер — Джаныджерская синформа стадии деформации D-6

1976; Колодяжный, 1992; Руженцев, Соколов, 1983; Фидаев, 1995].

К стадии D-5 относится образование надвигов и вторичных наволоков внутри комплекса Мурун. Вторичный наволок хорошо обнажен в тектонических окнах Южного Букантау [Буртман, 1973]. Надвиг или наволок, разделяющий разные комплексы пород единицы Мурун, скрыт под молодыми осадками севернее Кулдждуктау и Зирабулакских гор [Мухин и др., 1991]. По своему значению и положению этот разлом подобен Узген-Санзарскому разлому Западного Тянь-Шаня и, вероятно, является его западным продолжением (рис. 5.13).

Центральный Тянь-Шань. Этот сектор в структурном отношении подобен Западно-Тяньшаньскому сектору. Он имеет вид моноклинали, сложенной тектоническими покровами и смятой

в складки (рис. 6.7–6.9). Осевые линии складок F₅ параллельны Туркестанской океанической суре, которая простирается в северо-восточном направлении. Эти продольные складки распространены в Келпинтаге (на краю Таримской платформы), в хребтах Атбаши, Борколдой. Они свидетельствуют о том, что сжимающие напряжения были ориентированы ортогонально по отношению к Туркестанской суре.

Атбаши-Иныльчекский разлом на стадии D-5 был надвигом, по которому породы Южно-Туркестанского домена были надвинуты в виде ретрошарьяжа на окраину Северо-Туркестанского домена. Минимальную магнитуду надвигания можно оценить в несколько десятков километров, имея в виду, что непосредственно к северу от Атбаши-Иныльчекского разлома находятся Уланский и Теректинский массивы позднекаменноугольных субдукционных гранитов, первоначаль-

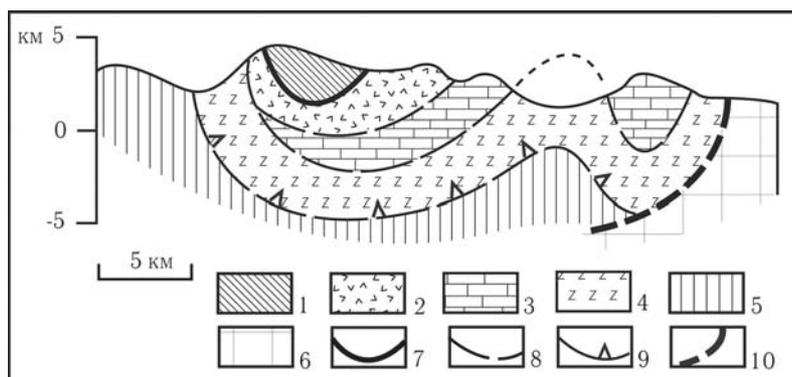


Рис. 6.9. Структурные единицы Атбаши-Иныльчекской тектонической зоны в геологическом разрезе по линии Б на рис. 6.7 ([Христов, 1989], с изменениями)

1–5 — структурные единицы: 1 — Иныльчек, 2–4 — Чатыркуль (типы отложений: 2 — вулканогенно-кремнистый, 3 — карбонатный, 4 — кремнистый), 5 — Муздук; 6 — Нарынская зона; 7 — первичные наволоки; 8–10 — вторичные наволоки и надвиги (9 — Борколдойский наволок, 10 — Атбаши-Иныльчекский разлом)

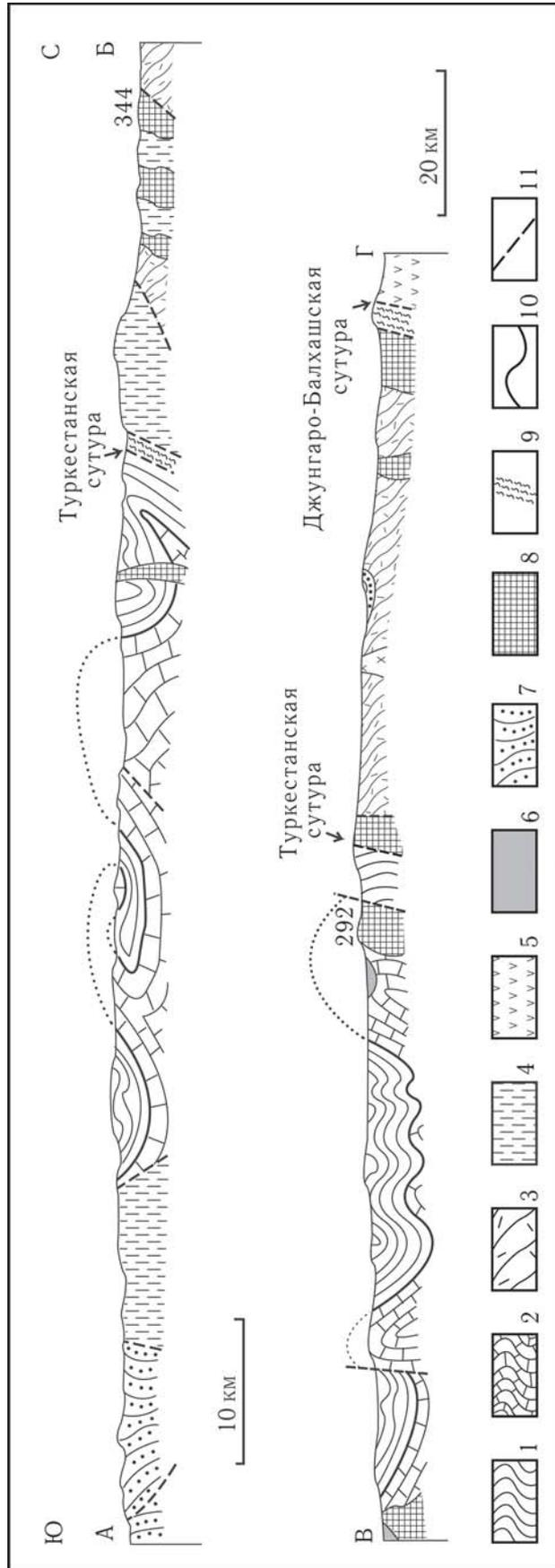


Рис. 6.10. Геологические разрезы Восточного Тянь-Шаня по линиям А-Б и В-Г на рис. 4.10 по данным: [Wang et al., 1994; Regional geology of Xinjiang, ..., 1993] в интерпретации Ю.С. Биске [1998] и автора
 1, 2 — Алай-Таримский террейн, средний палеозой (1 — в аллохтонном, 2 — в автохтонном залегании); 3, 4 — Киргизский террейн (3 — средний палеозой, 4 — протерозой); 5 — Богдошаньский террейн, карбон; 6 — кайнозойские отложения; 7 — триас и пермь (моласса); 8 — граниты; 9 — метаморфические породы около океанических сутур; 10 — наволоки; 11 — другие разломы
 Цифры над профилями обозначают U-Pb возраст гранитов, млн лет

ное расстояние которых от зоны субдукции должно было составлять десятки километров или более.

Ансамбль шарьяжей Центрального Тянь-Шаня был сдвоен вторичным Борколдойским наволоком (рис. 5.15, 6.7, 6.8). Под этим наволоком лежат разные части разреза единицы Майдантал, а на востоке района — позднепалеозойский флиш единицы Муздук.

Перемещения по Узген-Санзарскому надвигу в Западном Тянь-Шане и по Борколдойскому вторичному наволоку в Центральном Тянь-Шане привели к аналогичному результату — сдваиванию геологического разреза ансамбля шарьяжей. В Центральном Тянь-Шане видимая магнитуда Борколдойского наволока более 70 км, в Западном Тянь-Шане эффект сдваивания менее значителен. Это различие объяснимо большим поперечным сокращением Центрально-Тяньшаньского сектора, по сравнению с Западно-Тяньшаньским. Другое различие между этими разломами относится к их соотношению со складками. Узген-Санзарский надвиг сечет первичные шарьяжи, смятые в продольные складки F_5 . Борколдойский вторичный наволок также сечет первичные шарьяжи, но смят в складки вместе с ними. Такие соотношения можно рассматривать как свидетельство разного возраста сравниваемых разломов, но кажется более вероятным, что указанное различие иллюзорно, так как Борколдойский наволок изучен на крыльях складок более поздней стадии D-6, при формировании которых он и шарьяжи были смяты совместно. Это позволяет предполагать, что перемещения по Борколдойскому наволоку и Узген-Санзарскому надвигу происходили в одно время — на стадии D-5. Оба разлома, вероятно, являются частями одного тектонического шва, разобщенными Таласо-Ферганским сдвигом.

Восточный Тянь-Шань. Складки F_5 , в которые смяты породы Восточного Тянь-Шаня (рис. 6.10), подобны описанным в Центральном Тянь-Шане. В этом районе не обнаружено продолжение Борколдойского надвига, который прослежен в Кыргызстане до границы с Китаем. Мало вероятно, что надвиг затухает на государственной границе. Его исчезновение в этом районе связано с недостаточной изученностью территории.

6.3.2. Стадия деформации D-6

Структурными формами, определяющими стиль деформации на стадии D-6, являются горизонтальные флексуры, горизонтальные складки, сдвиги и сопряженные со сдвигами надвиги и вертикальные складки. Доминантными структурными формами являются Таласо-Ферганский и Джунгарский правые сдвиги и Ферганская левая горизонтальная флексура.

Таласо-Ферганский сдвиг и сопровождающие деформации

Сдвиг по Таласо-Ферганскому разлому (ТФ, рис. 6.3) хорошо обоснован по смещению фациальных и тектонических зон, плутонических пород, складчатых структур. Величина горизонтального смещения образований среднего и позднего палеозоя (до нижней перми включительно) одинакова: смещение произошло после их формирования. Движения по Таласо-Ферганскому разлому происходили в интервале поздняя пермь — триас, в юрское время и в кайнозой. Южная часть линии Таласо-Ферганского разлома, разделяющая ныне палеозойские и юрские породы, дугообразно изогнута в восточном направлении. Эта часть разлома имеет молодой возраст. В позднепалеозойское время линия сдвига, вероятно, продолжалась на юго-восток (в современных координатах), отделяя Сулутерекский блок кристаллических пород от основной части Таримской платформы [Буртман, 1964, 1976; Burtman et al., 1996; и др.].

При приближении к Таласо-Ферганскому разлому вертикальные складки и разломы, сформированные на стадии D-5, изгибаются навстречу друг другу в противоположных крыльях разлома, обрисовывая горизонтальные складки. В целом, эти горизонтальные складки очерчивают правую горизонтальную флексуру, которая сопровождает Таласо-Ферганский сдвиг. Вертикальные складки F_5 по направлению к сдвигу сжимаются, иногда опрокидываются, шарниры складок воздымаются. Разломы стадии D-5, которые вдали от линии сдвига имеют наклонный смеситель, около сдвига становятся более крутыми. В этой зоне пластической деформации около сдвига первоначальное простирание структурных форм стадии D-5 было изменено: на стадии D-6 они были переориентированы субпараллельно линии

сдвига. В западном крыле Таласо-Ферганского разлома присдвиговая зона пластической деформации имеет ширину от 5 до 15 км. В восточном крыле разлома ширина этой зоны большей частью также находится в пределах 15 км, увеличиваясь вдвое в западной части хребта Джаман-даван. Величина правосдвигового смещения вследствие образования присдвиговых горизонтальных складок в западном крыле Таласо-Ферганского разлома достигает 25 км в Ферганском хребте и 50 км в Чаткальском хребте. В восточном крыле разлома эта величина находится в пределах 20–25 км.

Наибольшую магнитуду (180 км) Таласо-Ферганский сдвиг имеет в Чаткальской и Нарынской провинциях. С учетом горизонтальных складок, образовавшихся на обоих крыльях сдвига, величина смещения вдоль зоны Таласо-Ферганского сдвига достигает здесь 250 км. Юго-восточнее магнитуда сдвига уменьшается. Караункурский район Ферганского хребта сдвинут относительно своего продолжения в Атбаш-Инылчекской тектонической зоне на 100 км, Сулутерекский массив древних пород смещен относительно Таримской платформы на расстояние менее 70 км.

Северное продолжение Таласо-Ферганского разлома в Каратау называют Главным разломом Большого Каратау. В Большом Каратау были изучены история формирования Келенчекской синклинали и ее деформация в связи со сдвигом по Главному разлому [Буртман, 1964]. Келенчекская синклинали F_5 расположена на западном крыле Главного разлома. На стадии D-6 крылья синклинали были сжаты, частично опрокинуты и осложнены структурами выжимания — горизонтальной флексурой, горизонтальной протрузией, тектоническими покровами. Около Главного разлома осевая линия Келенчекской вертикальной складки F_5 очерчивает горизонтальную складку F_6 , свидетельствующую о правосдвиговом смещении по разлому (рис. 6.11). Определение магнитуды сдвига вдоль Главного разлома Большого Каратау здесь затруднено тем, что крылья этого разлома сложены породами разного возраста.

С Таласо-Ферганским сдвигом сопряжены также вертикальные складки. Если присдвиговые горизонтальные складки развиты на крыльях Таласо-Ферганского сдвига почти на всем их протяжении, то вертикальные складки, сопряженные со сдвигом,

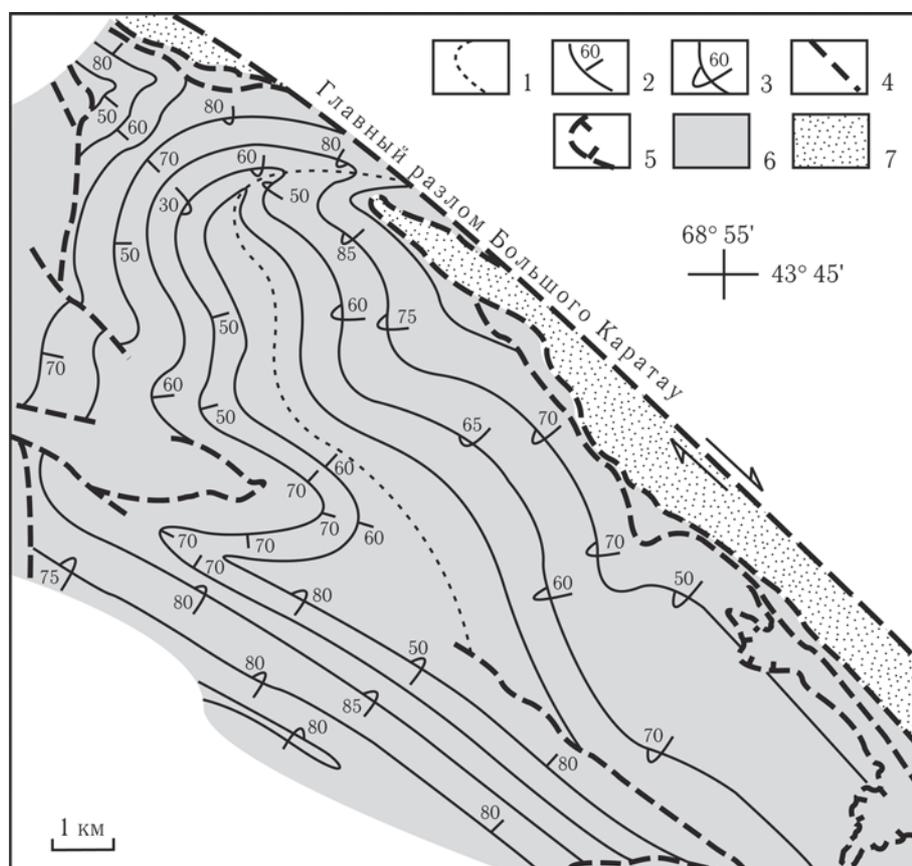


Рис. 6.11. Структурная схема Келенчекской синклинали в хребте Большой Каратау

1 — осевая линия Келенчекской синклинали F_5 , сформированной на стадии деформации D-5 и деформированной на стадии D-6; 2, 3 — залегание слоев: 2 — нормальное, 3 — опрокинутое; 4, 5 — разломы: 4 — крутые, 5 — пологие; 6 — нижний карбон, верхний и средний девон; 7 — нижний палеозой

известны лишь на двух смежных участках в западном крыле разлома. Один из участков находится в Чаткальской тектонической зоне на северном склоне Атойнакского хребта. Здесь в тектонических блоках, ограниченных разломами — сателлитами Таласо-Ферганского сдвига, девонские и каменноугольные породы смяты в вертикальные складки F_6 . Это — небольшие складки, которые имеют протяженность по несколько километров и простираются под углом 20–25° по отношению к сдвигам. Морфология этих структурных форм и их соотношения описаны в работе: [Буртман, 1964].

В Северо-Ферганской тектонической зоне находится несколько протяженных (до 80 км) цепей синформных и антиформных складок, которые простираются в широтном и близком к широтному направлениях под острым углом к Таласо-Ферганскому сдвигу. Такие соотношения позволили связывать формирование этих складок со сдвигом [Буртман, 1976, 1984]. Цепи вертикальных складок состоят из складок и их фрагментов, в которые совместно смяты автохтон, шарьяжи, неоавтохтон-1 и неоавтохтон-2. Наиболее молодые породы в геологическом разрезе этих складок имеют раннепермский возраст. Позднепермская моласса (неоавтохтон-3) лежит с угловым несогласием. Цепи синформных и антиформных складок наложены на Майлисуйскую (Майлисуйско-Турдукскую) синформу F_5 , которая на стадии D-6 была изогнута в виде горизонтальной складки F_6 . Там, где ось Майлисуйской синформы F_5 (7, рис. 6.3) имеет северо-западное направление, цепи вертикальных складок ориентрованы под углом к простирацию оси этой синформы. В Атойнакском хребте и в горном узле Баубашата вертикальные складки F_5 и F_6 имеют одинаковое простираение, и возникают трудности при попытках разделить роль стадий D-5 и D-6 в формировании этих вертикальных складок.

Ферганская горизонтальная флексура

Горизонтальная флексура очерчена складками и разломами стадии D-5, которые были деформированы на стадии D-6 (рис. 6.3). Южное крыло флексуры образовано широтными структурами Алайского хребта.

Южное колено горизонтальной флексуры занимает восточную часть Алайского хребта и Восточ-

но-Алайский хребет (рис. 6.3, 6.12). Это колено горизонтальной флексуры представляет собой горизонтальную складку, изогнутую в восточном направлении. В нем многочисленны следы тектонического течения, свидетельствующие об удлинении слоев. Пласты и пачки известняков, кремней, песчаников часто будинированы, будины растащены на большое расстояние. Широко распространена дисгармоничная деформация. Внешняя (восточная) зона этой горизонтальной складки, занимающая бассейн р. Тар, дисгармонична по отношению к внутренней зоне складки, расположенной в бассейне рек Акбура и Гульча–Куршаб (рис. 6.12). Во внутренней зоне в ядре горизонтальной складки находится Чильмайрамский тектонический блок (Чил, рис. 6.3), который имеет клиновидную форму в плане и ограничен сдвигами. В процессе образования горизонтальной складки этот тектонический блок был выдавлен в северо-западном направлении на расстояние 15–20 км или более [Буртман, 1976; Дронов, 1991].

Во внешней зоне южного колена горизонтальной флексуры его ядерная часть осложнена дисгармоничными горизонтальными складками второго порядка, из которых лучше изучена Акбогусская складка (Ак, рис. 6.12). Она образована изоклинальными складками F_4 и наволоками стадии D-4, которые на стадии D-5 были смяты в вертикальные складки, а на стадии D-6 изогнуты в виде горизонтальной складки (рис. 6.13). Акбогусская горизонтальная складка, в свою очередь, обладает внутренней структурной дисгармонией, являющейся следствием нагнетания материала в ее осевую зону. Строение и история формирования Акбогусской горизонтальной складки подробно описаны в работах: [Буртман, 1968 а,б, 1976].

Было проведено палеомагнитное изучение позднепалеозойских пород южного колена Ферганской горизонтальной флексуры [Буртман, Гуларий, 1973; Клишевич и др., 1986, 1989]. Полученные результаты находятся в согласии с выводом о вторичном происхождении этой горизонтальной складки. Аппаратура и методика обработки палеомагнитных данных в то время, когда проводились исследования, были несовершенны, и эти палеомагнитные результаты не соответствуют современным критериям качества. Их следует рассматривать как предварительные.

Северное колено Ферганской горизонтальной флексуры находится на территории северной час-

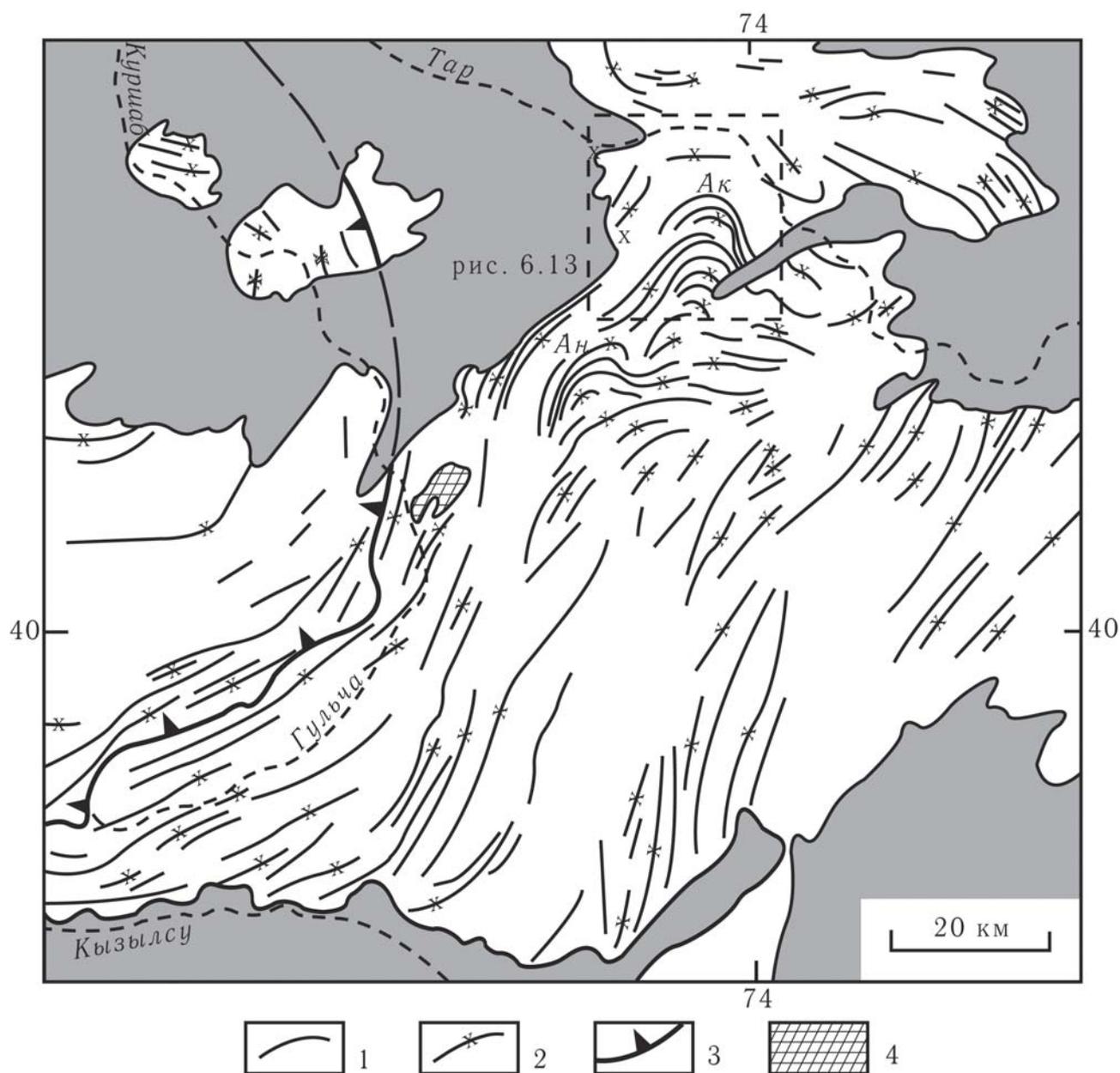


Рис. 6.12. Структурный план южного колена Ферганской горизонтальной флексуры, по данным А.В. Яговкина [1974а] и автора

1, 2 — осевые линии вертикальных складок стадии деформации D-5: 1 — антиклинали и антиформы, 2 — синклинали и синформы; 3 — Узген-Санзарский надвиг; 4 — пермские граниты. Тонирована область распространения кайнозойских и мезозойских пород

ти Ферганского хребта, Баубашатинского горного узла и Атойнакского хребта. В северной части Ферганского хребта это колено осложнено Окжетпесской горизонтальной флексурой второго порядка [Талашманов, 1980]. В Северо-Ферганской тектонической зоне северное колено горизонтальной флексуры очерчено осевой линией Майлисуьской

синформы F_5 , дугообразно изогнутой в западном направлении (7, рис. 6.3).

Механизм деформаций Восточной Ферганы

Значительное распространение получила схема позднепермских деформаций Восточной Фер-

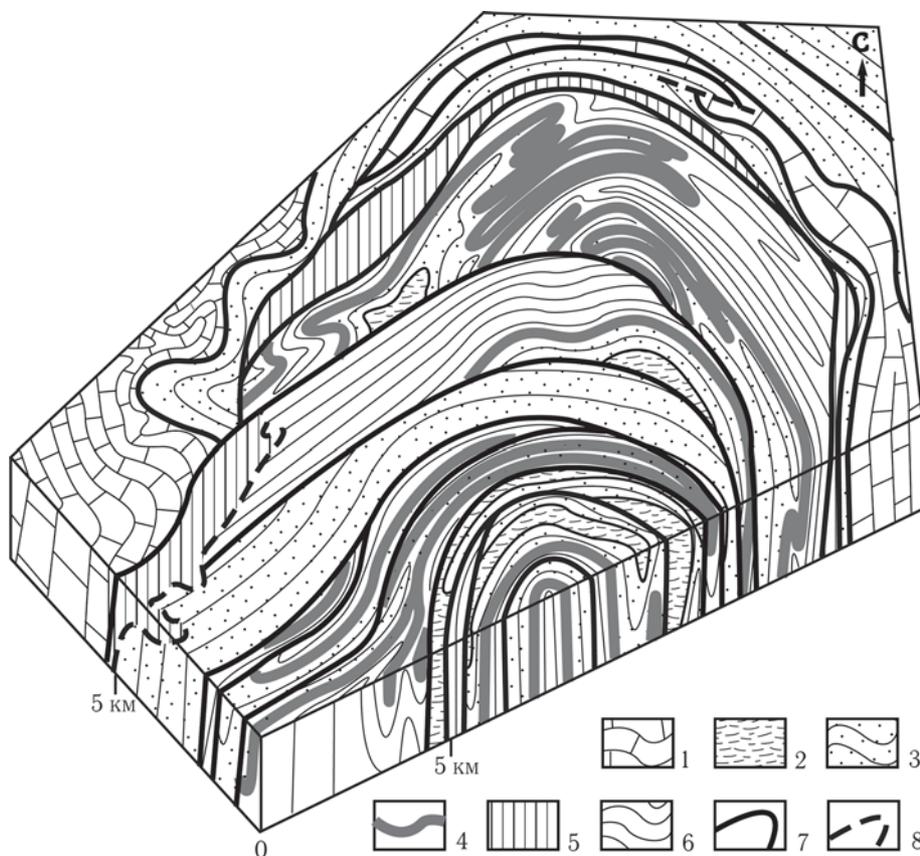


Рис. 6.13. Акбогусская горизонтальная складка

Положение рисунка см. на рис. 6.12

1 — известняки с фораминиферами позднего карбона; 2 — конгломераты и песчаники с позднемосковскими фораминиферами в цементе породы; 3 — терригенный флиш с раннемосковскими фораминиферами в прослоях известняков; 4 — кремни и известняки с гониатитами серпуховского века (возрастной интервал стратиграфически конденсированного разреза этой пачки охватывает часть девона и нижний карбон); 5 — туфопесчаники и известняки с девонскими амфипорами; 6 — глинистые, кремнисто-глинистые и кремнистые сланцы с силурийскими граптолитами; 7 — наволочки и надвиги стадий деформации D-4 и D-5; 8 — разломы стадии деформации D-6. Рельеф земной поверхности не показан

ганы, которая предусматривает формирование Ферганской горизонтальной флексуры до сдвига по Таласо-Ферганскому разлому [Бискэ и др., 1982; Буртман, 1976; Ломизе, 1996; Поршняков, 1983; и др.]. Другие варианты предполагают одновременное формирование Ферганской горизонтальной флексуры и Таласо-Ферганского сдвига [Бакиров, 1964а; Коныгин, Леонов, 1985]. Вывод о том, что Таласо-Ферганский сдвиг моложе Ферганской горизонтальной флексуры, опирается на два главных аргумента.

Первым аргументом являются структурные соотношения между пермскими вертикальными и горизонтальными складками в Северо-Ферганской тектонической зоне. В этом районе цепи вертикальные складок F₆, формирование которых можно связать со сдвигом по Таласо-Ферганскому разлому, наложены на горизонтальную складку северного колена Ферганской горизонтальной флексуры. Структурные схемы, иллюстрирующие такие соотношения, были опубликованы в работах: [Бискэ и др., 1982; Буртман, 1976, 1984]. Я писал выше о трудностях, которые возникают в Северной Фергане при определении принадлежности вертикаль-

ных складок к стадии D-5 или к стадии D-6. Это позволяет сомневаться в реальности цепей вертикальных складок F₆. Вероятно, в виде цепей складок, сопряженных с Таласо-Ферганским сдвигом, были объединены разные складки, сформированные на стадиях F₅ и F₆. Это заставляет признать первый аргумент ненадежным.

Второй аргумент состоит в том, что Таласо-Ферганский сдвиг срезает северное крыло Ферганской горизонтальной флексуры. В южном колене горизонтальной флексуры были описаны большие дисгармоничные горизонтальные складки, свидетельствующие о широком распространении процесса пластического тектонического течения [Буртман, 1976]. Структурные формы, возникшие в результате тектонического течения, были изучены в этом районе на мезо- и микроуровнях и высказано предположение о том, что вся Ферганская горизонтальная флексура является следствием тектонического перетекания масс Алая, выдавленных под действием меридионального стресса [Коныгин, Леонов, 1987]. В этом варианте Ферганская горизонтальная флексура представляет собой огромную горизонтальную протрузию, переместив-

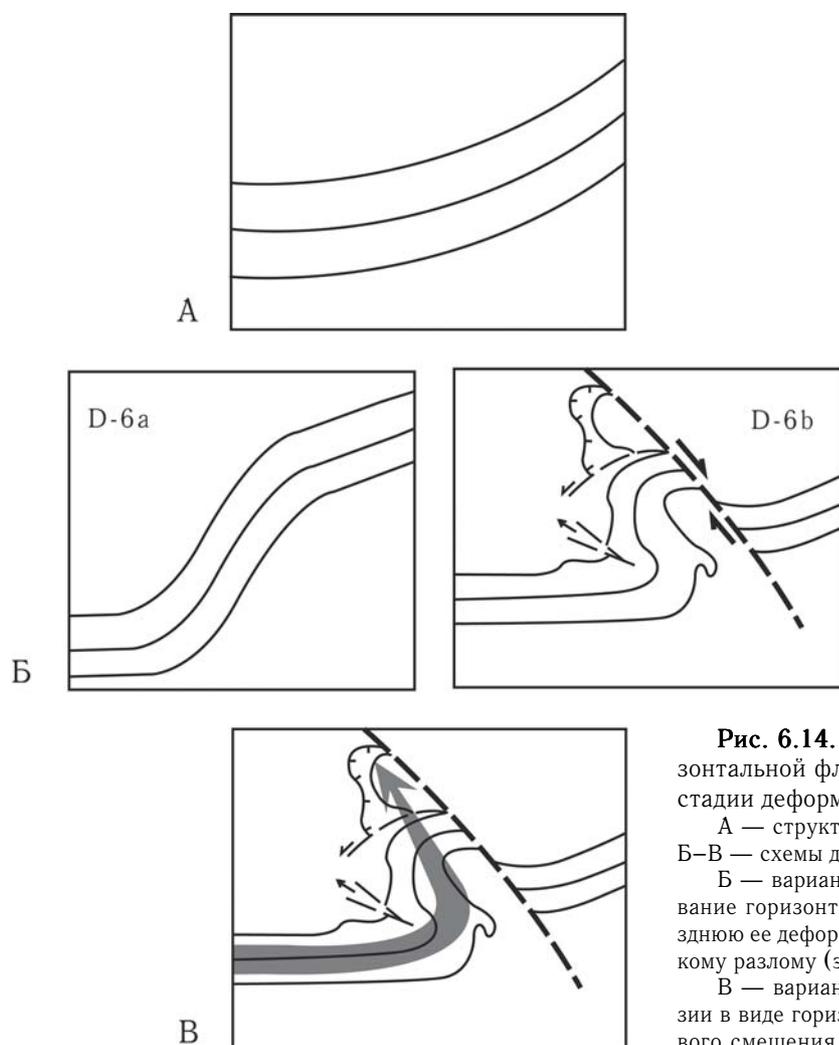


Рис. 6.14. Схемы формирования Ферганской горизонтальной флексуры и Таласо-Ферганского сдвига на стадии деформации D-6

A — структурный план в конце стадии деформации D-5;
Б-В — схемы деформации на стадии D-6

Б — вариант, предусматривающий более раннее образование горизонтальной флексуры (эпизод D-6a) и более позднюю ее деформацию в связи со сдвигом по Таласо-Ферганскому разлому (эпизод D-6b)

В — вариант, согласно которому формирование протрузии в виде горизонтальной флексуры было причиной сдвигового смещения по Таласо-Ферганскому разлому. Широкой стрелкой показано направление тектонического течения

шуюся в северо-западном направлении [Леонов, 2000]. Северо-восточным ограничением этого пластического потока был Таласо-Ферганский разлом, и большая часть сдвигового смещения по нему является следствием формирования горизонтальной протрузии. При таком механизме деформации Ферганская горизонтальная флексура и Таласо-Ферганский разлом могли возникнуть в одно время, или флексура может быть моложе разлома, сместитель которого послужил готовой границей для пластического потока. Возможность протрузивного механизма формирования Ферганской горизонтальной флексуры не позволяет опираться на структурные соотношения между флексурой и сдвигом (второй аргумент) для определения последовательности формирования этих структурных форм.

На рис. 6.14 представлены схемы двух вариантов истории формирования Ферганской горизон-

тальной флексуры и Таласо-Ферганского сдвига на стадии D-6. Можно привести несколько доводов в пользу протрузивного механизма формирования Ферганской горизонтальной флексуры (вариант «В» на рис 6.14).

1. Протрузивный вариант хорошо увязывается с явлением, которое всегда вызывало удивление: почему длина смыкающего крыла левой Ферганской горизонтальной флексуры соизмерима с магнитудой позднепалеозойского правого сдвига по Таласо-Ферганскому разлому, если эти структурные формы формировались независимо?

2. Рассматриваемый механизм объясняет уменьшение магнитуды Таласо-Ферганского сдвига у южной границы Тянь-Шаня. Он не требует существования здесь тектонических структур, компенсирующих это уменьшение магнитуды. Такие структурные формы и не были найдены.

3. Существование в Туркестано-Алае зон концентрированных деформаций, в которых обнаружено экстремальное продольное удлинение геологических объектов, позволяет предполагать, что происходило также продольное удлинение всего складчатого пояса, — необходимое условие для формирования гигантской протрузии.

Все сказанное делает предпочтительным протрузивный механизм формирования Ферганской горизонтальной флексуры в результате тектонического течения масс.

Джунгарский сдвиг

О геологической истории Джунгарского разлома (Д, рис. 4.10) данных мало. Соотношение Джунгарского разлома с тектоническими структурами его крыльев свидетельствует о правосдвиговом смещении. Такой же вывод получен в результате изучения микроструктуры мигматитов и милонитизированных сланцев и кварцитов вблизи сместителя разлома. Аг-Аг возраст новообразованного мусковита в милоните, испытавшем правосдвиговую деформацию в зоне Джунгарского разлома, определен в 269 ± 5 млн лет. Юго-восточное окончание Джунгарского сдвига сопряжено с разломом, имеющим широтное простирание. Микроструктурное изучение милонитов в зоне этого разлома также свидетельствует о правом сдвиге [Laurent-Charvet et al., 2002].

Южные границы тектонических зон Борохоро и Южно-Турфанской (которые до сдвигового смещения были продолжением одна другой) разобщены на расстояние более 200 км вдоль Джунгарского разлома. Трудно оценить, какая часть этого интервала обязана смещению по сдвигу и пластической деформации в его зоне (и когда это произошло), а какая — первичному простиранию фациальной границы в направлении будущего разлома.

Другие структурные формы

Описанные выше структуры стадии D-6 являются наиболее крупными, но не единственными структурными формами, сформированными на этой стадии деформации. Важную роль в структуре Западного Тянь-Шаня имеют разломы стадии D-6, ограничивающие Северо-Ферганскую текто-

ническую зону (рис. 5.2, 6.3, 6.4). В поле напряжений, существовавшем на стадии D-6, на разных участках Тянь-Шаня происходили перемещения по правым сдвигам северо-западного простирания и левым сдвигам восток–северо-восточного и широтного простирания, сопровождаемые складчатыми деформациями и сдвигами более высоких порядков. Специальные работы были посвящены системе сдвигов стадии D-6 в западной части Северного Тянь-Шаня [Киселев, Королев, 1964 а,б]. Структурные формы, созданные на стадии D-6, были описаны и в других районах Северного Тянь-Шаня, в Чаткальской и Нарынской зонах и в Южном Тянь-Шане. Некоторые из них рассмотрены ниже.

Кызылкумские горизонтальные складки.

На территории Тамдытау, Аристантау, Сангрунтау и Северного Нуратау складки F_5 очерчивают пологую правую горизонтальную флексуру F_6 . Смыкающее крыло этой флексуры имеет северо-западное простирание и длину более 100 км. Восточное крыло горизонтальной флексуры в Нуратау простирается под пологим углом к смыкающему крылу. Западное крыло горизонтальной флексуры находится в Тамдытау. Оно имеет широтное простирание и составляет со смыкающим крылом флексуры угол 40° . Главная структурная форма Северного Тамдытау — Тюменбайская синформная складка F_5 (1, рис. 6.3) с относительно пологими крыльями ($20-40^\circ$). Иная интенсивность деформации на смыкающем крыле горизонтальной флексуры, где находятся крутые моноклинали и сжатые складки. В его пределах (на северо-востоке Аристантау, в Сангрунтау) наклон обнаженного южного крыла Тюменбайской синформы F_5 становится близким к вертикальному [Буртман, 1973].

Севернее, в Букантау и Джетымтау, обнажена часть большой горизонтальной складки F_6 , дисгармоничной по отношению к описанной выше горизонтальной флекуре (рис. 6.3). В целом, структурный рисунок стадии D-6 в северной части Центрального Кызылкума подобен структурному рисунку, созданному на стадии D-6 в Восточной Фергане, но масштаб деформаций D-6 в Кызылкуме значительно меньше. Можно предполагать, что на севере Центрального Кызылкума в позднем палеозое находился дополнительный депоцентр, куда путем горизонтальной протрузии поступал материал в результате раздавливания широтной части южно-тяньшаньского складчатого пояса.

Атбаш-Иныльчекский разлом и сопровождающие деформации. Этот разлом, бывший наволоком на стадии D-5, на стадии D-6 был разделен на Уюрмин-Иныльчекский и Атбашский разломы, имеющие разную кинематику. Первый из них на стадии D-6 был левым сдвигом, второй — надвигом или взбросом (рис. 6.7). В хребтах Джаныджерский, Борколдой, Иныльчекский находятся вертикальные складки F₆ (Джаныджерская, Тезская, Аtdжайляуская и др. — рис. 6.7), имеющие широтное и юго-восточное простирание — диагональное по отношению к Уюрмин-Иныльчекскому левому сдвигу. Упомянутые складки формировались в левом транспрессивном поле напряжений. В этом поле напряжений возникли и небольшие левые горизонтальные флексуры. Примером последних может служить горизонтальная флексура, в которую на стадии D-6 была смята Чакыркумская синформа F₅ (Чак, рис. 6.7) [Бискэ и др., 1985]. В Атбашском хребте деформации стадии D-6 представлены также Акбеитским левым сдвигом (Акб, рис. 6.7), имеющим магнитуду 6 км, и более мелкими сдвигами. Левые сдвиги северо-восточного простирания, возникшие на стадии деформации D-6, распространены на всей территории рассматриваемого сектора.

Зоны концентрированных деформаций в Южном Тянь-Шане. В хребтах Алайском, Туркестанском, Нуратау были изучены интенсивно деформированные узкие и протяженные тектонические зоны (акмуйнакская, нуратау-курганакская), продолжающие одна другую (АК, НК, рис. 6.3). Их называли «зоной смятия», «вязким разломом», «безофиолитовым коллизионным швом», «линеamentной зоной», «зоной внутриплитной коллизии», «зоной концентрированных деформаций». Последний термин [Леонов и др., 2000] хорошо соответствует морфологии этих зон. В акмуйнакской зоне концентрированных деформаций удлинение известняковой гальки конгломератов вследствие пластического течения достигает 300 %, в нуратау-курганакской зоне — местами превышает 500 %. В Алайском хребте и в Нуратау в этих зонах было установлено, что стресс имел меридиональное направление и правосдвиговую компоненту [Колодяжный и др., 1991; Ненахов, 1997]. В Туркестанском хребте в пределах нуратау-курганакской зоны находится небольшая левая горизонтальная флексура [Леонов, 1993], вероятно имею-

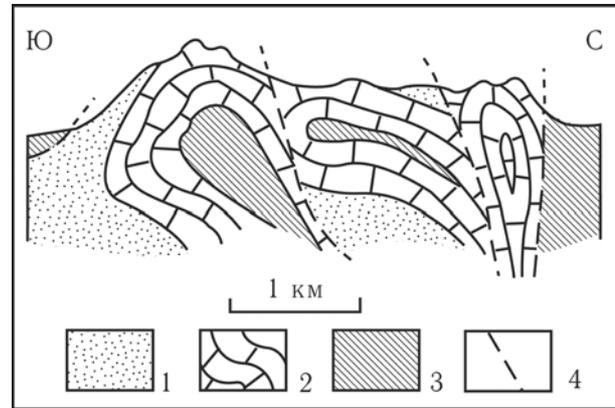


Рис. 6.15. Каплевидные антиклинали в нуратау-курганакской зоне концентрированных деформаций, Туркестанский хребет ([Коньгин и др., 1988], с изменениями)

1 — конгломераты, песчаники, глыбовые брекчии (верхний палеозой); 2 — известняки (девон, нижний карбон); 3 — флиш, сланцы (силур); 4 — разломы

щая протрузионное происхождение. В зонах концентрированных деформаций отмечены проявления динамометаморфизма и вертикального тектонического диапиризма. Следствием последнего было формирование сжатых каплевидных антиклиналей (рис. 6.15). Влияние процессов диапиризма на складкообразование предполагают и вне рассматриваемых зон [Коньгин и др., 1988; Рогожин, 1977].

Динамометаморфические преобразования в акмуйнакской зоне претерпели осадочные и магматические породы разного возраста, включая пермские монциты и сиениты, что позволяет связывать формирование зон концентрированных деформаций со стадией D-6.

6.4. Туркестанская океаническая сутура

Коллизионная сутура Туркестанского океанического бассейна (рис. 1.3) отделяет породы Киргизского палеозойского микроконтинента от пород Алай-Таримского континента и шарьированных на него пород аккреционной призмы, сформированной у края Киргизского микроконтинента. Сутура возникла в московское время вследствие коллизии этих сиалических блоков. В дальнейшем положение сутуры претерпело изменения в процессе континентальной субдукции и в результате деформаций на

стадиях D-5 и D-6, происходивших в пермское время, а также при кайнозойских деформациях.

В позднепермское время Северо-Ферганский тектонический блок Южно-Туркестанского домена был надвинут на край Чаткальской тектонической зоны и перекрыл Туркестанскую сутуру (рис. 5.2, 6.4). В результате этого, в Северной Фергане породы Алай-Таримского континента и Киргизского микроконтинента разделены Атойнакским сдвигом-надвигом и Чатским (Западно-Карасуйским) надвигом, линии которых являются кенотафами океанической сутуре, погребенной под этими надвигами. Около этих разломов в надвинутом блоке распространены офиолиты структурных единиц Керей и Шайдан. Из Северной Ферганы океаническая сutura пересекает Ферганскую долину в южном направлении. Определить трассу сутуры помогают магнитные аномалии в фундаменте Ферганской долины, рисунок которых различен в породах Чаткальской и Южно-Ферганской тектонических зон, и результаты бурения [Далимов и др., 1998; Рыжков, Хаматов, 1956].

В Южной Фергане Туркестанская сutura имеет широтное простирание (рис. 5.3). Она отмечена зоной офиолитового меланжа структурной единицы Кан. В Нуратинском районе Кызылкума сutura приобретает северо-западное направление и проходит между Северным Нуратау, принадлежащим Южно-Туркестанскому домену, и горами Пистали и Ханбанды, сложенными породами Чаткальской тектонической зоны (рис. 5.13). От Чаткальской зоны на запад протягивается пояс магнитных аномалий, отмечающий положение в Кызылкуме Кураминского окраинно-континентального вулканического пояса, скрытого под кайнозойскими осадками. Южная граница магнитных аномалий очерчивает петлю вокруг Северного Букантау и в Западном Кызылкуме меняет направление, поворачивая в сторону Урала [Далимов и др., 1998, 2002]. Туркестанская сutura находится южнее вулканического пояса и повторяет его конфигурацию. В Кызылкуме около сутуры обнажены голубые сланцы и офиолиты единиц Кулкудук и Тамды.

В Центральном Тянь-Шане находится восточное продолжение Туркестанской океанической сутуры, смещенное по Таласо-Ферганскому сдвигу относительно Северной Ферганы (рис. 5.15, 6.7, 6.8). Как

и в Северной Фергане, позднепалеозойская сutura скрыта здесь под надвигом пород Южно-Туркестанского домена на Нарынскую тектоническую зону. Ныне сутурная линия — граница между доменами — проходит вдоль Атбаши-Иныльчекского сдвига-надвига, образованного в поздней перми и частично скрытого под кайнозойскими осадками Атбаши-Иныльчекской депрессии. Около Туркестанской сутуры находятся породы, метаморфизованные до эклогитов, голубых и зеленых сланцев (единица Атбаши), и офиолиты единицы Кельтубек.

В Восточном Тянь-Шане продолжение Туркестанской сутуры называют разломом Хантенгри-Кюмюш (Kumux, Kumishi), Кинбулак-Кавабулак (Qinbulak-Qawabulac) или Южной сутурой Тянь-Шаня [Allen et al., 1993a; Liu et al., 1997; Wang et al., 1990]. Протяженность тектонического шва в Восточном Тянь-Шане — более 1000 км (рис. 4.10). Характер позднепалеозойских смещений по этому разлому различен в его западной и восточной частях.

В западной части рассматриваемого района Туркестанская сutura представляет собой полосу, шириной до 8 км, сложенную милонитами по амфиболитам, гнейсам и зеленым сланцам. Она имеет вид надвига, осложненного продольным левым сдвигом. Эти разломы, вероятно, имеют позднепалеозойский возраст. Надвигание происходило в северном направлении. Сutura отделяет породы с метаморфизмом высоких давлений, залегающие в южном крыле надвига, от зоны метаморфизма высоких температур в северном крыле надвига [Gao et al., 1995]. Около сутуры находится пояс голубых и зеленых сланцев с эклогитами и офиолиты Чангавузи и Гулугоу.

Восточнее — к северо-востоку от г. Кюмуш (Kumishi) рассматриваемый тектонический шов сопровождается 500-метровой зоной слабо метаморфизованных пород, среди которых — мраморы, конгломераты, сланцы, серпентиниты и габбро. К югу от шва метаморфизм постепенно возрастает, достигая кианитовой зоны. На основании изучения вергентности складок и будинажа здесь установлено надвигание в южном направлении. Отмечены также признаки продольных правосдвиговых смещений в сутурной зоне и непосредственно к северу от нее [Allen et al., 1993a].

Глава 7

Тектоническая эволюция и геодинамика Тянь-Шаня в палеозое

Изложенные ниже выводы о тектонической истории и геодинамике Тянь-Шаня основаны на геологических данных, приведенных в предыдущих главах. Используются также сведения, полученные в результате палеомагнитных и биогеографических исследований.

В течение большей части палеозоя — до позднего карбона — породы Северо-Туркестанского и Южно-Туркестанского доменов были разделены Туркестанским океаническим бассейном. В это время каждый из доменов имел собственную геологическую историю, определявшуюся динамическим взаимодействием континентальных и океанических структур.

7.1. Северо-Туркестанский домен

7.1.1. Протерозой (147) — 7.1.2. Ранний палеозой (149) — 7.1.3. Средний и поздний палеозой (150) — Джунгаро-Балхашский океанический бассейн и террейн Богдашань (150) — Киргизский террейн (151)

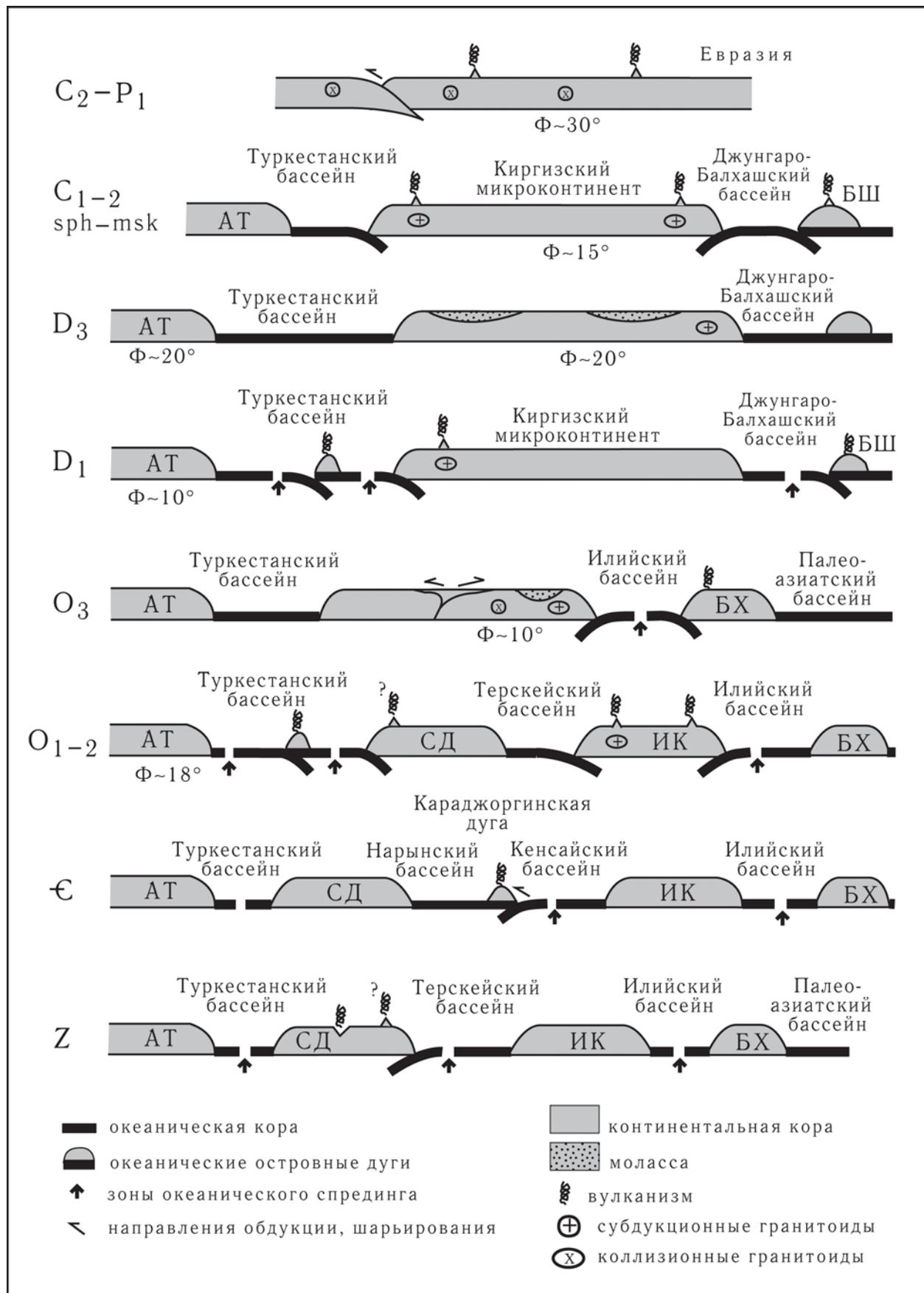
7.1.1. Протерозой

Предыстория. Особенностью тектонической интерпретации данных о древних породах Тянь-

Шаня являются слабая аргументация выводов и шаткость датировки событий. Это обусловлено свойством данных.

Модель досинийского тектонического развития Северо-Туркестанского домена была предложена в работах: [Бакиров, 1999; Бакиров, Максумова, 2001; Бакиров и др., 2003]. Согласно этой модели, в раннем протерозое существовал Копурелисай-Семизсайский океанический бассейн (копурелисайский комплекс находится в Заилийском хребте, семизсайский комплекс — в Чаткальском хребте), который разделял Кокбулак-Терексайский и Актюзский континентальные блоки. Актюзская окраина океанического бассейна была пассивной, другая окраина — активной. Коллизия Кокбулак-Терексайского и Актюзского континентальных блоков сопровождалась шарьированием океанической коры на континентальную, эксгумацией высокобарических метаморфических комплексов, мигматизацией и внедрением гранитоидов. На время этих событий может указывать раннепротерозойский U-Pb возраст цирконов из мигматитов (1,9–2,2 млрд лет — кассанский комплекс и кеминская свита).

В рифее большая часть Северо-Туркестанского домена была в континентальных условиях. Во внутренних морях накапливались карбонатные осадки, кварцевые пески, глины. Выделены три импульса тектономагматической активности: 1300 млн лет —



кислый и бимодальный вулканизм в континентальных рифтах, 1100 млн лет — гранитный магматизм и зональный метаморфизм, 850 млн лет — кислый вулканизм в условиях континентального рифтогенеза. Последний импульс привел к накоплению мощных вулканитов. Возможно, он был обусловлен подъемом мантийного диапира, который предшествовал расколу континентальной коры и океаническому спредингу.

Синий. В синии продолжались процессы континентального рифтогенеза, о чем свидетельствуют рифтогенные отложения этого возраста, распространенные в Налацинской, Нарынской и Чаткальской тектонических зонах. Рифтогенез привел к расколу рифейских континентов на блоки и открытию океанических бассейнов. В Северо-Туркестанском домене возникли Терсейский и Илийский океанические бассейны, разделившие сиалические блоки — Сырдарьинский, Иссыккульский и Борохоро (рис. 7.1).

Имеются данные о существовании Терсейского океанического бассейна в раннем синии. В это время на его окраине происходили процессы аккреции, с которыми связано формирование довендских шарьяжей хребта Караджорго. В венде в Малом Каратау обломки пород океанической коры попали в осадки, которые формировались на континентальной коре. Следовательно, к этому времени часть океанической коры была деформирована (вероятно, в аккреционной призме), подверглась абразии или эрозии.

7.1.2. Ранний палеозой

Модели тектонического развития Северо-Туркестанского домена или его частей в раннем палеозое предложены многими исследователями [Бакиров, Максумова, 2001; Замалетдинов, Осмонбетов, 1988; Ломизе и др., 1997; Миколайчук, Куренков и др., 1997; Хераскова, 1998; Burtman, 1997; Maksimova et al., 2001]. Они имеют общую теоретическую основу и значительное сходство.

Илийский океанический бассейн и его континентальные окраины. Этот океанический бас-

сейн, разделявший террейны Борохоро и Иссыккульский, судя по возрасту офиолитов, уже существовал в раннем кембрии. Вероятно, он возник в венде. Террейн Борохоро представлял собой микроконтинент, илийская окраина которого до среднего ордовика была пассивной, позднее — активной.

Субдукция океанической коры под илийский край Иссыккульского микроконтинента началась ранее, чем на его терсейском краю. Субдукционные вулканиты появились среди отложений илийской окраины этого микроконтинента в тремадоке. В раннем—среднем ордовике Иссыккульский микроконтинент имел магматические пояса на двух окраинах. В обоих магматических поясах вулканизм продолжался до карадока.

В среднем ордовике произошла обдукция пород океанической коры Илийского океанического бассейна на северный край Иссыккульского террейна. Обдукция офиолитов может сопровождать формирование аккреционной призмы или быть результатом коллизии и закрытия океанического бассейна. На илийской окраине Иссыккульского террейна распространены коллизионные граниты позднего ордовика — силура и раннесилурийские известково-щелочные субдукционные вулканиты. Они склоняют в пользу вывода об аккреционном происхождении среднеордовикских шарьяжей и более позднем (в силуре) закрытии Илийского океанического бассейна.

События на окраинах Иссыккульского микроконтинента инициировали деформацию его коры, приведшую к формированию внутриконтинентальных орогенных и тафрогенных впадин. В среднем и верхнем ордовике в этих впадинах накопилась мощная моласса.

Терсейский океанический бассейн и его континентальные окраины. В раннем палеозое сырдарьинский край Терсейского океанического бассейна был пассивным, иссыккульский край — активным (рис. 7.1). В кембрии — начале ордовика Караджоргинская океаническая островная дуга разделяла Терсейский бассейн на две ванны — Нарынскую задуговую и Кенсайскую преддугую. Субдукция океанической коры Кенсайского бассейна происходила под Караджоргинскую вулка-

←

Рис. 7.1. Тектоногеодинамическая модель тектонического развития Тянь-Шаня

АТ — Алай-Таримский континент; микроконтиненты: БХ — Борохоро, ИК — Иссыккульский, СД — Сырдарьинский; БШ — Богдошаньская островная дуга; Ф — палеомагнитные палеошироты

ническую дугу, а обдукция — на эту дугу. Во фронтальной части дуги возникла аккреционная призма, на которой с угловым несогласием лежат морские осадки позднего аренига — лланвирна.

В арениге Кенсайский бассейн был закрыт и Караджоргинская дуга причленилась к Иссыккульскому микроконтиненту (коллизия-1). На территории Джумгалского хребта распространены ордовикские турбидиты и граувакки, сложенные обломками пород островной дуги, и аркозовые породы континентального происхождения. Эти турбидиты, вероятно, отмечают начало коллизии Караджоргинской островной дуги с микроконтинентом. К сожалению, фауна, найденная в турбидитах, не позволяет определить возраст этих отложений с желаемой точностью. Более определенные данные получены в хребте Каракатты, где распространены вулканогенные породы Караджоргинской островной дуги, содержащие конодонты среднего аренига. В верхней части их разреза появляется обильный материал континентального происхождения — следствие коллизии островной дуги с микроконтинентом.

В результате аренигской коллизии-1 породы бывшей Караджоргинской островной дуги образовали аккреционную призму у края Иссыккульского микроконтинента, на которой стали формироваться турбидиты. После коллизии-1 началась субдукция океанической коры Терскейского бассейна под Иссыккульский микроконтинент. Следствием этого было возникновение в среднем ордовике магматического пояса на терскейском краю этого микроконтинента.

Субдукция океанической коры Терскейского бассейна под Иссыккульский микроконтинент привела в конце среднего — начале позднего ордовика к коллизии Иссыккульского и Сырдарьинского сиалических блоков (коллизия-2) и их объединению в Киргизский микроконтинент.

Одним из следствий коллизии-2 было прекращение формирования турбидитов на южной окраине Иссыккульского террейна в конце среднего ордовика. В конце среднего — начале позднего ордовика на Иссыккульский террейн были шарьированы породы континентального склона Иссыккульского террейна, породы аккреционной призмы, состоящей из пород Караджоргинской океанической дуги и Кенсайского океанического бассейна, другие породы океанической коры Терскейского бассейна. Вероятно, существовали и шарьяжи, сложенные породами окраины Сырдарьинского

террейна. Об этом свидетельствуют олистоплаки известняков верхнего кембрия — тремодока, среди среднеордовикских турбидитов в Присонкульском районе. Высока вероятность, что эти известняки являются обломками шарьяжа, сложенного породами Сырдарьинского террейна [Гесь, 1980]. Во второй главе (§ 2.2.1) были описаны буренхайские шарьяжи на Иссыккульском террейне, которые также, по-видимому, сложены породами Сырдарьинского террейна.

В результате шарьирования, смятия в складки и последующей эрозии, породы разного происхождения прихотливо распределены по поверхности Иссыккульского террейна (рис. 2.2). Останцы шарьяжей рассеяны в пределах полосы, охватывающей часть Киргизского, Сусамырского, Джумгалского, Терскейского и других хребтов. Между меридианами 74° и 77° в.д. ширина этой полосы и, соответственно, амплитуда шарьяжей достигает 70 км.

С коллизией-2 связано также формирование шарьяжей на Сырдарьинском микроконтиненте. Они сложены породами континентального склона и шельфа и широко распространены в Таласской тектонической зоне.

7.1.3. Средний и поздний палеозой

В среднем палеозое породы Северо-Туркестанского домена слагали Киргизский микроконтинент, кору Джунгаро-Балхашского океанического бассейна и островную дугу Богдашань.

Джунгаро-Балхашский океанический бассейн и террейн Богдашань

Джунгаро-Балхашский океанический бассейн располагался между Киргизским микроконтинентом и океанической островной дугой Богдашань. Вулканическая дуга Богдашань существовала в карбоне. Вероятно, ей предшествовала девонская дуга. Для этого времени можно говорить о Джунгаро-Балхашском океаническом бассейне — краевом море Иртыш-Зайсанского (Палеоазиатского) океанического бассейна.

На окраине Киргизского террейна в зоне Борохоро вдоль Джунгарского разлома протягивается пояс каменноугольных субдукционных гранитоидов.

дов и вулканитов, что позволяет сделать вывод о падении зоны субдукции под Киргизский террейн. Офиолиты шарьированы в позднем карбоне на богдошанскую окраину Джунгаро-Балхашского океанического бассейна. Этот океанический бассейн был закрыт в позднем карбоне в результате коллизии островной дуги Богдашань с Киргизским микроконтинентом (рис. 7.1)

Киргизский террейн

Киргизский микроконтинент образовался в позднем ордовике в результате объединения Иссыккульского и Сырдарьинского раннепалеозойских континентальных террейнов. В силуре после закрытия Илийского океанического бассейна в состав Киргизского микроконтинента был включен террейн Борохоро. С этого времени Киргизский микроконтинент разделял Туркестанский и Джунгаро-Балхашский океанические бассейны. После закрытия океанических бассейнов в позднем карбоне Киргизский микроконтинент вошел в состав Евразийского континента.

Силур

В Чаткальской провинции Западного Тянь-Шаня на туркестанском склоне Киргизского микроконтинента в раннем силуре формировался флиш. Во внешней зоне шельфа накапливались карбонатные породы, на внутреннем шельфе — карбонатно-терригенные отложения. В прибрежной части обломочный материал был более грубый и, наряду с органогенными известняками, отлагались красноцветные и пестроцветные кластиты. Внутренняя часть Киргизского микроконтинента была в силуре выше уровня моря и служила источником обломочного материала.

Коллизия Киргизского микроконтинента с террейном Борохоро, следствиями которой были закрытие Илийского океанического бассейна и присоединение террейна Борохоро к Киргизскому микроконтиненту, произошла в позднем венлоке — раннем лудлове — до отложения красноцветной молассы позднего лудлова.

На большей части территории Киргизского микроконтинента распространены следы деформаций, которые были вызваны коллизией Сырдарь-

инского и Иссыккульского террейнов в позднем ордовике. Это находит подтверждение в Таласской зоне, где Rb-Sr методом определен возраст послескладчатых гранитов Малого Каратау, внедрившихся вблизи границы между ордовикским и силурийским периодами. Предсилурийские деформации были не повсеместны. В Чаткальском хребте нижнесилурийского флиш согласно лежит на отложениях ордовика. Эти породы были смяты в складки между ранним силуром и ранним девоном.

На всей территории Киргизского террейна распространено преддевонское угловое несогласие. Возрастной интервал, отвечающий этому несогласию, простирается от карадока до раннего или среднего девона, а местами — до верхнего девона. В хребте Кетмень деформации происходили в лудлове или после лудлова.

Магматизм. На туркестанской окраине Киргизского микроконтинента в силуре происходили вулканические извержения. В Западном Тянь-Шане в Чаткальской провинции распространены вулканиты нижнего силура, среди которых преобладают лавы среднего и кислого состава, обычные для краевого вулканического пояса. В Восточном Тянь-Шане в силуре извергались лавы и туфы основного и среднего состава.

Раннесилурийские субдукционные вулканиты распространены также в северо-восточной части Центрального Тянь-Шаня, где находятся в тектонических соотношениях с окружающими породами. Эти вулканиты слабо изучены. Обилие среди них базальтов позволяет предполагать существование раннесилурийской океанической вулканической дуги в Илийском океаническом бассейне. Обдукция пород вулканической дуги на Киргизский микроконтинент произошла перед или во время коллизии Киргизского и Борохоро террейнов.

Субдукционные вулканиты формировались в раннем силуре и на микроконтиненте Борохоро.

Девон

В течение большей части силурийского периода и в раннем—среднем девоне почти на всей территории Киргизского террейна господствовали наземные обстановки эрозии и седиментации. На туркестанской окраине в живетском и франском веках формировалась континентальная моласса (рис. 4.3, 4.8). В начале этого возрастного интер-

вала грубообломочные несортированные осадки накапливались в предгорных долинах. Источником обломочного материала было тоялмышское поднятие (область разрезов тоялмышского типа). Позднее оно было нивелировано и территория превратилась в аллювиальную равнину, по которой блуждали реки, берущие начало на северо-тяньшанском поднятии. В фаменском веке туркестанская окраина вследствие морской трансгрессии стала областью накопления неритовых карбонатов, глин и тонкозернистых кластитов (рис. 4.4, 4.9). В Западном Тянь-Шане область накопления описанных отложений была ограничена со стороны Туркестанского бассейна карбонатным рифом.

Во внутренней области Кыргызского континента в позднем девоне в наземной и озерной обстановках накапливались молассы.

Магматизм. В интервале поздний силур — эйфельский век продолжалась (или возобновилась) вулканическая активность в краевом поясе, расположенном на территории Чаткальской провинции Западного Тянь-Шаня. Извержения происходила в наземных условиях. Вулканиды имеют повышенное содержание щелочей и титана. Последовательность извержений гомодромная, содержание калия возрастает внутрь континента по мере удаления от его края. Все это позволяет делать вывод о том, что с позднего силура до среднего девона происходила субдукция океанической коры под чаткальскую часть туркестанской окраины Кыргызского микроконтинента.

Нарат-Заилийский магматический пояс. В Восточном Тянь-Шане, в тектонической зоне Нарат севернее Туркестанской сuture расположены девонские граниты I-типа. Западное продолжение пояса девонских гранитов зоны Нарат отстывает от Туркестанской сuture и протягивается в хребты Кунгей и Заилийский, где, наряду с гранитами, распространены вулканогенные породы раннего—среднего девона.

Ранне-среднедевонский магматизм Заилийского вулканического района (хребтов Заилийский, Кунгей, Кастек) обычно рассматривают как ветвь девонского вулканического пояса Казахстана и связывают с субдукцией со стороны Джунгаро-Балхашского океанического бассейна [Скринник, 2003; и др.]. Эти выводы не кажутся безусловными. Изучение петрохимии щелочей в вулканидах района не позволило установить полярность магматизма [Бахтеев, 1987]. Зона девонского вулка-

низма продолжается из Заилийского района на запад — в Кыргызский хребет (рис. 4.2) и на восток — в хребет Нарат. Этот магматический пояс ближе к Туркестанской сuture, чем к Джунгаро-Балхашской, и можно думать, что Нарат-Заилийский девонский магматический пояс подобен Чаткальскому поясу и генетически связан с субдукцией коры Туркестанского океанического бассейна.

Следует отметить аномально близкое положение субдукционных гранитов девонского магматического пояса к Туркестанской океанической сuture в Наратской тектонической зоне. Это, вероятно, обусловлено позднепалеозойским поперечным тектоническим сокращением складчатого пояса по разломам линии Николаева, которая проходит здесь между зоной девонских гранитных интрузий и Туркестанской сuture. Дополнительной причиной может быть более крутой наклон зоны субдукции в Восточном Тянь-Шане по сравнению с Центральным Тянь-Шанем.

Палеомагнитные данные. Палеомагнитные исследования девонских пород в разных частях Кыргызского микроконтинента дали хорошо согласуемые результаты.

В работе В.Л. Клишевича и А.Н. Храмова [1993] приведены результаты изучения намагниченности в песчаниках и алевролитах нижнего—среднего девона из восьми пунктов (1–4 и 7–10 в указанной работе), расположенных на территории Северо-Тяньшаньской и Чаткальской тектонических зон. Средний палеомагнитный вектор, вычисленный по этим данным, определяет палеошироту $20 \pm 9^\circ$.

В Чаткальском хребте при изучении алевролитов и известняков живетско-франского возраста определена палеоширота $23 \pm 2^\circ$, в Северном Тянь-Шане по кластитам среднего—верхнего девона Кыргызского и Джумгалского хребтов определена палеоширота $20 \pm 3^\circ$ [Буртман и др., 1998]. Это исследование позволило также сделать вывод о вероятном субмеридиональном простирании фациальных зон в девонское время.

Ранний карбон

В Западном и Центральном Тянь-Шане в раннем карбоне на краю Кыргызского континента, обращенном к Туркестанскому океану, на шельфе в спокойной обстановке формировались мелководные карбонатные отложения, среди которых мно-

го обломочных и органогенных известняков. В турнейском веке местами возникли лагуны и накапливались эвапориты, в визейское время в карбонатные илы поступала значительную примесь кремнистого материала. Ширина зоны неритовых известняков достигает 100 км на западе. Восточнее 75° в.д. ширина зоны в современной структуре уменьшается до 15–20 км. Вероятно, это в значительной мере явление вторичное, обусловленное поперечным сокращением Центрального и Восточного Тянь-Шаня в позднем палеозое.

В зоне карбонатно-терригенных разрезов, расположенной севернее, в раннем карбоне также накапливались мелководные осадки, но режим седиментации был неустойчивым, связанным с близостью береговой линии и ее миграциями. Среди осадков есть и грубообломочные прибрежные накопления и отложения лагун. Наибольшие перемещения береговой линии и, соответственно, большая ширина этой зоны — в Малом Каратау и в восточной части Центрального Тянь-Шаня. В первом из этих районов берег моря мигрировал в турнейском веке из Малого Каратау в восточном направлении к западной оконечности современного Киргизского хребта.

Внутриконтинентальная область, которая занимает значительную территорию Центрального Тянь-Шаня, в турнейское время и в течение большей части визейского века представляла собой невысокую, слабо расчлененную эродируемую сушу. Лишь на территории восточной части Киргизского хребта находился мелководный морской бассейн, в котором накапливались кластиты и углистые породы. В поздневизейское–раннесерпуховское время во внутриконтинентальной области возник расчлененный рельеф и началось накопление красноцветных терригенных обломочных пород, большая часть которых несет признаки аллювиальных осадков. Море периодически заливало низменную сушу, и среди континентальных отложений залегают карбонатные породы с остатками мелководной морской фауны. В позднем визе произошла трансгрессия моря в пределы Заилийского района. Море пришло с территории нынешнего Терской хребта, и область накопления мелководных карбонатно-терригенных осадков расширилась в северном направлении, захватив территории хребта Южный Кетмень и восточную часть хребта Кунгей.

Магматизм. В Западном Тянь-Шане первые признаки магматической активности появляются

в серпуховском веке в Чаткальской провинции. Они являются предвестниками интенсивного вулканизма, имевшего место в этом районе в позднекаменноугольное время.

На большей части территории Центрального Тянь-Шаня раннекаменноугольный вулканизм неизвестен. Исключением является Заилийский магматический район, где в это время происходили интенсивные вулканические извержения. Преобладал наземный вулканизм. Петрография и петрохимия вулканитов позволяют сделать вывод о субдукционном генезисе магматических пород. Во второй половине визейского века ареал вулканических проявлений сузился, и южная граница магматического пояса мигрировала в северном направлении от подножия Терской хребта к хребтам Северный Кетмень и Заилийский.

Поздний карбон

В башкирском веке в Чаткальской провинции Западного Тянь-Шаня продолжалось накопление мелководных карбонатных и карбонатно-терригенных отложений, затем море покинуло этот район. В Центральном Тянь-Шане на туркестанском краю Киргизского континента в раннебашкирское время произошла активизация тектонических процессов, отмеченная перерывом в осадконакоплении, вслед за которым с континента на шельф начал поступать полимиктовый обломочный материал. В позднем карбоне в этой части окраины микроконтинента накапливались карбонатно-терригенные неритовые отложения и возникали лагуны, в которых отлагались эвапориты. Тектонические импульсы отмечены перерывами в осадконакоплении, угловым несогласием и формированием конгломератов в московское и касимовское время. Во внутриконтинентальной области в позднем карбоне формировалась моласса, представленная аллювиальными и прибрежными отложениями.

Складчатые деформации происходили в карбоне в краевых частях Киргизского микроконтинента и не распространялись на внутриконтинентальную область. Эти деформации были асинхронны в разных частях микроконтинента. В Заилийском районе структурное несогласие отчетливо в среднем визе, на туркестанской окраине микроконтинента — в башкирском веке. Трансгрессии, регрессии и перерывы в осадконакоплении, свидетельст-

вующие о неспокойной обстановке в каменноугольное время, также асинхронны на туркестанском и джунгарском краях Киргизского террейна.

Магматизм. В течение всего позднего карбона Чаткальская провинция была ареной интенсивного магматизма. На ее территории в Кураминском магматическом районе в наземных условиях накопилась многокилометровая толща вулканитов и внедрились гранитоиды. Петрохимические данные свидетельствуют о субдукционной природе магматизма Кураминского района и его связи с субдукцией океанической коры Туркестанского океанического бассейна. Учитывая время невулканического этапа субдукции, предшествующего началу вулканического процесса, можно сделать вывод о том, что субдукция могла начаться в визейском веке.

В Заилийском магматическом районе в позднем карбоне происходили наземные извержения вулканитов среднего и основного состава, преобладала эруптивная деятельность.

В Восточном Тянь-Шане в каменноугольное время вся территория Киргизского микроконтинента была ареной вулканической активности. Здесь широко распространены интрузии гранитов I-типа, которые образуют два магматических пояса.

Магматический пояс Борохоро сложен гранитоидами карбона и расположен около Джунгаро-Балхашской океанической сутуры. Количество калия в породах пояса увеличивается в южном направлении — по мере удаления от этой сутуры. В западном направлении этот магматический пояс продолжается в Казахстан на территорию Джунгарского хребта.

Магматический пояс Нарат сложен девонскими и каменноугольными гранитоидами. Он расположен около Туркестанской океанической сутуры. Содержание калия в породах этого пояса увеличивается в северном направлении — при удалении от Туркестанской сутуры.

Полоса каменноугольных вулканитов и гранитов зоны Нарат в западном направлении продолжается в Заилийский магматический район Центрального Тянь-Шаня. При сравнении химического состава пород Джунгарского и Заилийского хребтов было определено обратное (южное) направление увеличения общей щелочности и содержания калия в вулканогенных породах, исходя из представлений о том, что оба эти района принадлежат одному магматическому ареалу [Бахтеев,

1987]. Между тем, в рассматриваемом случае было проведено сравнение химического состава пород разных магматических поясов (Нарат и Борохоро). Приняв это объяснение, нужно рассматривать субдукционные вулканиты и граниты Заилийского магматического района как породы, формирование которых в карбоне было обусловлено субдукцией коры Туркестанского океана. Эта картина подобна обстановке, существовавшей в раннем девоне.

Ближе к туркестанскому краю микроконтинента, в позднем карбоне на территории Центрального Тянь-Шаня внедрилось небольшое количество субщелочных и щелочных гранитоидов. Возможно, их образование связано с возникновением зон растяжения в земной коре, обусловленных движениями по продольным сдвигам.

Палеомагнитные данные. Был изучен палеомагнетизм каменноугольных красноцветных кластитов Киргизского микроконтинента. По породам нижнего карбона Сусамырского хребта (дунгурминская св.) и башкирского яруса Киргизского хребта получены определения палеоширот $16 \pm 2^\circ$ и $15 \pm 3^\circ$ [Vazhenov et al., 2003].

Киргизский микроконтинент в девонское и более позднее время, вероятно, находился в северном полушарии.

Ранняя пермь

В начале пермского периода у южного края Киргизского террейна находился остаточный морской бассейн — наследие Туркестанского океана. В Чаткальской и Нарынской провинциях в сакмарском и ассельском веках отлагались прибрежные кластиты и известняки. На большей части территории террейна были наземные условия.

Широкое распространение в пермское время имел континентальный рифтогенный вулканизм. Преобладали извержения пород субщелочного состава. Наиболее интенсивным был вулканизм в Кураминском и Илийском магматических районах. В Кураминском районе в грабенах накопилось несколько километров вулканогенно-осадочных отложений. Вулканогенные породы распространены и в других районах террейна.

В пермское время Нарынская тектоническая зона, была надвинута на Северо-Тяньшаньскую тектоническую зону по разломам линии Николаева, видимая магнитуда надвига достигает 20 км.

7.2. Туркестанский океанический бассейн

7.2.1. Синий и ранний палеозой (155) — Биогеографические данные (155) — Палеомагнитные данные (156) — 7.2.2. Средний и поздний палеозой (157) — Аккреционная призма (159) — Океанические островные дуги (159)

7.2.1. Синий и ранний палеозой

Позднерифейские и синийские вулканиты и кластиты Куруктага и Налациньской, Нарынской, Чаткальской провинций являются свидетелями расколов метаморфического фундамента протерозойских сиалических массивов. Этим континентальным рифтогенезом вероятно было обусловлено возникновение Куньлуньского океанического бассейна и отделение Алай-Таримского сиалического блока от Восточной Гондваны [Буртман, Самыгин, 2001].

В Западном Тянь-Шане известны раннепалеозойские и допалеозойские(?) породы туркестанской океанической коры. Это — пироксениты и метабазиты с рифейским Rb-Rb возрастом цирконов в Алайском хребте, ультрабазиты с раннекембрийским Rb-Rb возрастом цирконов в Северо-Ферганской тектонической зоне, кембрийские и ордовикские океанические базальты в Алайском хребте. В ордовике базальты структурной единицы Шанкол подверглись метаморфизму в аккреционной призме на активной окраине океанического бассейна.

Данные, полученные при изучении структурной единицы Галдык, свидетельствуют о существовании в ордовике в Туркестанском океаническом бассейне окраинного моря и океанической островной дуги. Породы ордовикской океанической островной дуги сохранились также в Чаткальской провинции. В тектонической зоне Налацинь известны нижнепалеозойские вулканиты, формирование которых могло происходить на туркестанской окраине Сырдарьинского террейна или на островной дуге в Туркестанском океаническом бассейне.

Биогеографические данные

В отношении палеоокеанических бассейнов Тянь-Шаня были высказаны разные предположения о их размерах и положении в них сиалических

блоков [Атлас..., 2002; Буртман, 1999а; Диденко и др., 1994; Зоненшайн и др., 1990; Моссаковский и др., 1993; Хераскова, 1998; Шенгер и др., 1994; Filippova et al., 2001; Sengor et al., 1993; Sengor, Natalin, 1996; и др.]. Оценить размеры Туркестанского океанического бассейна в раннем кембрии позволяют биогеографические данные. Для наших целей интересны исследования, в которых в наибольшей степени учтены данные по Сибири и Центральной Азии. Такие работы были выполнены по трилобитам, археоциатам и брахиоподам.

Археоциаты и брахиоподы. Правильные археоциаты возникли на Сибирской платформе в начале томмотского века. К концу этого века количество родов-аборигенов достигло двенадцати, в раннем атдабане их было вдвое больше. Начиная с раннеатдабанского времени, отмечено взаимное проникновение родов Сибири и Алтая-Саяна [Неймарк, Розанов, 1997].

В Казахстане и Средней Азии история археоциат начинается с появления в среднем атдабане двух сибирских раннетоммотских родов (табл. 7.1). В позднем томмоте количество сибирских родов возрастает до трех, в раннем боттоме — до девяти. В позднеатдабанское время сибирские роды археоциат появились в Австралии (6 родов), в раннем боттоме здесь уже 12 сибирских родов [Неймарк, Розанов, 1997].

Сибирские археоциаты достигли Австралии примерно через 10 млн лет после зарождения. Миграция организмов происходила на стадии личинок, которые переносились в составе планктона. Эти организмы, мигрировавшие из одного центра, не помогают решить обсуждаемую проблему тектоники.

Ситуация с брахиоподами подобна вышеописанной [Ушатинская, Малаховская, 1998]. Представители большинства отрядов брахиопод появились в Сибири в томмотском и атдабанском веках и достигли Австралии через 10–15 млн лет (табл. 7.1). Личинки брахиопод длительное время (лингулы — около месяца) плавают в пелагиали и могут быть перенесены течениями на большие расстояния.

Трилобиты. Резкие различия фауны трилобитов в раннекембрийских биогеографических провинциях делает трилобиты привлекательной группой для использования при палеотектонических

Таблица 7.1. Миграция правильных археоциат и брахиопод раннего кембрия, по данным из работ: [Неймарк, Розанов, 1997; Ушатинская, Малаховская, 1998]

Фауна	Появление в регионе			
	Сибирь	Алтай, Саян	Казахстан, Тянь-Шань	Австралия
Археоциаты	Tom ₁	Atd ₁	Atd ₂	Atd ₃
Брахиоподы (отряды):				
Paterinida	Tom ₁	Atd ₁	Bot ₃	Bot ₃
Obolellida	Tom ₂	Atd ₃	Bot ₁	Bot ₃
Orthida	Atd ₃	Atd ₄	Bot ₃	Toy
Lingulida	Atd ₃	?	Atd ₃	Bot
Acrotretida	Atd ₄	?	Bot ₁	Bot ₃

Примечание. Ярусы: Tom — томмотский, Atd — атдабанский, Bot — ботомский, Toy — тойонский.

построениях. В отложениях томмотского века трилобиты редки.

В атдабанском веке четко выделяются две биогеографические области: Индо-Австралийская и Тихоокеанско-Атлантическая. Индо-Австралийская биогеографическая область просуществовала до конца раннего кембрия. Ее характеризуют трилобиты семейства Redlichiidae, которые обнаружены в раннем кембрии Австралии, Индии, Ирана, на Таримской, Китайской и Корейской платформах [Репина, 1985 а,б].

Тихоокеанско-Атлантическая биогеографическая область охватывала территорию современной Азии, расположенную севернее Таримской и Китайской платформ (Северную Азию), а также Европу, Северную Африку и Северную Америку. В пределах этой области выделяют несколько биогеографических провинций, соотношение между которыми менялось от века к веку. Для наших целей интересна ситуация в Северной Азии. В атдабанском веке для этой территории характерны трилобиты подотряда Olenellina, в ботомском и тойонском веках — семейства Protolenidae. В пределах биогеографической области обособляется Алтай-Саянская провинция, охватывающая также Уральский, Казахстанский и Монголо-Охотский регионы. Эти территории обладают общностью фауны трилобитов, которая близка фауне Сибирской платформы [Репина, 1985 а,б].

Результаты изучения трилобитов из Таласской тектонической зоны Северного Тянь-Шаня свидетельствуют о том, что в томмотском и атдабанском веках бассейны Сырдарьинского террейна и Сибир-

ской платформы были сообщающимися, а в ботомский и тойонский века — почти полностью изолированными друг от друга [Мамбетов, Репина, 1979].

В породах тойонского яруса Сырдарьинского террейна распространены *Redlichia chinensis* Walcott, характерные для разрезов Китая, Кореи, Индии и Австралии, что свидетельствуют о возникновении связи этого бассейна с Индо-Австралийской биогеографической провинцией в тойонское время.

Различие между Индо-Австралийской и Тихоокеанско-Атлантической биогеографическими областями объясняют существованием между ними кембрийского океана, препятствовавшего миграции бентосной фауны. В Тянь-Шане граница между этими биогеографическими областями проходит вдоль сутуры Туркестанского океана. Биогеографическая информация свидетельствует о существовании Туркестанского океанического бассейна в кембрийском периоде и о его значительных размерах в раннем кембрии, достаточных для того, чтобы служить барьером между разными сообществами трилобитов. В конце раннего кембрия (в тойонском веке) значение этого барьера ослабевает, что может быть следствием сужения туркестанского океанического пространства.

Палеомагнитные данные

Кембрий. В Северо-Туркестанском домене палеомагнитные результаты были получены при изучении кембрийских офиолитов. Позднекемб-

рийские океанические базальты хребта Каракаты, которые, вероятно, формировались в Кенсайском преддуговом бассейне, изливались вблизи экватора на широте $0 \pm 4^\circ$ [Дворова, Куренков, 2004]. На северной окраине Таримской платформы по позднекембрийским известнякам Куруктага определена палеоширота 28° [Zhao et al., 1997]. По этим данным, суммарная ширина Терсейского и Туркестанского океанических бассейнов в позднем кембрии была 2500 км или более в направлении палеомеридиана.

Ордовик. В Северном Тянь-Шане были подвергнуты палеомагнитному изучению породы из континентальной молассы среднего и верхнего ордовика. Доскладчатая компонента намагниченности изучена в породах лланвирна (чонкаиндинская св.), обнаженных в средней части Киргизского хребта на его северном склоне. Эта компонента, имеющая средне- или позднеордовикский возраст, возникла на широте $10 \pm 2^\circ$. Длинная ось Иссыккульского террейна имела в это время простирание, близкое к меридиональному [Буртман и др., 2003]. Палеомагнетизм позднеордовикской молассы изучен на северном склоне Молдотау (аспаринская св.), в Сусамырском хребте и на западном окончании Киргизского хребта (алмалинская и др. св.). Результаты этого исследования дали определения палеошироты: $11 \pm 2^\circ$, $9 \pm 3^\circ$, $6 \pm 5^\circ$ [Баженов и др., 2001; Vazhenov et al., 2003].

На северной окраине Тарима для раннего ордовика были определены палеоширота $18,5 \pm 9^\circ$ и субмеридиональное направление длинной оси Алай-Таримского террейна [Chen et al., 1999]. При субмеридиональном простирании длинных осей микроконтинентов палеомагнитные данные не позволяют оценить ширину разделявших их океанических бассейнов.

7.2.2. Средний и поздний палеозой

Западный Тянь-Шань и Кызылкум. В Западном Тянь-Шане в аллохтонных массивах, обдуцированных на Алай-Таримский континент, находятся океанические базальты раннего и позднего силура, раннего, среднего и позднего девона. Наиболее широко распространены базальты раннедевонского возраста. В ораде Сарытал базальтовый

вулканизм прекратился в раннем девоне, в орадах Акбура, Киргизата, Куровес и Ходжагоир — в среднем девоне, в ораде Баткен — в позднем девоне. В позднем девоне прекратился спрединг в Туркестанском океаническом бассейне.

На базальтах лежат пелагические существенно кремнистые осадки, накопление которых продолжалось до серпуховского века, когда породы океанической коры, принадлежащие структурным единицам Талдык и Керей, приблизились к киргизской окраине океанического бассейна. Здесь они были включены в аккреционную призму.

Формирование аккреционной призмы на активной окраине Туркестанского океанического бассейна происходило в ордовике и в силуре–девоне, когда были метаморфизованы породы единиц Шанкол и Шайдан. В позднесерпуховское–раннемосковское время в аккреционную призму были включены породы единиц Талдык и Керей, которые были пододвинуты под офиолиты структурных единиц Шанкол и Шайдан. Часть призмы, прилегающая к континенту, была перекрыта отложениями неоавтохтона-1. В Кызылкуме аккреционная призма была сложена породами единиц Тамды и Кулкудук. В составе единицы Кулкудук находились породы среднепалеозойской океанической островной дуги.

История этой аккреционной призмы завершилась в середине московского века после коллизии Алай-Таримского и Киргизского континентальных террейнов. В результате коллизии породы аккреционной призмы были шарьированы на нижнюю часть континентального склона Алай-Таримского террейна — на абширскую, онтамчинскую и буканскую фациальные зоны. В Северо-Ферганской тектонической зоне наиболее молодые породы под офиолитовыми шарьяжами имеют позднебашкирский возраст, в Южно-Ферганской зоне — раннемосковский возраст. Подосва неоавтохтона-2, который перекрыл офиолитовые шарьяжи и абширский флиш, подстилающий эти шарьяжи, находится в позднемосковском подъяруссе.

Данные по Западному Тянь-Шаню позволяют сделать следующие выводы о тектонической эволюции Туркестанского океанического бассейна и его окраин в среднем и позднем палеозое.

1. В силуре и девоне в Туркестанском океаническом бассейне происходил спрединг океанической коры. Вероятно, преобладал рассеянный спре-

динг, которой в разных частях бассейна имел разную продолжительность и историю магматизма. Спрединг прекратился в позднем девоне.

2. Субдукция на активной киргизской окраине бассейна происходила в силуре и в раннем–среднем девоне, а затем, после перерыва возобновилась в визейское или раннесерпуховское время. От позднего девона до визейского века в рассматриваемой части Туркестанского океанического бассейна не было ни спрединга, ни субдукции.

3. На активной киргизской окраине бассейна находилась аккреционная призма, в которой часть толщ подверглась прогрессивному метаморфизму, другая — диафторезу. В серпуховско-раннемосковское время в аккреционной призме были сформированы шарьяжи (которые после коллизии микроконтинентов заняли положение в верхних ярусах ансамбля первичных шарьяжей) и накопились осадки неоавтохтона-1.

4. Коллизия Алай-Таримского и Киргизского микроконтинентов произошла в московском веке.

5. Ширину Туркестанского океанического бассейна можно приблизительно оценить по количеству океанической коры, которое могло быть поглощено в зоне субдукции при закрытии океана. Субдукция океанической коры у края Киргизского террейна, которая привела к закрытию Туркестанского океанического бассейна, возобновилась в визейском или серпуховском веке. Океанический спрединг к этому времени уже прекратился, и через 25 млн лет субдукция океанической коры привела к закрытию Туркестанского океанического бассейна в московском веке. Если скорость субдукции была 10 см/год (обычная в новейшее время), то пластина океанической коры, поглощенная при закрытии океанического бассейна, имела ширину около 2500 км.

Центральный Тянь-Шань. В Центральном Тянь-Шане в верхних шарьяжах, лежащих на Алай-Таримском континенте, находятся породы, которые в среднем палеозое слагали аккреционную призму у края Киргизского микроконтинента. Надвиги и шарьяжи формировались на активном краю Туркестанского океанического бассейна в процессе наращивания аккреционной призмы в среднем палеозое (а, вероятно, и ранее).

История метаморфических преобразований и перемещения аккреционных шарьяжей в рассматриваемом районе представляется следующей. По-

роды океанической коры, слагающие единицу Атбаши, подверглись метаморфизму в эпидот-амфиболитовой фации в зоне субдукции, затем были эксгумированы, испытали ретроградный метаморфизм и были включены в аккреционную призму.

В аккреционной призме породы единицы Атбаши подверглись деформации и динамометоморфизму. Слабо метаморфизованные офиолиты единицы Кельтубек попали в аккреционную призму в результате поддвига под единицы Атбаши и Балыкты. В середине московского века породы аккреционной призмы были шарьированы на континентальный склон Алай-Таримского террейна.

В эту схему формирования структуры региона не укладывается определение радиометрического возраста эклогитов (соответствующее уфимскому веку), которые находятся среди метаморфических пород структурной единицы Атбаши.

Восточный Тянь-Шань. В Восточном Тянь-Шане свидетелями существования океанического бассейна в силуре являются офиолиты с раннесилурийским изотопным возрастом в Туркестанской сутуре и турбидиты, формировавшиеся на таримском континентальном склоне. В это время, вероятно, происходили аккреционные процессы на северной окраине океанического бассейна, следствием которых был метаморфизм офиолитов, имеющий радиометрический возраст 430–415 млн лет. По-видимому, этими же процессами обусловлено преддевонское несогласие в разрезе аллохтонных единиц.

Офиолиты и глубоководные силицилиты позднего силура и раннего карбона описаны в Туркестанской сутуре и в аллохтонных единицах китайского Южного Тянь-Шаня, шарьированных на окраину Алай-Таримского террейна. Пояс субдукционных гранитов и вулканитов позднего силура — раннего карбона расположен севернее Туркестанской сутуры и свидетельствует о северном падении зоны субдукции.

Обдукция офиолитов на пассивную окраину отмечает время закрытия океана и начало коллизии. На геологической карте Синцзяня [Regional geology of Xinjiang..., 1993] наиболее молодые породы, на которых (или среди которых) лежат офиолиты, имеют позднекаменноугольный возраст. Континентальная орогенная моласса имеет позднепермский возраст, посторогенные граниты — изотопный пермский возраст.

Палеомагнитные данные. Изучение в Алайском хребте палеомагнетизма океанических базальтов, излившихся на дно Туркестанского бассейна в силуре — среднем девоне, позволило определить палеошироты $11 \pm 3^\circ$, $15 \pm 3^\circ$, и $21 \pm 3^\circ$; в Северо-Ферганской тектонической зоне по двум генерациям параллельных даек определены палеошироты $20 \pm 2^\circ$ и $26 \pm 2^\circ$ и близкое к меридиональному направление зоны спрединга [Клишевич, Храмов, 1993; Печерский, Диденко, 1995]. Расхождение полученных результатов может быть обусловлено различиями в возрасте пород или тем, что изученные породы первоначально находились в разных частях океанического бассейна.

Субмеридиональное направление зоны спрединга в Туркестанском океаническом бассейне в девонское время находится в согласии с таким же направлением фациальных зон в Киргизском и Алай-Таримском сиалических блоках, которое было определено по палеомагнитным данным. При такой ориентировке океанического бассейна и его берегов палеомагнитные данные не позволяют определить ширину бассейна.

Аккреционная призма

Аккреционная призма в течение длительного времени формировалась у края Киргизского микроконтинента. В призме преобладали породы субдуцируемой и эксгумированной океанической коры и океанических островных дуг. Эти породы слагают структурные единицы Тамды, Кулкудук, Сугут, Шанкол, Талдык, Шайдан, Керей, Атбаши

и Кельтубек (табл. 7.2). На аккреционную призму были надвинуты деформированные породы континентального подножия и склона Киргизского микроконтинента (структурные единицы Джиргаталь, Тогузбулак, Балыкты).

Часть пород подверглась метаморфизму в раннем палеозое, другая часть — позднее. В Восточном Тянь-Шане и, вероятно, в Северной Фергане породы аккреционной призмы были метаморфизованы в силуре.

На аккреционной призме в серпуховское, башкирское и раннемосковское время накапливались обломочные и флишевые осадки неоготтона-1.

Океанические островные дуги

Одной из трудных задач являются поиски данных об океанических островных дугах. При этом, желательно обнаружить: (а) породы океанического фундамента вулканической островной дуги и ее аккреционной призмы, или породы невулканической островной дуги; (б) две разновозрастные структуры океанических бассейнов, отделявших островную дугу от континентальных блоков или других островных дуг. Второе положение не выполнено ни на одном из объектов, для которых можно подозревать островодужное положение внутри Туркестанского океанического бассейна.

В Южной Фергане в ореоле Сарытал имеются данные о существовании в Туркестанском бассейне ордовикской вулканической островной дуги и отгороженного ею краевого бассейна. В Цент-

Таблица 7.2. Структурные единицы Южного Тянь-Шаня

Структурный ярус	Кызылкум	Западный Тянь-Шань			Центральный Тянь-Шань	
		Алайская зона	Южно-Ферганская зона	Северо-Ферганская зона	Атбаши-Иныльчекская зона	Кокшаальская зона
IV б	—	Джиргаталь	Тогузбулак	—	Балыкты	—
IV а	Тамды	Сугут	Шанкол	Шайдан	Атбаши	—
III	Кулкудук	—	Талдык	Керей	Кельтубек	—
II	Букан	Тар	Абшир	Онтамчи	Чатыркуль	Майдантаг
I	Мурун	Чеканташ	Исфайрам	Баубашата	Коккия	Муздук

Примечание. I и II структурные ярусы сложены породами пассивной окраины Алай-Таримского палеоконтинента; III структурный ярус — породами коры и океанических островных дуг Туркестанского палеоокеана; IV структурный ярус образован породами аккреционной призмы, сформированной около активной окраины Киргизского палеоконтинента из пород океанической коры (подъярус IVa), континентального склона и подножия этого палеоконтинента (подъярус IVб).

ральном Кызылкуме среднепалеозойские известково-щелочные вулканиты островодужного типа принимают участие в строении аллохтонной единицы Кулкудук. В обоих случаях наиболее вероятный путь островодужных пород в геологический разрез Южной Ферганы и Кызылкума «пролегал» через включение их в аккреционную призму у края Киргизского микроконтинента и последующую обдукцию этой призмы на Алай-Таримский континент.

Загадка Каратерекских офиолитов. В тектоническом блоке среди Чаткальской тектонической зоны находятся раннепалеозойские породы, которые, вероятно, принадлежали океанической островной дуге (см. § 2.1). Эти породы надвинуты на морские отложения силура. Можно думать, что островная дуга находилась в Туркестанском океаническом бассейне. В этом случае абдукция пород этой дуги произошла в силурийское время и была обусловлена аккрецией дуги с Киргизским террейном. Такой модели мешает присутствие в том же тектоническом блоке тектонизированной олистостромы каменноугольного возраста (она описана в § 4.1.1). Олистострома содержит олистолиты пород, источник которых известен лишь в Алай-Таримском террейне, что определяет время ее появления на Киргизском террейне — в московском веке или позднее. Олистострома залегает среди пород ордовикской океанической дуги, имея с ними тектонические контакты. Все это заставляет предполагать, что породы океанической дуги и олистострома были перемещены в Чаткальскую зону (из аккреционной призмы?) в позднепалеозойское время.

Каратерекские офиолиты и олистострома находятся в сотне километров от Туркестанской сутуры. В позднем палеозое Чаткальская провинция представляла собой сушу с очагами наземного вулканизма. Как попали в этот район породы океанической дуги и олистострома экзотического состава? Шарьяжи не ползают по горам, и не обнаружены сдвиги, с которыми могло быть связано перемещение этих комплексов. Для объяснения загадочной ситуации было высказано даже предположение о том, что каратерекские породы являются фрагментом Урала, затесавшимся в Тянь-Шане [Христов и др., 1999]. Транспортировка по сдвигам кажется предпочтительной, но надо признать, что пока не найдено красивого и обоснованного решения проблемы каратерекских офиолитов.

7.3. Южно-Туркестанский домен

7.3.1. Протерозой и ранний палеозой (160) — 7.3.2. Средний и поздний палеозой (160) — Алай-Таримский террейн (160) — Гиссарский океанический бассейн и Каракумский террейн (166)

7.3.1. Протерозой и ранний палеозой

В рифее на большей части территории Таримского массива в мелком море отлагались карбонатные и карбонатно-терригенные отложения. В синии в рифтогенной впадине на территории Куруктага накапливались вулканиты и кластиты, в ордовике и раннем силуре — мощные глубоководные флишевые отложения. В раннем палеозое к северу и западу от этого рифта отлагались мелководные существенно карбонатные отложения, обычные для пассивной океанической окраины.

В Западном Тянь-Шане и Кызылкуме известны кембрийские и ордовикские породы карбонатного шельфа и ордовикские силициты и турбидиты континентального склона Алай-Таримского террейна. Они представлены в виде фрагментов разрезов. В Кызылкуме для ордовикского периода можно очертить область шельфа, которая занимала южную часть провинции (Кульджуктау, Бельтау, Зирабулакские горы и прилегающую территорию) и расположенную севернее область накопления глубоководных осадков.

7.3.2. Средний и поздний палеозой

В среднем палеозое породы, обнаженные в Южно-Туркестанском домене, слагали кору Туркестанского и Гиссарского океанических бассейнов и Алай-Таримского микроконтинента.

Алай-Таримский террейн

Западный Тянь-Шань

Фациальные зоны. В Западном Тянь-Шане распространены отложения туркестанской пассивной окраины Алай-Таримского микроконтинента,

в пределах которой располагались две фациальные мегазоны: чеканташ-исфайрам-баубашата (внутренняя) и тар-абшир-онтамчи (внешняя). Сложные названия мегазон содержат названия фациальных зон, в которых формировались комплексы пород будущих автохтонных и аллохтонных структурных единиц.

В обеих фациальных мегазонах в силуре на континентальном склоне происходило накопление пелагических терригенных и кремнисто-терригенных осадков. Наряду с типичными турбидитами, широко распространены алеврито-пелитовые и пелитовые сланцевые толщи («аспидные» сланцы), большая часть которых вероятно представляет собой отложения апикальных частей мутьевых потоков. Среди сланцев залегают кремнистые породы, в некоторых разрезах присутствуют лавы и пирокласты. Вулканогенные породы распространены на небольших участках. Они представлены базальтами, трахибазальтами, андезитами и туфами в единицах Онтамчи, Исфайрам и Тар, базальтами, дацитами, риолитами и туфами в единице Абшир. На некоторых вулканических горах в позднем силуре возникли известняковые рифы.

В позднем силуре произошла дифференциация тектонического развития и седиментогенеза в рассматриваемых мегазонах.

Мегазона чеканташ-исфайрам-баубашата. В позднем силуре — раннем девоне внутренняя часть силурийского континентального склона, занимаемая мегазоной, была поднята до неритового уровня. В течение лудлова — раннего девона на всю ее территорию распространилось накопление мелководных карбонатов. Оно продолжалось в разных районах до башкирского—московского времени (рис. 5.7). В пределах мегазоны различимы отложения ее внутренней части (разрезы алайского, дукдонского и других типов) и внешних частей (разрезы ярунтузского, актурского и других типов). На небольших участках в Северо-Ферганской и Южно-Ферганской тектонических зонах накопление карбонатных пород в раннем и среднем девоне сопровождалось внутриплитным рифтогенным вулканизмом. Начиная с серпуховского века, среди карбонатных пород отлагались силициты. Перерывы в накоплении неритовых осадков немногочисленны и большей частью имеют локальное распространение. Относительно широко распространены перерывы в раннебашкирское время, с которым связано образование бокситов.

В позднем карбоне в связи с сокращением океанического бассейна рассматриваемая мегазона была опущена в область пелагической седиментации, где началось формирование турбидитов. В баубашатинской зоне это произошло в позднебашкирское время, в исфайрамской зоне — в раннемосковское, в чеканташской зоне — в позднемосковское время (рис. 5.7).

Мегазона тар-абшир-онтамчи. Эта мегазона в девоне и карбоне оставалась ареной пелагической седиментации. В течение длительного времени на пологом континентальном склоне медленно накапливались отложения, в которых преобладают кремнистые породы. Эти отложения имеют стратиграфически конденсированные разрезы. В некоторых из них скорость седиментации составляла лишь 1 мм за 1000 лет. Переход от накопления терригенных осадков к отложению силицитов в абширской зоне произошел в раннем девоне, в онтамчинской — в среднем или позднем девоне, в тарской — в позднем девоне (рис. 5.7). В целом, в Западном и Центральном Тянь-Шане подошва стратиграфически конденсированных осадков скользит вверх по девонскому разрезу: поперек континентального склона — внутрь Алай-Таримского континента) и вдоль континентального склона — в направлении с запада на восток.

В пределах мегазоны известны отложения девона и карбона переходного типа, содержащие карбонатные породы с бентосной фауной. Они формировались вблизи зоны шельфа и на внешнем шельфе (шахимарданский, кокбелесский типы разрезов). В Ферганском хребте в отложениях переходного типа содержатся нижнедевонские вулканические породы основного и среднего состава (окжатпесский тип разрезов).

В конце раннего и в позднем карбоне в рассматриваемой мегазоне возобновилось формирование турбидитов. В абширской и онтамчинской зонах это произошло в позднем серпухове — раннем башкирии, в разных частях тарской зоны — в интервале от московия до раннегжельского времени.

Формирование ансамбля шарьяжей и другие последствия коллизии микроконтинентов. Коллизия Алай-Таримского континента и Киргизского микроконтинента началась в московском веке. К этому времени была закрыта океаническая часть Туркестанского бассейна, но остались его окраинные части в виде обширного морского бас-

сейна с тонкой континентальной корой. Большая часть морского бассейна имела алай-таримскую кору, меньшая — киргизскую кору. Это внутриконтинентальное (средиземное) море — наследие Туркестанского океанического бассейна — удобно также называть Туркестанским. Туркестанское море существовало от московского века до перми и занимало пространство между северотуркестанской и таримской сушами. Строение дна, режим седиментации и состав осадков в разных частях этого моря имели различия, которые позволяют выделять в его пределах бассейны — Карачатырский, Сурметашский, Яссинский и др. На большей части территории Туркестанского моря накапливался флиш с горизонтами олистостром. С алай-таримского шельфа во флиш поступали карбонатные породы, с противоположной стороны — фрагменты надвигавшихся шарьяжей. Накопление осадков прерывалось на участках, перекрываемых шарьяжами, продолжаясь на движущихся тектонических пластинах и перед фронтом шарьяжей в виде неаавтохтона-2. Обширное Туркестанское море просуществовало до сакмарского века, на северной периферии Тарима остаточный морской бассейн существовал до поздней перми. Осушение территории было результатом коллизионного вздымания дна Туркестанского моря.

С началом коллизии субдукция океанической коры под Киргизский микроконтинент сменилась субдукцией алай-таримской континентальной коры в том же направлении. Следствием коллизии и континентальной субдукции было формирование на дне Туркестанского моря коллизионных шарьяжей.

Очертим возрастные рамки для тектонических процессов, которые были вызваны или непосредственно связаны с коллизией. Офиолитовые шарьяжи надвинуты на раннемосковские отложения алай-таримского континентального склона. Формирование турбидитов в Туркестанском море полностью прекратилось в сакмарском веке. Изотопный возраст орогенных гранитов находится в пределах пермского периода, возраст континентальной орогенной молассы — поздняя пермь. Эти данные определяют возрастной интервал от московского века до перми.

Шарьярование. Четырехъярусный ансамбль шарьяжей на краю Алай-Таримского террейна формировался постепенно, верхние шарьяжи возникли ранее более нижних. Шарьяжи IV яруса (Шан-

кол, Шайдан) имеют аккреционную природу и были сформированы до коллизии сиалических блоков. Офиолитовые шарьяжи III яруса (Талдык, Керей) вероятно имеют аккреционно-коллизионный генезис. То есть, обособление (отслоение) пластин офиолитов от субдукцируемой океанической коры произошло у аккреционной призмы на киргизском краю океанического бассейна, а на алай-таримский континентальный склон офиолиты были шарьярованы после коллизии в результате пододвигания алай-таримского континентального склона под аккреционную призму (стадия деформации D-3). Это произошло в московском веке. В результате описанных процессов шарьяжи IV и III ярусов оказались лежащими на породах, накопившихся на алай-таримском континентальном склоне (рис. 5.9).

Во время формирования шарьяжей III яруса или позднее началось тектоническое расслоение осадочного чехла на окраине Алай-Таримского террейна. Главная поверхность тектонического отслаивания располагалась среди силурийских сланцев. Она послужила подошвой будущих шарьяжей II яруса. Тектоническое расслоение происходило и в более высоких горизонтах, в наибольшей степени затронув флишевые толщи структурных единиц Абшир, Тар, Онтамчи.

Отслоившийся комплекс осадков бывшего алай-таримского континентального склона (вместе с лежащими на нем офиолитовыми шарьяжами и неаавтохтоном-1) был перемещен внутрь террейна — надвинут на фациальную мезазону чеканташ-исфайрам-баубашата в виде шарьяжа Тар-Абшир-Онтамчи (стадия деформации D-4). Это происходило в сакмарско-артинское время, но могло начаться раньше (рис. 5.8 и 5.9). В движущемся шарьяже формировались вторичные наволоки, лежащие складки и флексуры вследствие тектонического течения и волочения.

Складчатость. Формирование ансамбля первичных шарьяжей завершилась на стадии деформации D-4, но поперечное сокращение территории Южного Тянь-Шаня продолжалось позднее и было вызвано той же причиной — континентальной субдукцией. Теперь это сокращение территории происходит путем совместного смятия в складки всего ансамбля шарьяжей, включая автохтон (стадия деформации D-5). На этой стадии деформации была создана система больших синформных и антиформных складок, простиравшихся на десятки

километров параллельно Туркестанской океанической сuture. Смятие в складки сопровождалось развитием надвигов на крыльях складок. Часть складок была наклонена и опрокинута в сторону Туркестанской сuture. С опрокинутыми складками ассоциированы небольшие ретрошарьяжи. Наибольшее значение на этой стадии деформации имели движения по Узген-Санзарскому надвигу, следствием которого было частичное сдвигание ансамбля шарьяжей региона.

В наивысшей степени тектонические напряжения были сконцентрированы в узких зонах деформаций (акмуйнакской, нуратау-курбанакской), в которых продольное деформационное удлинение объектов местами достигло 500 %. Продольное удлинение (следствие поперечной компрессии) в позднепермское время испытал весь складчатый пояс.

Сценарий позднепермских деформаций (стадия D-6) включает тектоническое течение масс вдоль складчатого пояса в восточном направлении и их депонирование в виде гигантской протрузии — Ферганской горизонтальной флексуры. Восточным бортом для протрузии служил Таласо-Ферганский разлом. Протрузия оттеснила и деформировала Чаткальскую тектоническую зону и перекрыла ее окраину.

Магматизм. Очаги магматизма возникали на окраине Алай-Таримского террейна в силурийское и девонское время. Вулканизм был наиболее активным в раннем девоне. Он связан с расколами относительно маломощной континентальной коры этой окраины.

В Алайском и Туркестанском хребтах находятся интрузии раннепермских коллизионных гранитов S-типа и более поздние интрузии субщелочных и щелочных магматических пород. Внедрение гранитов было обусловлено коллизией Киргизского и Алай-Таримского террейнов. Щелочной магматизм, вероятно, связан со сдвиговыми смещениями вдоль складчатого пояса, происходившими в это время [Баженов, Буртман, 1997; Vazhenov et al., 1999].

Кызылкум

Кызылкум — западное продолжение Тянь-Шаня. Последовательность и возраст тектонических событий, происходивших в среднем и позднем

палеозое на территории Кызылкума, подобны описанным в Западном Тянь-Шане. Следует отметить лишь некоторые особенности рассматриваемого района.

В Кызылкуме на нескольких участках установлено преддевонское стратиграфическое угловое несогласие в автохтонной структурной единице. Этот стратиграфический контакт не удавалось наблюдать в Западном и Центральном Тянь-Шане, но он описан в Восточном Тянь-Шане, где также сопровождается угловым несогласием.

Следует отметить позднепалеозойскую структуру северной части Центрального Кызылкума, которая в меньшем масштабе повторяет структуру Восточной Ферганы. Здесь находятся правосдвиговая зона и сопряженная с ней горизонтальная складка вероятный результат тектонического течения масс вдоль складчатого пояса.

Данные о возрасте флишево-олигостромовой толщи в единице Мурун и неоавтохтона-3 свидетельствуют о более древнем (московском) возрасте шарьяжа Букан, по сравнению с его аналогом (шарьяжем Абшир) в Западном Тянь-Шане, и о более раннем (в позднем карбоне) формировании ансамбля шарьяжей Кызылкума, по сравнению с Тянь-Шанем. По этим данным (требующим подтверждения), в Кызылкуме процесс коллизии Алай-Таримского и Киргизского микроконтинентов был более быстрым, чем в Тянь-Шане.

Центральный Тянь-Шань

В Центральном Тянь-Шане палеофациальная и палеогеографическая зональности были в общих чертах подобны описанным в Западном Тянь-Шане. В пределах пассивной окраины Алай-Таримского континента до начала шарьирования можно различать фациальные зоны, — от внутренних к внешним (с юга на север в современных координатах): муздукскую, коккиинскую, майдантагскую и чатыркульскую. Они соответствуют будущим структурным единицам. Суммарная первичная ширина фациальных зон пассивной окраины до шарьирования составляла 500 км или более.

В силурийское время рассматриваемая окраина представляла собой протяженный пологий континентальный склон, на котором отлагались терригенные осадки, значительная часть которых

была принесена мутьевыми потоками. На некоторых участках происходили кратковременные извержения вулканических пород основного, среднего и кислого состава, связанные с расколами этой пассивной окраины.

В пржиголе — раннем девоне внешняя часть муздукской зоны и коккиинская зона были выведены на неритовый уровень. В этих зонах началось и продолжалось в карбоне накопление мелководных известняков. В коккиинской зоне в среднепозднедевонское время происходили извержения внутриплитных вулканических пород.

В тылу этой карбонатной платформы во внутренней части муздукской зоны сохранился глубоководный бассейн. В начале карбона дно этого бассейна была поднята выше уровня моря и превратилось в аллювиальную равнину, на которой отлагались красноцветные кластиты. В позднем висте мелкое море трансгрессировало на аллювиальную равнину, и с этого времени до московского века область карбонатной седиментации охватывала всю территорию муздукской и коккиинской зон.

Описанная карбонатная платформа в девоне и раннем карбоне отделяла внутренние районы Алай-Таримского континента от континентального склона, в пределах которого майдантагская зона была внутренней, а чатыркульская зона — внешней и более глубоководной. В девонское время в майдантагской зоне отлагались турбидиты, в чатыркульской — пелагические стратиграфически конденсированные осадки и вулканы контрастного состава. В раннем карбоне на территории обеих фациальных зон накапливались пелагические стратиграфически конденсированные осадки, среди которых преобладали силициты. Пространство континентального склона не было однородным, о чем свидетельствуют описанные выше разные типы разрезов единицы Чатыркуль. На некоторых участках располагались вулканические горы с шапками рифовых известняков. Такова ореада Ортоосу в единице Майдантаг.

В позднем карбоне, после закрытия Туркестанского океанического бассейна, субдукция океанической коры сменилась континентальной субдукцией — пододвиганием края Алай-Таримского террейна под Киргизский террейн. Отражением этого процесса были:

а) шарьирование в московское время комплекса аккреционных шарьяжей и пород океанической коры (единицы Балыкты, Атбаши, Кельтубек) на

чатыркульскую зону континентального склона Алай-Таримского континента; в осадках чатыркульской зоны это отмечено появлением обломков метаморфических сланцев во флише;

б) погружение внешней (коккиинской) части карбонатной платформы, на которой в московское время началось формирование турбидитов; турбидиты содержат олистостромы с олистоплаками известняков, поступавших из более внутренней (муздукской) части карбонатной платформы;

В муздукской фациальной зоне накопление мелководных карбонатных пород продолжалось до ассельского века, вслед за чем, по мере приближения к зоне континентальной субдукции, и эта часть карбонатной платформы была опущена и перекрыта турбидитами.

Развитие процесса континентальной субдукции привело к отслаиванию комплекса осадков континентального склона Алай-Таримского террейна от своего основания на уровне силурийского флиша и сланцев. Этот комплекс в виде шарьяжа Майдантаг–Чатыркуль был надвинут на коккиинскую и муздукскую фациальные зоны (рис. 5.16, 5.17). Перед фронтом шарьяжей в Келпинтаге–Куруктаге сохранился остаточный бассейн, в котором до поздней перми происходило накопление морских пелагических осадков.

В позднепермское время продолжалось поперечное сокращение территории Центрального Тянь-Шаня, начавшееся с шарьирования. Но кинематика процесса изменилась. В это время ансамбль шарьяжей был смят в складки, ориентированные параллельно Туркестанской сутуре, и частично сдвоен вторичным Борколдойским наволоком. Атбаши-Иныльчекская тектоническая зона по этому наволоку была надвинута на Кокшаальскую тектоническую зону, с видимой магнитудой надвига — более 70 км. Породы Южно-Туркестанского домена были надвинуты по Атбаши-Иныльчекскому надвику в противоположном направлении — на окраину Северо-Туркестанского домена. Магнитуда надвигания — десятки километров. Складчатая структура была также нарушена сдвигами.

Восточный Тянь-Шань

В силуре на континентальном склоне, обращенном к Туркестанскому океаническому бассейну, формировались турбидиты. Южнее находилась

карбонатная платформа, существование которой можно проследить от силура до раннего карбона.

В карбоне породы туркестанской океанической коры и континентального склона были шарьированы на край Алай-Таримского континента. На геологической карте Синцзяня [Regional geology of Xinjiang..., 1993] наиболее молодые породы, на которых (или среди которых) лежат офиолиты, имеют позднекаменноугольный возраст. Изотопный возраст коллизионных гранитов — ранняя—поздняя пермь, континентальная орогенная моласса имеет позднепермский возраст. Таким образом, время коллизии и обдукции в Восточном Тянь-Шане находится в интервале поздний карбон — ранняя пермь.

В перми южнее Туркестанской сутуры произошли излияния щелочных базальтов, известково-щелочных лав среднего и кислого состава и внедрение гранитов. Данные о генезисе магматических пород неоднозначны. Петрохимические и геохимические соотношения в известково-щелочных лавах свидетельствуют о формировании их над зоной субдукции. Граниты по петрохимическим данным имеют коровое происхождение, обстановка их формирования может быть надсубдукционной или коллизионной. Со сведениями о тектонической эволюции региона и данными о геологической истории более западных районов складчатой области лучше увязывается предположение о рифтогенном происхождении пермского магматизма в китайском Южном Тянь-Шане.

О механизме шарьирования

Механике образования (отслоения) и перемещения аллохтонных пластин посвящено много исследований физических условий формирования шарьяжей, в том числе — работа автора [Буртман, 1973]. Исследования показали, что нет физических ограничений для перемещения аллохтонов на большие расстояния. Под механизмом шарьирования, который является предметом обсуждения в этом разделе, имеется в виду не физика процесса, а способ перемещения аллохтона.

Формирование шарьяжей происходит путем поддвига—надвига (тектонические покровы) или в результате движения вниз по земной поверхности под действием гравитационных сил (гравитационные покровы). Тектонические шарьяжи во время

своего формирования связаны с корневой зоной. Гравитационные шарьяжи первично отделены от своих корней, и должна быть материнская территория, откуда переместился аллохтон. Возможна и комбинация этих двух главных способов образования шарьяжей. Выделяют также тип шарьяжа, представляющего собой большую лежащую складку. В рассматриваемом регионе известны вторичные шарьяжи такого типа, осложняющие структуру Кызылкума и Восточного Тянь-Шаня (рис. 6.10).

Аллохтоны верхнего (IV) яруса ансамбля шарьяжей Южного Тянь-Шаня формировались в аккреционной призме путем поддвига. Отслоение офиолитовых пластин, слагающих шарьяжи III яруса ансамбля, вероятно также произошло в аккреционной призме путем поддвига субдуцируемой океанической коры под эти пластины. С началом коллизии стали возможны оба способа формирования шарьяжей. Аккреционная призма у края Киргизского террейна занимала более высокое положение относительно дна Туркестанского моря, сложенного глубоководными осадками, лежащими на алай-таримском континентальном основании. Это делало возможным гравитационное перемещение пород из аккреционной призмы на дно морского бассейна. В это же время происходила континентальная субдукция — пододвигание алай-таримской коры под аккреционную призму и Киргизский террейн. Степень участия каждого из этих механизмов в формировании офиолитовых шарьяжей определить затруднительно. Случаи налегания шарьяжа IV яруса непосредственно на шарьяж II яруса (единицы Сугут на единицу Чеканташ в Западном Тянь-Шане, единицы Тамды на единицу Букан в Кызылкуме) — вероятный результат гравитационного перемещения аллохтонных пластин.

Аллохтон, образующий II ярус ансамбля шарьяжей, является тектоническим покровом. Нет материнской территории, откуда мог бы сползти этот обширный гравитационный покров, и материнская территория не могла исчезнуть при субдукции. Отслоение и перемещение этого аллохтона было прямым следствием субдукции алай-таримской континентальной коры под Киргизский террейн. В результате произошел подвиг автохтона под отслоившуюся аллохтонную пластину. Аллохтон в процессе шарьирования деформировался, что делало возможным формирование вторичных гравитационных шарьяжей, широко представленных

внутри структурных единиц II яруса ансамбля шарьяжей.

Палеомагнитные данные

Палеомагнетизм базальтов и туфов (босоготашская св.), залегающих среди шельфовых известняков живетского яруса, был изучен в горах Баубашата в Северо-Ферганской тектонической зоне. Первичная намагниченность этих пород возникла на широте $8 \pm 2^\circ$. Фациальные зоны в это время, вероятно, имели близкое к меридиональному простирание в древней системе координат [Буртман и др., 1998].

На северной периферии Тарима первичная намагниченность была выделена при изучении девонских песчаников на двух участках (Субаси, Дахангоу) в Кельпинтаге. Этим данным соответствуют палеошироты $13 \pm 2^\circ$ и $14 \pm 4^\circ$ [Fang et al., 1990; Li et al., 1990]. В работе [Li et al., 1995] приведены обобщенные результаты изучения палеомагнетизма пород Тарима, согласно которым он находился в раннем–среднем девоне на широте $8 \pm 6^\circ$, в позднем девоне — на широте $19 \pm 4^\circ$, в позднем карбоне — на широте $24 \pm 12^\circ$. По этим данным, длинная ось Алай-Таримского террейна в девонское время имела в древней системе координат меридиональное простирание, которое в карбоне изменилось на северо-восточное.

Гиссарский океанический бассейн и Каракумский террейн

В силуре и девоне территория Гиссарской тектонической зоны была областью накопления мелководных карбонатных отложений. В конце девона она была поднята и подверглась глубокой денудации. Это поднятие предшествовало континентальному рифтогенезу, который начался в позднем турне. В возникшем рифте (или рифтах) в морском бассейне накапливались контрастные вулканиты и кластиты. В позднем серпухове раскол коры достиг нижней коры и верхней мантии, и возник рифт с корой океанического типа, отделивший Каракумский сиалический блок от Алай-Таримского. Последовательная дифференциация расплава была источником вулканитов, которые в серпуховско-раннемосковское время эволюционировали в этом риф-

те от базальтов до андезитов. На востоке Гиссарский океанический рифт был открыт в Палеотетический океанический бассейн, на западе этот рифт, вероятно, слепо оканчивался на территории Турана.

На обеих континентальных окраинах Гиссарского океанического рифта в это время продолжалось накопление вулканитов контрастного (и, отчасти, щелочного) состава и обломочных пород. В московское время произошло углубление морского бассейна и на территории тектонической зоны началось формирование турбидитов, которые в касимовском веке заполнили большую часть бассейна.

Рифтогенный Гиссарский океанический бассейн и остаточное глубокое море существовали недолго — менее 30 млн лет в интервале серпуховский — касимовский века. Коллизия Каракумского и Алай-Таримского террейнов, вновь их объединившая, была причиной обдукции пород гиссарской океанической коры, образования складок и формирования коллизионных гранитов, которые прорывают эти складки.

В складчатой структуре Гиссарской тектонической зоны преобладает южная вергентность [Портнягин и др., 1973]. Складчатые деформации произошли в позднем карбоне — ранее, чем в других тектонических зонах Южно-Туркестанского домена. Этот вывод о времени образования складок основан на Pb-Pb возрасте прорывающих их гранитов, который был определен в 1960-е и 1970-е годы. Было бы желательно получение новых данных о возрасте гранитов.

Внедрение гранитов в позднем карбоне произошло в результате коллизии Каракумского и Алай-Таримского сиалических блоков и предполагаемой континентальной субдукции каракумской коры под алай-таримскую.

В ранней перми в новообразованном континентальном рифте накопилась мощная толща вулканогенно-осадочных отложений. Вулканиты имеют кислый, средний и субщелочной состав.

7.4. Особенности позднепермской эпохи

В предыдущих параграфах были рассмотрены тектонические процессы, происходившие в разных районах Тянь-Шаня. Некоторые из них, начавшись

ранее, продолжались и в позднепермское время. Вместе с тем, в поздней перми, после закрытия океанических бассейнов и осушения остаточных морских бассейнов, палеогеографическая и тектоническая обстановки на территории Тянь-Шаня стали значительно более унифицированными и усилилось влияние общерегиональных факторов.

В поздней перми в прогибах накапливались мощные молассы, грубый состав которых свидетельствует о наличии значительного рельефа. Обширную область Западного и Центрального Тянь-Шаня занимал ареал распространения пермских щелочных и субщелочных магматических пород (рис. 6.2). Этот ареал находится на территории пермской левосдвиговой зоны, охватывавшей большую часть Тянь-Шаня (рис. 7.2). Расположение массивов магматических пород, вероятно, было обусловлено возникновением зон растяжения при движении по сдвигам, ориентированным вдоль складчатой области. Подъем и экспонирование комплекса древнего метаморфического ядра, который обнажен в Зеравшано-Алайском районе Южного Тянь-Шаня, видимо, также связан с такой зоной растяжения.

Тектоническая обстановка, сочетающая поддержание расчлененного рельефа и продольные левосдвиговые перемещения, свидетельствуют о транспрессивной системе напряжений. В эту систему напряжений укладывается также тектоническое течение вдоль складчатого пояса, следствием которого было формирование в Западном Тянь-Шане гигантской горизонтальной протрузии в виде Ферганской горизонтальной флексуры. Вместе с тем, подъем метаморфического ядра и внедрение щелочных интрузий происходили в пределах сдвиговой зоны в условиях растяжения, что позволяет предполагать режим транстенсии. Участки с режимами транспрессии и транстензии могут существовать в разных частях сдвиговой зоны одновременно, но структурные соотношения, наблюдаемые в Южном Тянь-Шане, лучше объяснить последовательной сменой режимов от транспрессивного к транстенсивному.

Палеомагнитные данные

Палеомагнетизм пермских пород изучен на многих участках в Западном, Центральном и Восточном Тянь-Шане (табл. 7.3, рис. 7.2). Палеомаг-

нитные данные позволили определить поле тектонических напряжений, палеошироту региона и ориентировку его относительно пермского полюса [Баженов, Буртман, 1997; Vazhenov et al., 1999].

Палеоширотное положение. Определения пермской палеошироты на разных участках (табл. 7.3) имеют большой разброс, величина которого превышает размеры региона. Искажение результата при определении палеошироты может иметь разные причины (палеомагнитные, литологические, тектонические), выяснить которые удается редко. В рассматриваемом случае имеется значительный массив данных и можно обратиться к средним статистическим результатам, которые нивелируют несистематические ошибки определений.

Средняя палеоширота, вычисленная по данным, полученным в Западном Тянь-Шане и на западе Центрального Тянь-Шаня (участки А–G, Р–W, рис. 7.2), равна 29° . Для Восточного Тянь-Шаня и Северного Тарима (участки Н–O) средняя палеоширота получилась равной 34° . Эти результаты согласуются с определенной выше северо-восточной ориентировкой структур: если регион находился в Северном полушарии, то Восточный Тянь-Шань располагался севернее Западного Тянь-Шаня. В работе [Li et al., 1995] приведены обобщенные данные о палеошироте Тарима: $28 \pm 2^\circ$ для ранней перми и $30 \pm 5^\circ$ для поздней перми.

Поле тектонических напряжений. Главная особенность полученной картины палеомагнитных склонений (табл. 7.3, рис. 7.2) состоит в том, что все они повернуты против часовой стрелки относительно пермского палеомагнитного полюса, определенного по европейским данным. В северной периферической части Центрального Тянь-Шаня (участки D, E, рис. 7.2), в Северной Джунгарии (участок Н) и на краю Таримской платформы (участки L, M, N, O) угол поворота составляет $15\text{--}25^\circ$ или менее. Во внутренней части Тянь-Шаня этот угол (Σ , табл. 7.3) значительно больше и местами превышает 100° (участки R, S, T, U, W). Весьма четко разделяются: «рама», в которой угол поворота не превышает 25° , и внутренняя зона, в которой палеомагнитные склонения повернуты на большие углы.

Суммарная величина вращения палеомагнитных векторов Σ состоит из нескольких компонент.

β -компонента — поворот всех палеомагнитных векторов, включая «раму», на $15\text{--}25^\circ$ относительно пермского европейского палеомеридиана. Это —

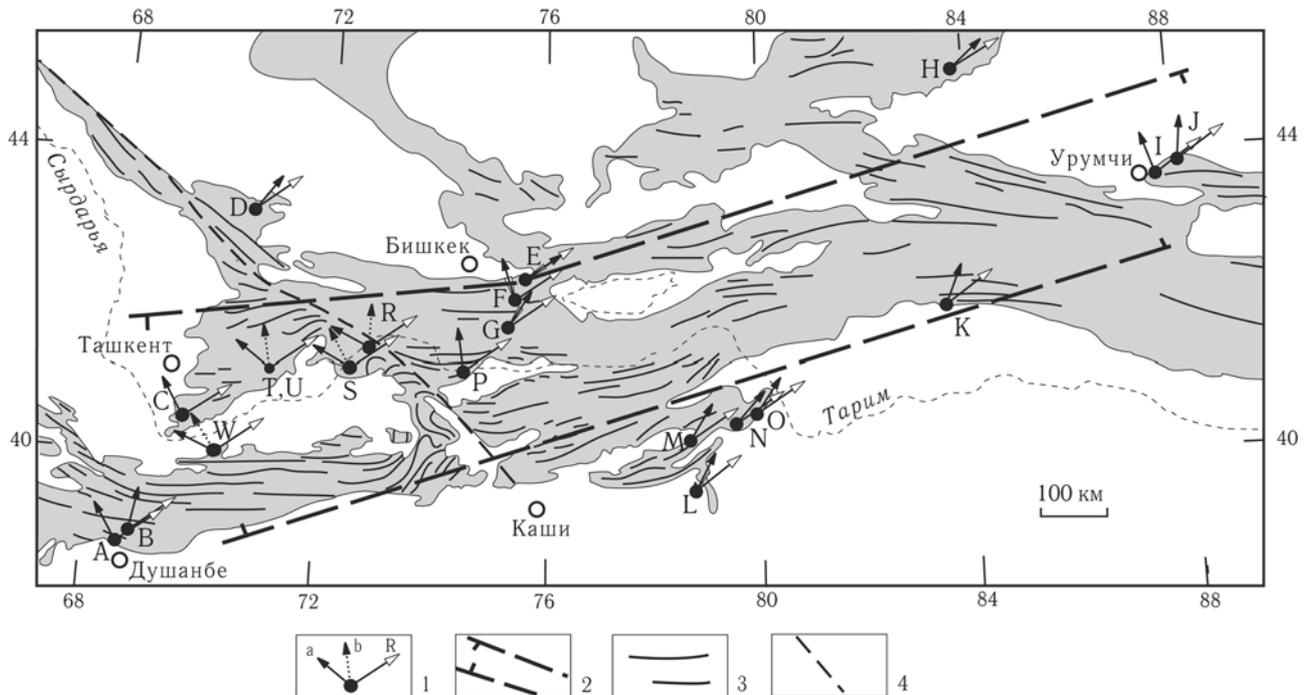


Рис. 7.2. Результаты изучения палеомагнетизма пермских пород [Баженов, Буртман, 1997]

1 — палеомагнитные склонения: направление «а» имеет сакмарский–артинский возраст, «b» — кунгурский и позднепермский возраст, R — направление позднепермского меридиана относительно европейского полюса, определенное по: [Voo, 1990]; 2 — тяньшаньская левосдвиговая зона, в которой палеомагнитные склонения повернуты относительно европейского палеомеридиана на угол более 25°; 3 — осевые линии позднепалеозойских складок F₅; 4 — Таласо-Ферганский сдвиг. Тонирована территория, занятая палеозойскими и более древними породами

Пояснение А–W см. в табл. 7.3

фоновое вращение, обнаруженное во всем рассматриваемом регионе.

γ -компонента — вращение во внутренней зоне Тянь-Шаня относительно «рамы за время от пермского периода поныне. Эта компонента равна углу между палеомагнитным склонением и направлением на пермский палеомагнитный полюс, вычисленный по результатам изучения пород «рамы». Раннепермский таримский палеомагнитный полюс определен по данным, полученным на участках L, M, N и O, которые расположены на краю Таримской платформы. Он имеет координаты: 61,0° с.ш., 177,3° в.д. ($\alpha_{95}=9^\circ$; K=101).

δ -компонента — вращение во внутренней зоне Тянь-Шаня относительно «рамы в пермское время. Для определения этой компоненты необходимо исключить вращения в послепермское время. Палеомагнитное исследование меловых и палеогеновых пород показало, что территория Ферганского блока Западного Тянь-Шаня была повернута после палеогена против часовой стрелки относительно Центрального Тянь-Шаня [Баженов и др., 1993]. По этим данным, угол поворота Ферганского бло-

ка после палеогена находится в интервале 10–30°. Вращение Ферганского блока было компенсировано утолщением земной коры в Чаткальском районе, где мощность коры достигает 60 км [Черновский, 1991]. Корреляция этих двух явлений (вращение блока — компенсационное утолщение земной коры) определяет угол поворота Ферганского блока в послепалеогеновое время в 10°. С учетом этой поправки за счет вращения в кайнозое (-10°) была определена δ -компонента (табл. 7.3), которая отражает поворот масс во внутренней зоне относительно «рамы» в пермское время или в перми — раннем мезозое.

Вращение против часовой стрелки указывает на поле левосдвиговых напряжений во внутренней зоне. Ширина этой сдвиговой зоны около 300 км, она прослежена на протяжении 1200 км вдоль Западного, Центрального и Восточного Тянь-Шаня (рис. 7.2).

Ориентировка в пространстве. Для определения ориентировки региона относительно магнитного полюса необходимо выяснить происхождение фонового вращения палеомагнитных склонений

Таблица 7.3. Палеомагнетизм перми Тянь-Шаня

Участок	Возраст	I, °	D, °	$\alpha_{95}, °$	R _E , °	$\Sigma, °$	R _T , °	c	$\delta, °$	$\varphi, °$	Литературный источник
Рама											
D	P ₂ (P)	43	36	3	52	16±4	-	-	-	25	Bazhenov et al., 1995
E	P (P)	46	55	4	56	1±4	-	-	-	25	Audibert, Bazhenov, 1992
H	C (P)	50	48	5	61	13±7	-	-	-	31	Zhao et al., 1990
L	P (P)	50	28	5	52	24±7	-	-	-	33	Li et al., 1988
M	P ₁ (P)	58	32	3	56	24±5	-	-	-	39	Sharps et al., 1989
N	P ₁ (P)	44	42	10	56	14±11	-	-	-	26	Bai et al., 1987
O	P ₁ (P)	41	34	6	56	22±6	-	-	-	23	То же
Сдвиговая зона											
A (a)	P ₁ (P ₁₋₂)	39	325	5	51	86±5	31	-	66±13	22	Bazhenov et al., 1993
B (b)	P ₁₋₂ (P ₂)	48	8	4	49	41±6	31	-	23±13	29	То же
C (a)	P ₁ (P ₁₋₂)	41	327	4	52	85±4	31	+	54±13	23	Большаков и др., 1989
F (a?)	P (P ₁₋₂)	48	343	6	56	73±8	34	-	51±15	29	Audibert, Bazhenov, 1992
G (b?)	P (P ₂)	49	33	4	55	22±5	33	-	0±14	30	То же
I (b)	P ₂ (P ₂)	62	343	4	57	74±8	38	-	55±16	43	Sharps et al., 1992
J (b)	P ₂ (P ₂)	59	7	6	58	51±10	38	-	31±18	40	Nie et al., 1993
K (b)	P ₂ (P ₂)	55	22	7	55	33±9	36	-	14±17	36	McFadden et al., 1988
P (a?)	P (P)	44	353	9	54	61±10	33	-	40±14	25	Баженов, Буртман, 1997
R (a)	P ₁₋₂ (P ₁₋₂)	40	297	14	54	117±15	33	+	86±17	23	То же
R (b)	P ₂ (P ₂)	58	358	6	51	53±11	33	+	25±14	39	“
S (a)	P ₁₋₂ (P ₁₋₂)	36	299	6	53	114±7	32	+	83±14	20	“
S (b)	P ₁₋₂ (P ₂)	51	330	8	52	82±12	32	+	52±18	28	“
T (a)	P ₁ (P ₁₋₂)	48	312	6	53	101±8	32	+	70±15	29	“
T (b)	P ₁₋₂ (P ₂)	57	350	5	53	63±9	32	+	32±15	38	“
U (a)	P ₁ (P ₁₋₂)	61	302	6	53	111±10	31	+	79±16	42	“
U (b)	P ₁₋₂ (P ₂)	55	350	8	53	63±13	32	+	32±17	36	“
W (a)	P ₁ (P ₁₋₂)	40	292	6	53	121±7	31	+	89±14	23	“
W (b)	P ₁ (P ₂)	43	322	12	49	87±14	31	+	59±20	25	“

Примечание. В столбце «Участок»: А–W — пункты на рис. 7.2, (а) и (б) — группы палеомагнитных склонений, рассматриваемые в тексте. В столбце «Возраст» показан возраст изученных пород и в скобках обозначен возраст палеомагнитной компоненты.

I, °, D, °, $\alpha_{95}, °$ — палеомагнитное наклонение, склонение, радиус круга доверия, соответственно; $\varphi, °$ — палеоширота; R_E, ° — направление палеомеридиана относительно пермского европейского полюса, по: [Voo, 1990]; $\Sigma, °$ — угол поворота палеомагнитного склонения против часовой стрелки относительно пермского европейского полюса; R_T, ° — направление палеомеридиана относительно пермского таримского полюса, определенного по данным, полученным в пунктах L, M, N, O; c — поправка за счет вращения Западного Тянь-Шаня в кайнозой (-10°); $\delta, °$ — угол поворота палеомагнитного склонения против часовой стрелки, относительно пермского таримского полюса, с учетом поправки «с». Угол δ отражает вращение палеомагнитных склонений внутри сдвиговой зоны относительно «рамы» в перми — раннем мезозое.

против часовой стрелки на угол 15–25°, фиксируемого в пределах «рамы». Оно может быть либо результатом поворота всего региона целиком, либо

в пределах «рамы» происходили в ослабленном виде те же процессы внутреннего вращения масс, что и внутри сдвиговой зоны. В первом случае тек-

тонические структуры в пермской системе координат должны быть ориентированы относительно таримского палеомагнитного полюса, во втором случае — по отношению к европейскому палеомагнитному полюсу.

Решить эту задачу помогают палеомагнитные данные, которые были получены в Южном Тариме [Gilder et al., 1996] — вдали от тяньшаньской сдвиговой зоны. Пермское палеомагнитное склонение оказалось там повернуто на $22 \pm 11^\circ$ против часовой стрелки относительно направления на европейский палеомагнитный полюс, т.е. таким же, как и в тяньшаньской «раме». Это свидетельствует в пользу первого варианта: фоновое вращение отражает поворот всего региона целиком в послепермское время. В соответствии с этим, можно сделать вывод о том, что и сдвиговая зона и продольные тектонические структуры Тянь-Шаня имели в пермской системе координат северо-восточное простирание.

Вращение пермских палеомагнитных векторов и тектонические деформации. Палеомагнитные данные свидетельствуют о двух фазах вращения палеомагнитных векторов в пермских породах. Большинство полученных палеомагнитных направлений можно разделить на две возрастные группы — раннюю «а» и позднюю «б» (табл. 7.3, рис. 7.2). На участках, расположенных в пределах тяньшаньской сдвиговой зоны, среднее значения угла вращения δ для группы «а» (равное 68°) вдвое больше величины этого угла для группы «б». Следовательно, палеомагнитные склонения испытали две фазы вращения против часовой стрелки — в ранней–поздней перми (I фаза) и в поздней перми или позднее (II фаза).

Проблема состоит в том, что трудно ответить на вопрос: вращение каких геологических объектов отражено в повороте палеомагнитных векторов?

Первая фаза вращения выявлена только в Западном Тянь-Шане. Угол поворота был разным на разных участках. В Баубашатинском горном узле в Северо-Ферганской тектонической зоне угол поворота в ранней перми на участке R составлял 61° , на участке S — 31° . Оба участка находятся в пределах Ферганской горизонтальной флексуры и вращение палеомагнитных векторов может быть обусловлено формированием этой горизонтальной флексуры. В Чаткальском хребте на участках T и U угол вращения палеомагнитных векторов в раннепермское время превышает 40° . Тектониче-

ские структуры на территории этого хребта также были повернуты на стадии D-6, и вращение палеомагнитных векторов коррелируется с этим поворотом. Палеомагнитные векторы испытали первую фазу вращения также на участках A и B в долинах рек Варзоб и Ханака в Гиссарском хребте. Это вращение может быть следствием локального поворота тектонических блоков при левосдвиговых смещениях по разломам.

Вторая фаза вращения выявлена в Западном, Центральном и Восточном Тянь-Шане в пределах всей обширной тяньшаньской левосдвиговой зоны. Эту фазу вращения могли испытать тектонические блоки, в пределах которых находятся изученные участки, но о существовании таких блоков и их вращении нет геологических данных.

Можно высказать предположение о том, что происходило вращение не тектонических блоков, а зерен в песчаниках и других породах вследствие тектонического течения в левосдвиговом поле напряжений. Рассмотрим два возможных варианта такого вращение зерен, несущих намагниченность.

Согласно первому варианту, вращение зерен имело место после формирования вертикальных складок. Это предположение, корректное по отношению к геологическим наблюдениям, находится в противоречии с палеомагнитными данными. Все анализируемые палеомагнитные данные (табл. 7.3) прошли тест складки с положительным результатом, который свидетельствует о доскладчатом возрасте магнитной компоненты.

Второй вариант предполагает, что вращения зерен происходили в горизонтально лежащих пластах, — до смятия их в вертикальные складки F_5 , т.е. не позднее ранней перми. Отмеченная выше корреляция первой фазы вращения палеомагнитных векторов с формированием Ферганской горизонтальной флексуры находится в противоречии с этим вариантом, так как в виде горизонтальной флексуры изогнуты ранее сформированные вертикальные складки F_5 . Веский довод против рассматриваемого варианта интерпретации состоит в том, что изученные породы на многих участках (D, I, J, K, R, U, рис. 7.2) имеют позднепермский возраст — вплоть до татарского яруса на участке K, и не могут нести раннепермскую намагниченность. Вопрос о геологических объектах, при вращении которых были повернуты палеомагнитные векторы, ждет решения.

7.5. Тектоногеодинамическая модель

Тектонические процессы в разных секторах Тянь-Шаня имеют особенности, но для всего региона характерна общая направленность их эволюции, которая может быть представлена в виде унифицированной модели тектонических и геодинамических процессов (рис. 7.1).

Модель

Синий. Поздний рифей и синий были временем преобладания деструкционных процессов, которые могли происходить в пределах суперконтинента Родиния. Континентальный рифтогенез завершился открытием океанических бассейнов. Терсейский бассейн известен с раннего синия, Туркестанский и Илийский бассейны — с венда. Эти океанические бассейны разделяли микроконтиненты Борохоро, Иссыккульский, Сырдарьинский и Алай-Таримский континент. На сиалических блоках формировались рифты, в которых накапливались грубые кластиты и вулканиты.

Ранний палеозой. В кембрии — раннем ордовике в Терсейском океаническом бассейне находились океанические островные дуги, которые делили бассейн на две части — Нарынскую задуговую и Кенсайскую преддуговую. Субдукция кенсайской океанической коры под островную дугу привела к аккреции этой дуги с Иссыккульским микроконтинентом в раннем–среднем арениге. Вслед за этим началась субдукция океанической коры задугового бассейна под Иссыккульский микроконтинент, на окраине которого возник магматический пояс. Следствием этой субдукции было закрытие в конце среднего — начале позднего ордовика Терсейского океанического бассейна и объединение Иссыккульского и Сырдарьинского сиалических блоков в Киргизский микроконтинент. Коллизионные процессы сопровождались обдукцией офиолитов на островную дугу в кембрии — раннем ордовике и на край Иссыккульского микроконтинента в позднем ордовике.

В Туркестанском океаническом бассейне алай-таримский край был пассивным, киргизский край — активным, и на нем формировалась аккреционная призма. В этом океаническом бассейне в раннем

палеозое также существовали островные дуги. Они отделяли окраинные моря, в которых происходил рассеянный спрединг океанической коры.

В Илийском океаническом бассейне его иссыккульский край был активным с тремадокского века. На краю Иссыккульского микроконтинента в ордовике находился магматический пояс. В среднем ордовике в процессе формирования аккреционной призмы произошла обдукция офиолитов на край этого микроконтинента. Другой край Илийского океанического бассейна до среднего ордовика был пассивным, позднее — активным.

Средний палеозой. Илийской океанический бассейн был закрыт в силуре, и сиалический блок Борохоро присоединился к Киргизскому микроконтиненту.

В Туркестанском океаническом бассейне в силуре и девоне происходил спрединг океанической коры и ее субдукция под Киргизский микроконтинент. Субдукция прекратилась до живетского века, спрединг — в позднем девоне. С позднего девона до визейского века в Туркестанском океаническом бассейне не было ни спрединга, ни субдукции. Джунгарская окраина Киргизского континента в это время также была пассивной.

В раннем карбоне на туркестанской и джунгарской окраинах Киргизского континента возобновилась субдукция океанической коры, и возникли магматические пояса, активность которых продолжалась до позднего карбона. С субдукцией туркестанской океанической коры связано формирование Нарат-Заилийского магматического пояса на востоке и Кураминского магматического пояса — на западе. На джунгарской окраине Киргизского микроконтинента располагался магматический пояс Борохоро.

Туркестанская окраина Алай-Таримского микроконтинента оставалась пассивной. На микроконтиненте известны локальные проявления рифтогенного магматизма, наиболее интенсивные в раннем девоне. В серпуховском веке на Алай-Таримском микроконтиненте образовался Гиссарский рифт с корой океанического типа. Гиссарский рифт отделил от микроконтинента Каракумский сиалический блок.

Поздний палеозой. В Туркестанском бассейне океаническая кора была поглощена вследствие субдукции под Киргизский микроконтинент к середине московского века, и началась коллизия Киргизского и Алай-Таримского микроконтинен-

тов. Большая часть остаточного Туркестанского внутриконтинентального моря была осушена в артинском и сакмарском веках, на северной периферии Тарима морской бассейн просуществовал до поздней перми.

С началом коллизии в московском веке субдукция океанической коры сменилась субдукцией алай-таримской континентальной коры под Киргизский континент. Это был медленный и длительный процесс, континентальная субдукция продолжалась от московского века до поздней перми. Следствием континентальной субдукции было поперечное сокращение площади алай-таримской коры. Оно было компенсировано формированием на алай-таримской коре многослойной системы обширных шарьяжей, последующим смятием ансамбля шарьяжей в складки и раздавливанием возникшего складчатого пояса. Последнее явление вызвало тектоническое течение масс вдоль складчатого пояса. В Западном Тянь-Шане выдавленные массы были депонированы в виде гигантской горизонтальной протрузии — Ферганской горизонтальной флексуры. Восточной границей протрузии служил Таласо-Ферганский разлом. Дополнительный депоцентр для выдавленных масс находился в Центральном Кызылкуме. Пермские деформации сопровождались внедрением коллизионных гранитов и более поздним щелочным магматизмом, локализация которого обусловлена перемещением масс вдоль складчатого пояса.

Гиссарский океанический бассейн был закрыт в позднем карбоне в результате субдукции гиссарской океанической коры под Алай-Таримский террейн. Следствием коллизии были смятие окружающих пород в складки и формирование гранитов.

Джунгаро-Балхашский океанический бассейн был закрыт в позднем карбоне в результате субдукции джунгарской океанической коры под Киргизский микроконтинент. Остаточный морской бассейн существовал здесь до ранней перми.

После закрытия океанических бассейнов в позднем карбоне территория Тянь-Шаня стала частью Евразийского континента. В пермское время на территории Тянь-Шаня находились морские и озерные бассейны, накапливались молассы и происходили деформации. Эта позднепалеозойская складчатость охватила всю территорию Тянь-

Шаня. Она сопровождалась послеколлизионным магматизмом.

Альтернативные модели

Тянь-Шань — хорошо обнаженная территория, Западный и Центральный Тянь-Шань — наиболее детально изученная складчатая система Азии. Все же, сложная покровно-складчатая тектоника Южного Тянь-Шаня, широкое развитие осадочных и тектонических микститов и явлений переотложения фауны приводят к тому, что остается место для сомнений в правильности выводов и надежности данных, использованных для их обоснования. Надежно установленные факты также могут получать разную интерпретацию. Все это позволяет принимать или отвергать доводы в зависимости от взглядов исследователя, и создает благоприятные условия для разработки альтернативных тектонических и геодинамических моделей.

Большие возможности для создания альтернативных и вариационных моделей представляет сложное строение Южного Тянь-Шаня. Если переоценить роль хаотических комплексов в структуре региона, то можно представить палеозойский Южный Тянь-Шань в виде обширного мощного олистострома [Белюсов, 1998]. Если недооценить перемещения аллохтонных тел в виде вторичных шарьяжей и гигантских олистоплаков, то количество первичных фациальных зон Южного Тянь-Шаня резко возрастает. На реконструкциях их первичного положения многократно чередуются абиссальные, батинальные и неритовые зоны [Бискэ, 1996–2001; Бискэ и др., 1981, 1985; Зубцов, Поршняков, 1995; Поршняков, 1983; Христов, Миколайчук, 1983а; и др.]. Эти реконструкции по своему стилю близки к моделям, разработанным до обнаружения шарьяжей, когда в Южном Тянь-Шане рисовали много синхронных поднятий и глубоководных прогибов на континентальной коре [Каледа, 1960, 1966; Резвой, 1959; Синицын, 1960].

Предложены также модели автохтонного и параавтохтонного формирования тектонических структур Тянь-Шаня на океанической коре [Леонов, 1996, 2005; Попов, 1960].

Глава 8

Памир, Куньлунь и Тибет

Значительное число опубликованных работ посвящено событиям в южной части Высокой Азии — в тектонических зонах Гималаев, Южного Тибета, Кохистана и Каракорума [Searle, 1991; Yin, Harrison, 2000; Yin, Nie, 1996; и др.]. Труднее — с корреляцией тектонических зон Северного Тибета, Куньлуня и Памира. По каждому из этих районов имеется значительный массив опубликованных данных, освоение которых затруднено языковыми барьерами (работы на русском языке — трудны для иностранцев, на китайском — для нас) и редкостью контактов между исследователями Памира и Тибета.

В 1895 г. шведский географ Свен Гедин побывал на Южном Памире. Во время экспедиций 1896 и 1898 гг. он прошел из Тарима до Центрального Тибета [Гедин, 1899, 1935] и стал первым исследователем, побывавшем и на Памире и в Тибете. В 1970-х годах я работал на Северном Памире, ранее — участвовал в маршрутах по Центральному и Южному Памиру в Таджикистане, а позднее — по Северо-Западному Куньлуню. В 1998 г. мне довелось пересечь Восточный Куньлунь и Тибет от Цайдама до Тетис-Гималаев с геологическими экскурсиями, которыми руководил Пан Юшен. Так, волей судьбы, через 100 лет после С.Гедина я, вероятно, оказался вторым исследователем, который побывал и на Памире и в Тибете. Это обстоятельство послужило доводом в пользу работы по кор-

реляции тектонических структур Памира и Тибета [Буртман, Самыгин, 2001].

Рассмотрим палеозойские и раннемезозойские тектонические зоны и океанические сутуры северной части Высокой Азии в трех пересечениях — через Каракорум, Памир и Северо-Западный Куньлунь (см. § 8.1), Западный Куньлунь и Западный Тибет (см. § 8.2) и Восточный Куньлунь и Восточный Тибет (см. § 8.3).

8.1. Каракорум, Памир и Северо-Западный Куньлунь

Западная окраина Тарима (175) — Сутура Калайхумб-Ойтаг (175) — Курговат-Яркенд (175) — Сутура Ванч-Ташкурган (177) — Сарыкольская зона и Центральный Памир (177) — Сутура Рушан-Пшарт (178) — Каракорум (179) — Сутура Шиок (179) — Океанические бассейны (180)

На западном пересечении Высокой Азии (рис. 8.1) находятся сутуры океанических бассейнов Калайхумб-Ойтаг, Ванч-Ташкурган, Рушан-Пшарт и Шиок, которые разделяют тектонические зоны, имеющие сиалический фундамент: Алай-Таримскую, Курговат-Яркенд, Сарыкольскую-Центрально-Памирскую, Каракорумскую и Кохистанскую (рис. 8.2).



Рис. 8.1. Высокая Азия (тониروвана)

АГ — хребет Агыл, АМ — хребет Аньемачен, ЗК — Западный Куньлунь, СЗК — Северо-Западный Куньлунь, КС — Кохиستان, ЦД — Цайдам, ЧМ — Чимантаг

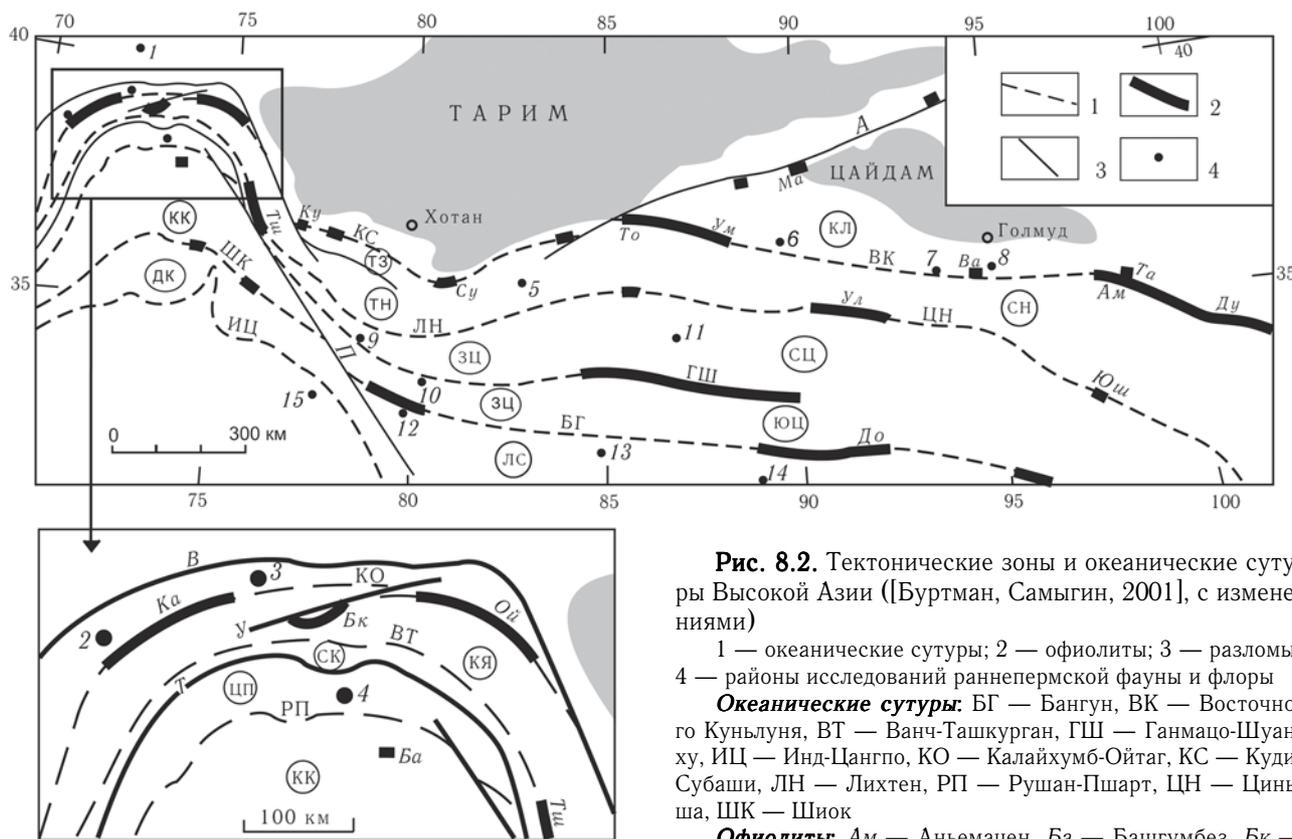


Рис. 8.2. Тектонические зоны и океанические сuture Высокой Азии ([Буртман, Самыгин, 2001], с изменениями)

1 — океанические сuture; 2 — офиолиты; 3 — разломы; 4 — районы исследований раннепермской фауны и флоры

Океанические сuture: БГ — Бангун, ВК — Восточного Куньлуна, ВТ — Ванч-Ташкурган, ГШ — Ганмацо-Шуанху, ИЦ — Инд-Цангпо, КО — Калайхумб-Ойтаг, КС — Куди-Субаши, ЛН — Лихтен, РП — Рушан-Пшарт, ЦН — Циньша, ШК — Шиок

Офиолиты: АМ — Аньемачен, Ба — Башгумбес, Бк — Баяндкиик, Ва — базальты Ваньбаогу, До — Донкяо-Амдо,

Ду — Дурингой, Ка — Калайхумб, Ку — Куди, Ма — Манья, Ой — Ойтаг, Су — Субаши, Та — Тато, Тш — Тааши, То — Токуздабан, Улан-ула, Ум — Улуг-музтаг, Юш — Юйшу

Разломы: А — Алтынтагский, В — Вахш-Заалайский, П — Памир-Каракорумский, Т — Танымасский, У — Уйбулакский

Районы исследований раннепермской фауны и флоры: 1 — Алай, 2 — Дарваз, 3 — Заалайский хребет, 4 — Калакташ, 5 — Паньшухе (Panshuihe), 6 — Ащиккольху (Aqikkolhu), 7 — Найджтал (Naiji Tal), 8 — Голмуд, 9 — перевал Конка (Kongka), 10 — Рутог-Гегуа (Rutog-Gegua), 11 — Ганмацо-Сярган (Gangmasc-Xiyargang), 12 — Шицанхе (Shiquanghe), 13 — Коген (Cogen), 14 — Шенжа (Xainza), 15 — Кашмир

Тектонические зоны обозначены буквами в кружках: ДК — Драс-Кохистан, ЗЦ — Западный Цянтан, СЦ — Северный Цянтан, ЮЦ — Южный Цянтан, КЛ — Восточный Куньлунь, КК — Каракорум, КЯ — Курговат-Яркент, ЛС — Ласа (Лхаса), СК — Сарыкольская, СН — Сунпань, ТЗ — Тизнаф, ТН — Тяньшуйхай, ЦП — Центральный Памир. Тонированы кайнозойские отложения на Таримском и Цайдамском массивах

Западная окраина Тарима

Кристаллический фундамент Таримской платформы имеет архейско-протерозойский возраст. Наиболее древние породы обнажены в Восточном Тариме, где определен U-Pb возраст цирконов из гранито-гнейсов 2,1 млрд лет и Pb-Pb возраст 2,46 млрд лет [Introduction..., 1992; Regional geology of Xinjiang..., 1993]. Чехол платформы образован мелководными морскими и континентальными отложениями синия и фанерозоя. Деформированные молодыми движениями породы Таримской платформы слагают внешнюю тектоническую зону Северо-Западного Куньлуна.

Границей Памира с Каракумским блоком и Тянь-Шанем служит кайнозойский Вахш-Заалайский надвиг (В, рис. 8.2). В позднем кайнозое пространства между Памиром и Тянь-Шанем было сокращено на 300 км [Буртман, 1999; Burtman, 2000; Burtman, Molnar, 1993]. Западное окончание Таримского массива скрыто под этим надвигом Памира.

Сутура Калайхумб-Ойтаг

Сутура Калайхумб-Ойтаг (КО, рис. 8.2) отмечена офиолитами каменноугольного возраста. В офиолитах *Калайхумб* (Ка, рис. 8.2) ультрабазиты представлены дунитами и перидотитами. Разрез стратифицированных отложений начинается мощной толщей подушечных базальтов, в верхней части которой находятся прослой известняков с аммонитами серпуховского яруса. Базальты имеют толеитовый состав, их петрохимические характеристики близки базальтам срединно-океанических хребтов. Надофиолитовая часть разреза сложена толщей андезито-базальтов, андезитов, дацитов, риолитов. Эта последовательно дифференцированная серия вулканитов, залегающая на офиолитовом основании, представляет собой разрез океанической островной дуги. Вулканиты фациально замещаются туфотерригенными отложениями и олистостромовой толщей с раннесерпуховскими аммонитами в олистолитах [Поспелов, 1987; Руженцев и др., 1977]. Вулканиты и замещающие их отложения несогласно перекрыты известняками с позднемосковскими фораминиферами. Описано также несогласное залегание на вулканитах конгломератов и известняков с позднебашкирскими фораминиферами [Расчленение..., 1976].

Тектоническая зона, образованная офиолитами и островодужными вулканитами, продолжается из таджикского Памира в Куньлунь. Разрезы офиолитов *Кунгай-Ойтаг* (Kungai, Ouytag) (Ку, Ой, рис. 8.2) в Северо-Западном Куньлуне сложены базальтами, отчасти с шаровой отдельностью, с прослоями кремней. Упомянут о присутствии ультрабазитов среди этих лав. Базальты перекрыты контрастными вулканитами с горизонтами осадочных пород, в которых найдены визейские кораллы. Выше залегают пирокласты среднего и кислого состава [Yip, 1994]. Для базальтов Северо-Западного Куньлуна получено определение Rb-Sr изохронного возраста — около 360 млн лет [Yang et al., 1996]. Офиолиты прорваны гранитами, для которых по циркону определен U-Pb возраст 277 ± 6 млн лет [Xu et al., 1992].

На Северном Памире южнее сутуры Калайхумб-Ойтаг расположены офиолиты *Баяндкиик* (Бк, рис. 8.2). Они включают большой массив, сложенный перидотитами, пироксенитами, габбро, диоритами, плагиогранитами, и толщу базальтов, отчасти подушечных. Состав лав близок толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов [Петрология..., 1988; Поспелов, 1987]. На лавы согласно налегают аргиллиты и известняки с брахиоподами и фораминиферами серпуховского яруса [Левен, 1981]. Выше лежат терригенные и карбонатные отложения верхнего карбона и перми. Офиолиты Баяндкиик могут быть фрагментом сутуры Калайхумб-Ойтаг, смещенным по Уйбулакскому сдвигу (У, рис. 8.2), или аллохтонном с корнями в расположенной южнее сутуре Ванч-Ташкурган.

Курговат-Яркенд

Фундамент тектонической зоны Курговат-Яркенд (КЯ, рис. 8.2) сложен гнейсами и кристаллическими сланцами. В Северо-Западном Куньлуне по циркону из гранито-гнейсов определен U-Pb возраст 2,26 млрд лет. В бассейне р. Яркенд (Yarkant) метаморфизованные вулканогенные отложения основного, среднего и кислого состава прорваны гранитами, для которых определен Rb-Sr возраст 1,5 млрд лет. Для гнейсов были получены также вендский и раннеюрский U-Pb возрасты термальных событий [Brunel, Tapponnier et al., 1992; Regional geology of Xinjiang..., 1993; Xu et al., 1992].

На Северном Памире наиболее древними датированными отложениями являются песчаники с обломками метаморфических пород фундамента и глинистые сланцы, в которых найдены кораллы позднего ордовика — раннего силура. Выше лежат известняки и кварцевые песчаники с кораллами раннего силура и карбонатные отложения с кораллами раннего и среднего девона. На них с небольшим угловым несогласием залегают мощные вулканогенно-осадочные отложения, содержащие брахиоподы и кораллы позднего турне и визе [Расчленение..., 1976]. Вулканиды слагают контрастную базальт-риолитовую серию. Породы имеют известково-щелочной состав, встречаются прослойки щелочных базальтов. Петрохимия эффузивов свидетельствует о их формировании на континентальной коре [Поспелов, 1987]. С эффузивами раннего карбона ассоциированы гранитоиды [Петрология..., 1978]. Более высокое положение в стратиграфическом разрезе занимают песчаники и известняки с гониатитами серпуховского яруса и прослоями лав и туфов кислого и основного состава [Белов, 1981]. В рассматриваемой зоне известны также разрезы нижнего карбона, сложенные карбонатными породами [Расчленение..., 1976]. Полоса вулканидов нижнего карбона продолжается вдоль западного фланга Памира в Афганский Бадахшан, Западный Гиндукуш и далее на запад [Баженов, Буртман, 1990].

В Северо-Западном Куньлуне, в бассейне Яркенда, на протерозойском основании несогласно залегают мелководные отложения с фауной ордовика. Раннепалеозойские и среднепалеозойские отложения накапливались в мелком море и частично (в девоне) в наземных условиях [Казьмин, Фарраджев, 1961; Introduction..., 1992]. Определения U-Pb возраста цирконов из гранитов этого района находятся в интервале средний ордовик — средний девон и в позднем триасе [Cowgill et al., 2003]. Главные отличия Северо-Западного Куньлуня от Северного Памира — несогласие в среднем девоне и присутствие позднедевонской молассы. На Памире позднему девону соответствует перерыв в осадконакоплении, и несогласие наблюдается в основании каменноугольного разреза.

Итак, зона Курговат-Яркенд имеет метаморфический фундамент, на котором в ордовике, силуре и девоне накапливались мелководные осадки, а в раннем карбоне формировалась контрастная серия вулканидов. Вулканизм происходил на континен-

тальной коре. Он имел рифтогенный генезис, или был обусловлен субдукцией. В серпуховском веке к северу от рассматриваемого сиалического блока на океаническом фундаменте возникла островная дуга [Пашков и др., 1984; Поспелов, 1987]. Калайхумбский океанический бассейн находился между островной дугой и сиалическим блоком Курговат-Яркенд. Он был закрыт в позднебашкирское или раннемосковское время. Коллизия сиалического блока с островной дугой сопровождалась формированием складок и шарьяжей [Руженцев и др., 1977].

В Северо-Западном Куньлуне главное складкообразование также происходило в позднем карбоне. Здесь были описаны шарьяжи, сложенные палеозойскими и протерозойскими породами [Brunel, Arnand et al., 1992; Brunel, Tapponnier et al., 1992; Li et al., 1997]. В долине Гез-дарьи (Gez) и ее левого притока Ойтагсу находится симформная складка, имеющая в поперечном сечении около 3 км. В мульде складки залегают подушечные базальты (офиолиты Ойтаг), частью метаморфизованные до амфиболитов. Они лежат на автохтоне, сложенном мраморами, кварцевыми песчаниками и глинистыми сланцами девона и карбона, принадлежащими Курговат-Яркендской зоне. Некоторые исследователи [Brunel, Arnand et al., 1992; Brunel, Tapponnier et al., 1992] считают шарьяжи Северо-Западного Куньлуня юрскими, опираясь на изотопный возраст биотита из зоны наволока. Шарьяжи не затрагивают близко лежащие триасовые и юрские породы, и более вероятно, что возраст биотита соответствует времени позднейших подвижек, а шарьяжи были сформированы в позднем карбоне.

В основании неоавтохтона на Северном Памире залегают конгломераты, песчаники и известняки с гониатитами и фораминиферами башкирского и московского веков [Белов, 1981]. Верхний карбон и ассельский ярус перми представлены в двух фациях — карбонатной и флишевой. Эти отложения согласно перекрыты флишем сакмарского и низов артинского яруса. Во флише содержатся прослойки туфов андезито-базальтов. Верхняя часть разреза артинского яруса сложена карбонатно-терригенными отложениями [Левен и др., 1992; Левен, Щербович, 1978]. На эти породы трансгрессивно (местами — с угловым несогласием) налегают красноцветные терригенные отложения, среди которых находятся мощные горизонты туфов андезитов и дацитов и линзы мелководных известняков и гипсов. В осадках содержатся конодонты и фораминиферы

поздней перми, а в верхней части разреза — аммониты и моллюски индского и оленекского ярусов [Левен, Щербович, 1978; Расчленение..., 1976]. В Северо-Западном Куньлуне к пермокарбону относятся толщу известняков и вулканитов (андезитов, андезито-базальтов), имеющих известково-щелочной состав [Introduction..., 1992].

На пермские отложения на Северном Памире несогласно налегают конгломераты и туфопесчаники, чередующиеся с базальтами, андезито-базальтами, андезитами, туфами и углями с флорой позднего триаса [Расчленение..., 1976]. Пояс триасовых вулканитов протягивается вдоль западного фланга Памира в Западный Гиндукуш и далее на запад [Баженов, Буртман, 1990; Хаин, 1979]. На Памире на породах триаса несогласно лежит угленосная толща лейаса, аалена и байоса. Континентальные и мелководные морские осадки поздней юры, мела и кайнозоя завершают стратиграфический разрез Северного Памира и Северо-Западного Куньлуна.

В рассматриваемой зоне распространены граниты, которые слагают два пояса — внешний и внутренний. Граниты внешнего пояса ассоциированы с вулканитами раннего карбона и, вероятно, являются раннекаменноугольными. Гранитоиды внутреннего пояса прорывают пермские породы. На Памире для них определен К-Аг возраст в интервале 200–230 млн лет, в Куньлуне получен U-Pb возраст 204 млн лет [Петрология..., 1978, 1988; Introduction..., 1992].

Сутура Ванч-Ташкурган

Сутура Ванч-Ташкурган (ВТ, рис. 8.2) отмечена на Памире поясом протрузий серпентинизированных ультрабазитов и линзовидных тел амфиболитизированных габбро и диоритов. Среди серпентинизированных пород распознают дуниты, перидотиты и пироксениты — низкотитановые высокомагнезиальные породы, близкие к альпинотипным ультрабазитам [Владимиров и др., 1992]. Пояс продолжается в Северо-Восточный Афганистан, где ультрабазиты находятся в поле развития вулканогенных пород основного состава [Геология..., 1980]. На Памире ультрабазиты залегают среди зеленокаменно измененных основных вулканитов, имеющих шаровую отдельность [Петрология..., 1988]. Среди лав встречаются песчаники, сланцы и линзы известняков с визейскими кораллами и

пермскими фузулинидами [Кафарский и др., 1982; Расчленение..., 1976]. Петрохимические характеристики вулканитов соответствуют толеитовым базальтам [Буданов, Пашков, 1988]. Породы в рассматриваемой зоне метаморфизованы и рассланцованы, фауна редка, толщи нередко находятся в тектонических соотношениях, и стратиграфия их мало достоверна. Кроме основных вулканитов, среди раннепермских(?) осадочных отложений описаны также измененные кислые лавы и туфы [Кафарский и др., 1982].

Офиолиты *Тааши* (Таахи) (Тш, рис. 8.2) в долине р. Ташкурган (Ташкорган) отмечают юго-восточное продолжение сутуры Ванч-Ташкурган [Буртман, 1993]. Здесь развиты амфиболитизированные рассланцованные базальты с реликтами подушечной отдельности. В ассоциации с ними находятся метагаббро и пироксениты. Вблизи сутуры описаны также известково-щелочные вулканиты в виде прословей среди пермских(?) сланцев [Introduction..., 1992].

Севернее и северо-восточнее сутуры Ванч-Ташкурган расположен пояс гранитоидов, для которых определен возраст в интервале поздний триас — лейас. Это — калиевые граниты, гранодиориты и монзониты, среди которых различают высокотемпературные субдукционные гранитоиды и низкотемпературные граниты. Формирование последних может быть связано со стресс-зонами, возникшими при коллизии [Владимиров и др., 1992]. Пояс гранитоидов продолжается в Северо-Западном Куньлуне. Геохимическое изучение этих пород указывает на их формирование во время или после субдукции океанической коры [Zhang, 1994]. Кажется резонным связать формирование гранитоидов с субдукцией океанической коры Ванч-Ташкурганского океанического бассейна под Курговат-Яркендский микроконтинент.

Сарыкольская зона и Центральный Памир

Фундаментом Сарыкольской зоны Памира (СК, рис. 8.2) служат метаморфические породы неизвестного возраста, которые не имеют стратиграфических контактов с палеозойскими породами. Разломы разделяют и большинство других членов стратиграфического разреза зоны. Наиболее древние датированные отложения принадлежат ордовика. В нижней части мощной толщ чередуются трахилипариты, кератофиры, базальты, альбито-

фиры, выше — песчаники, глинистые сланцы и известняки, содержащие трилобиты и криноиды раннего, среднего и позднего ордовика. Более высокое положение в стратиграфическом разрезе занимают известняки с кораллами позднего ордовика — силура, известняки и песчаники с кораллами и криноидеями венлока—лудлова, нижнего девона и эйфельского века, фораминиферами и криноидеями позднего турне и визе. Венчает палеозойский разрез мощная (более 3 км) толща глинистых сланцев, алевролитов и песчаников, в которой были найдены аммоноидеи серпуховского яруса, фораминиферы и криноидеи позднего карбона и ранней перми [Белов, Кафарский, Пашков, 1982; Пашков, 1973].

В Центральном Памире (ЦП, рис. 8.2) сложная покровная структура во многих случаях не позволяет наблюдать первичные соотношения между стратиграфическими единицами. Наиболее древние датированные отложения — известняки с трилобитами раннего кембрия. Карбонатное осадконакопление вероятно происходило в течение большей части кембрийского периода. Оно продолжалось в раннем ордовике, представленном известняками с трилобитами тремадока и аренига. Разрезы силура и девона образованы терригенными и карбонатными породами с брахиоподами, кораллами и криноидеями. Карбон представлен известняками с брахиоподами, фораминиферами и кораллами турне — московского яруса, верхи карбона и пермь — песчаниками и известняками с брахиоподами и фораминиферами [Карпетов, 1963 а,б; Карпетов, Миклухо-Маклай 1964; Пашков и др., 1981; Расчленение..., 1976].

Таким образом, в течение всего палеозоя зона Центрального Памира была областью накопления мелководных преимущественно карбонатных отложений. Среди терригенных толщ неопределенного возраста были встречены вулканиты среднего и кислого состава. Мезозой и палеоген представлены в Центральном Памире мелководными морскими, солоноватоводными и континентальными отложениями. Угловое несогласие установлено лишь под отложениями позднего мела. Формирование главных шарьяжей произошло после накопления палеогеновых отложений [Руженцев, 1971].

Границей между Сарыкольской и Центрально-Памирской тектоническими зонами служит кайнозойский Танымасский разлом (Т, рис. 8.2), по которому породы Северного Памира надвинуты на Цен-

тральный Памир [Карпетов, 1964]. Величину надвига можно оценить, опираясь на магнитуду позднекайнозойского Памир-Каракорумского правого сдвига (П, рис. 8.2), северная ветвь которого сопряжена с Танымасским надвигом. Тектонические и фациальные зоны Южного Памира смещены вдоль зоны Памир-Каракорумского сдвига относительно продолжений этих зон в Западном Тибете на 270–290 км. Около сдвига все зоны дугообразно изогнуты, очерчивая горизонтальные складки. Поэтому магнитуда сдвига меньше общей величины смещения, часть которого обязано пластической деформации в сдвиговой зоне. Магнитуда сдвига была оценена в интервале 170–50 км [Буртман и др., 1963; Peive et al., 1964]. На геологических картах Западного Тибета [Regional geology of Xizang..., 1993; Regional geology of Xinjiang..., 1993] видно, что пластическая деформация тектонических структур на восточном крыле Памир-Каракорумского разлома больше ранее предполагаемой. Большая часть смещения Памира относительно Тибета произошло путем пластической деформации в относительно широкой сдвиговой зоне, и магнитуда смещения по разлому примерно вдвое меньше предполагавшейся. Этот вывод подтверждают данные, полученные на южном участке Памир-Каракорумского разлома: долина Инда и миоценовый интрузивный массив в хребте Каракорум сдвинуты вдоль разлома на 90–120 км [Searle, 1996].

На юго-востоке Памира с Памир-Каракорумским сдвигом сопряжена система правых сдвигов и надвигов в зоне сутуры Рушан-Пшарт [Пашков, Швольман, 1979; Руженцев, 1968]. Эти структуры компенсируют большую часть магнитуды Памир-Каракорумского сдвига, установленную южнее Рушан-Пшартской зоны. Поэтому нет оснований предполагать, что под Танымасским надвигом погребена какая-либо неизвестная структурно-фациальная зона или океаническая сутура. Центрально-Памирская и Сарыкольская зоны вероятно принадлежали одному палеозойскому континентальному блоку. Сарыкольская зона была его пассивной окраиной, на которой в карбоне и перми накопилась мощная толща терригенных отложений.

Сутура Рушан-Пшарт

Сутура Рушан-Пшарт (РП, рис. 8.2) представляет собой зону надвигов и тектонических чешуй,

имеющую изменчивую ширину (максимальная — 25 км). Тектонические чешуи сложены породами окраин мезозойского океанического бассейна. Здесь в перми и триасе на фоне накопления батиальных кремнисто-терригенных и кремнисто-карбонатных осадков происходили излияния высококальциевых базальтов, пикритовых базальтов, андезито-базальтов и трахитов, при преобладании базальтовых лав [Пашков, Буданов, 2003; Пашков, Швольман, 1979, Дронов, 1999; Leven, 1995].

В сутурной зоне от океанической коры сохранились лишь тектонические линзы серпентинитов и гиадокластовых базальтов. Фрагменты океанической коры описаны в 40 км южнее сутуры в тектоническом окне *Башгумбез* (Ба, рис. 8.2), где под кайнозойским шарьяжем обнажены тектонические пластины, сложенные породами офиолитовой ассоциации: серпентинитами и гарцбургитами, пронизанными дайками габбро, габбро-диоритов и плагиогранитов, щелочными оливиновыми и толеитовыми шаровыми базальтами и кремнями. Геохимические особенности базальтов указывают на их океаническое происхождение. В алевролитах среди лав обнаружен фитопланктон мезозойского возраста. На базальтах лежат толща лав и пирокластов кислого состава и олистострома с глыбами известняков, содержащих фауну перми и триаса до карнийского века включительно. В олистолитах узнают породы Центрального Памира [Швольман, 1980]. Время формирования этой олистостромы неизвестно. Подобная олистострома перекрывает пермотриасовые вулканогенно-осадочные отложения в сутурной зоне, где в прослоях известняков среди олистостромы обнаружены юрские криноидеи [Leven, 1995]. Формирование олистостромовой толщи может быть связано с шарьированием пород Центрального Памира на Каракорумский блок после коллизии этих блоков в позднем триасе — лейасе.

Каракорум

Тектоническая зона Каракорум (КК, рис. 8.2) ограничена на севере сутурой Рушан-Пшарт, на юге — сутурой Шиок. Она охватывает южную часть Памира и хребет Каракорум. Допалеозойский фундамент зоны обнажен на Юго-Западном Памире. Палеозойский разрез Юго-Восточного Памира начинается морскими терригенными отло-

жениями с фауной раннего и позднего карбона, сакмарского и артинского веков. Остальная часть пермской системы и большая часть триаса представлены мелководными карбонатно-терригенными отложениями и карбонатно-кремнистыми осадками, формировавшимися в более глубоких условиях. В ранней перми изливались базальты, в конце перми на части территории отлагались туфы, туффиты и вулканомиктовые песчаники с обломками пород основного и кислого состава [Грунт, Дмитриев, 1973; Расчленение..., 1976; Руженцев, 1968].

Карбонатный разрез верхнего триаса частично замещается и надстраивается терригенным флишем с фауной карния и рэта [Бархатов 1963]. На дислоцированных отложениях перми и триаса несогласно залегают красноцветные песчаники, которые вверх по разрезу сменяются мелководными преимущественно карбонатными отложениями с фауной всех эпох юрской системы. На них несогласно лежат морские и континентальные третичные обломочные отложения и вулканы кислого и среднего состава. Формирование гранитоидов в Юго-Восточном и Юго-Западном Памире происходило в позднем триасе — ранней юре, в мелу и в третичное время [Владимиров и др., 1992].

Стратиграфический разрез верхнего палеозоя и мезозоя Северного Каракорума подобен разрезу Юго-Восточного Памира [Gaetani, Gorzanti et al., 1990; Searle, 1991]. Необходимо отметить отсутствие флиша в разрезе верхнего триаса, который здесь сложен карбонатными породами. В Каракоруме широко распространены граниты, для которых получены определения возраста U-Pb, Ar-Ar и K-Ar методами [Searle, 1991]. Субдукционные гранитоиды формировались в поздней юре и раннем мелу. Они слагают вытянутый на 600 км батолит Южного Каракорума, который характеризует южный край Каракорумского блока как окраину индийского типа. Послеколлизионные граниты имеют олигоценый и главным образом миоценовый возраст.

Сутура Шиок

Сутура Шиок (Shyok) (ШК, рис. 8.2) отделяет блок Каракорум от пород мезозойской островной дуги Драс-Кохистан (Dras-Kohistan) (ДК, рис. 8.2).

Части офиолитового разреза (перидотиты, пироксениты, габбро, базальты, кремни) встречены в виде глыб в олистостроме, которая содержит также обломки известняков альба-апта, распространенных в Кохистане. Породы в зоне сутуры интенсивно кливажированы и смяты в складки, радиометрический возраст деформаций 100–90 млн лет. Эти деформации, вероятно, являются следствием коллизии островной дуги с блоком Каракорум при закрытии окраинного моря Шиок в поздне меловое время [Searle, 1991].

Океанические бассейны

Суммируем данные об океанических бассейнах, полученные в западной части Высокой Азии.

Бассейн Калайхумб-Ойтаг. Этот бассейн располагался между океанической островной дугой и сиалическим блоком Курговат-Яркенд. Данные о возрасте офиолитов и пород островной дуги свидетельствуют о существовании этого бассейна от раннесерпуховского до позднебашкирского времени. Возникновение окраинного бассейна относят к турнейскому веку и связывают с рифтогенной контрастной серией вулканитов этого возраста, развитой на краю блока Курговат-Яркенд [Кафарский и др., 1982; Поспелов, 1987]. В башкирское или раннемосковское время окраинный бассейн Калайхумб-Ойтаг был закрыт, о чем свидетельствуют шарьяжи, сложенные породами блока Курговат-Яркенд и надвинутые на породы островной дуги [Руженцев и др., 1977].

Мало данных об океаническом бассейне, который располагался севернее указанной островной дуги и отделял ее от Алай-Таримского континента. Поздекаменноугольный и раннепермский флиш в разрезе неоавтохтона в северной части блока Курговат-Яркенд свидетельствуют о том, что в это время существовал глубоководный бассейн между Памиром и Алай-Таримом. Вероятными свидетелями позднепалеозойской субдукции на активной окраине бассейна являются известково-щелочные вулканиты перми-карбона в Северо-Западном Куньлуне и вулканиты в разрезе верхней перми — триаса Северного Памира. Сутура этого палеозойского океанического бассейна на Памире не обнаружена. Она, вероятно, скрыта под кайнозойским надвигом Памира на Тянь-Шань.

Бассейн Ванч-Ташкурган. Возраст офиолитов и флиша свидетельствуют о существовании этого океанического бассейна в карбоне и ранней перми. Время возникновения этого бассейна не документировано. Предположительно он образовался в раннем карбоне, но может быть и более древним. В Сарыкольской зоне известны ордовикские щелочные лавы, свидетельствующие о континентальном рифтогенезе, с которым могло быть связано открытие океанического бассейна. В поздней перми — триасе в результате субдукции океанической коры под блок Курговат-Яркенд океанический бассейн был закрыт. Об этом свидетельствуют субдукционные и коллизионные гранитоиды.

Бассейн Рушан-Пшарт. Формирование вулканитов поздней перми-триаса связывают с рифтогенезом, следствием которого было возникновение этого бассейна с океанической корой [Пашков, Швольман, 1979]. Раннепермский базальтовый вулканизм в сутурной зоне делают вероятным более раннее возникновение бассейна. Он, видимо, существовал в позднем триасе, когда южнее сутуры в окраинной зоне Юго-Восточного Памира накапливались глубоководные турбидиты. Бассейн был закрыт в результате коллизии Центрального Памира с блоком Каракорум, которая произошла вблизи границы рэта и лейаса перед формированием олистостромы и накоплением красноцветных кластитов Юго-Восточного Памира.

Бассейн Шиок. Этот бассейн представлял собой краевое море, отделенное островной дугой Драс-Кохистан от океана Неотетис. Вулканическая активность дуги известна в юре — раннем мелу. Окраинный бассейн Шиок был закрыт в середине мела. Зона субдукции падала под Каракорумский блок.

8.2. Западный Тибет и Западный Куньлунь

Южная окраина Тарима (181) — Сутура Куди-Субаши (181) — Тизнаф и Тяньшуйхай (181) — Сутура Лихтен (182) — Западный Цянган (182) — Сутура Бангун (183) — Океанические бассейны (183)

На центральном пересечении Высокой Азии находятся океанические сутуры Куди-Субаши, Лихтен и Бангун, которые разделяют тектонические зоны, имеющие континентальную кору: Таримскую, Тизнаф-Тяньшуйхай, Цянган и Ласа (Лхаса).

Южная окраина Тарима

В предгорьях Западного Куьлуня выведен на поверхность метаморфический фундамент Таримской платформы. В гнейсах по цирконам определен Rb-Sr возраст 1,57 и 1,76 млрд лет и U-Pb возраст 2,26 млн лет [Matte et al., 1996; Regional geology of Xinjiang..., 1993]. На метаморфическом фундаменте несогласно лежат известняки с микрофлорой синия. Они содержат пласты толеитовых базальтов, которые, вероятно, имеют рифтогенное происхождение [Mattern, Schneider, 2000]. Выше несогласно лежат красноцветные аркозовые песчаники с девонской флорой и известняки карбона и перми [Matte et al., 1996]. Древние породы прорваны раннепалеозойскими гранитами [Chang, 1996; Yuan et al., 2000]. Верхняя часть стратиграфического разреза сложена морской юрой и мощной континентальной толщей кайнозоя.

Сутура Куди-Субаши

Сутура Куди-Субаши (Kudi-Subashi) (КС, рис. 8.2) отмечена несколькими массивами офиолитов. Офиолиты Куди (Ку, рис. 8.2) расположены у границы Северо-Западного и Западного Куьлуня. Здесь обнажены дуниты, перидотиты, гарцбургиты, кумулятивное габбро, дайки, мощная толща базальтов с шаровой отдельностью, радиоляриты и глубоководные турбидиты. Геохимия вулканитов свидетельствует о формировании в обстановке срединно-океанического хребта и в островной дуге [Pan, 1994; Yang et al., 1996].

Возраст офиолитов Куди является предметом дискуссии. Одни авторы [Introduction..., 1992; Pan, 1994; Xu et al., 1992] считают их древними и приводят следующие доводы. Среди осадков офиолитового разреза встречены прослои мрамора со строматолитами синия. Для дайки среди ультрабазитов, превращенной в амфиболит, определен U-Pb изохронный возраст 816 млн лет. Офиолиты прорваны диоритами, гранодиоритами и монцогранитами. Для диоритов определен Rb-Sr изохронный возраст 480 млн лет, для гранодиоритов по биотиту определен Ar-Ar (плато) возраст 449 млн лет, по роговой обманке и циркону — U-Pb изохронные возрасты 474 и 458 млн лет. Для монцогранитов по породе определены Rb-Sr изохронные возрасты 423 и 510 млн лет, по биотиту — Ar-Ar (плато) возраст

384 млн лет. Было описано также несогласное налегание на офиолиты флиша с радиоляриями ордовика [Yuan et al., 2000] и девонских пород [Pan, 1994], однако другие исследователи ограничивают эти офиолиты тектоническими контактами [Matte et al., 1996] или показывают их в аллохтонном залегании [Chang, 1996].

Согласно второй точки зрения, офиолиты Куди имеют раннекаменноугольный возраст. В ее пользу приводят определение Rb-Sr возраста подушечных лав — 359 млн лет и находку позднепалеозойской микрофауны в кремнях офиолитового разреза [Chang, 1996]. Вероятно, в рассматриваемой сутурной зоне есть и синийские, и раннепалеозойские, и каменноугольные офиолиты.

Ультрабазиты *Субаши* (Су, рис. 8.2) расположены в вершине дуги Западного Куьлуня. Возраст этого и других тел ультрабазитов, которые отмечают рассматриваемую сутуру к востоку от Куди, неизвестен [Yip, 1994].

Тизнаф и Тяньшуйхай

Фундамент зоны Тизнаф (Tisnab) (ТЗ, рис. 8.2) сложен гнейсами и прорывающими их гранитами. Ar-Ar возраст гнейсов определен по биотиту в 420 млн лет и по калишпату — в 350–380 млн лет. Для гранитов определены U-Pb возраст по циркону 377 млн лет, Ar-Ar возраст по биотиту 320 ± 2 млн лет, Rb-Sr возраст по биотиту 380 ± 10 млн лет и по породе 392 ± 35 млн лет [Cowgill et al., 2003; Matte et al., 1996]. На метаморфических породах несогласно залегают верхнепалеозойские отложения, разрез которых сложен карбонатными породами и островодужными вулканитами. С последними, вероятно, генетически связаны гранодиориты, для которых по биотиту определен Rb-Sr изохронный возраст 267 млн лет [Xu et al., 1992]. Гнейсы прорваны также гранитами, для которых Ar-Ar методом получен поздне-триасовый возраст 211 ± 8 млн лет и 212 ± 11 млн лет [Matte et al., 1996; Xu et al., 1992]. Химические особенности этих гранитов свидетельствуют об их субдукционном генезисе [Chang, 1996]. Несогласно на разных породах лежат красноцветная моласса с фауной позднего триаса и угленосная толща с юрской флорой [Mattern, Schneider, 2000]. Среди юрских сланцев залегают кислые лавы, для которых определены Rb-Sr изохронные возрасты 163 ± 10 и 180 ± 10 млн лет [Chang, 1996; Matte et al., 1996].

В зоне Тяньшуйхай (Tianshuihai) (ТН, рис. 8.2) в основании видимого разреза расположена толща песчаников, сланцев и мраморов с протерозойскими строматолитами. На них несогласно залегают мощная толща конгломератов, песчаников, сланцев и мраморов с брахиоподами, трилобитами и цефалоподами позднего ордовика, найденными в верхней части толщи. Нижний силур представлен аркозовыми песчаниками с брахиоподами. Выше несогласно лежат песчаники с фауной среднего девона. Верхний девон представлен кварцевыми песчаниками и карбонатными породами, нижний карбон — песчаниками, конгломератами и известняками с брахиоподами и гастроподами [Chang, 1996]. Несогласно на описанных породах залегают мощный интенсивно деформированный флиш. В олистоплаках(?) среди флиша содержатся органические остатки палеозойского и триасового возраста [Pan, 1994]. Возраст флиша считают триасовым, он может включать и поздний палеозой. Флиш прорван раннеюрскими гранитами, для которых определен U-Pb возраст по циркону 192 млн лет, Ag-Ag (плато) возраст по мусковиту — 190 ± 8 млн лет и по биотиту — 177 ± 3 млн лет [Matte et al., 1996]. Другая точка зрения на описанный разрез представляет его в виде меланжа, в котором все породы (от ордовика до перми) залегают в виде больших блоков или олистолитов в сланцевом цементе [Xiao et al., 2002]. Выше по стратиграфическому разрезу находятся песчаники, сланцы и известняки юрского возраста и лежащие с угловым несогласием конгломераты, красноцветные песчаники и известняки с рудистами альба-апта [Matte et al., 1996].

Границей между зонами Тизнаф и Тяньшуйхай служит разлом, в зоне которого наблюдали структурные признаки левого сдвига [Matte et al., 1996]. Некоторые исследователи рассматривают эту границу как океаническую сутуру [Chang, 1996; Pan, 1994; и др.]. Однако ни офиолитов, ни других признаков существования океанического бассейна между зонами описано не было. Более вероятно, что обе зоны были в составе одного палеозойского сиалического блока Тизнаф–Тяньшуйхай.

Сутура Лихтен

Границей зоны Тизнаф–Тяньшуйхай с зоной Цянтан в Западном Тибете служит разлом Лонму-

ко (Longmuco), по которому в кайнозойе происходили левосдвиговые смещения [Matte et al., 1996]. Вероятно, этим разломом была нарушена океаническая сутура, разделяющая тектонические зоны. В Западном Куньлуне ее называют сутурой Лихтен (Lighten) (ЛН, рис. 8.2) или Цаортайяньшань-Хоншаньху (Qiaoertianshan-Hongshanhu) [Chang, 1996; Pan, 1994; Sengor, Okurogullary, 1991; Xiao et al., 2002].

Западный Цянтан

Фундамент зоны Цянтан (Qiangtang) сложен метаморфическими породами неизвестного возраста, среди которых есть метабазиты и андезиты. Палеозой в Западном Цянтане (ЗЦ, рис. 8.2) представлен разрезами двух типов.

В разрезе первого типа наиболее древние датированные породы — песчаники, сланцы, основные вулканиты и кремнистые известняки с брахиоподами раннего карбона. Такой характер разреза сохраняется в низах верхнего карбона. Верхняя часть разреза карбона и основание перми сложены диамиктитами, глыбы несут следы обработки ледником [Chang et al., 1989]. На диамиктитах лежит мощный флиш ассельско-сакмарского возраста с пелициподами, брахиоподами и кораллами гондванского типа [Chang, 1996]. На части территории зоны формирование флиша продолжалось до поздней перми. В основании флиша и среди него залегают покровы и силлы базальтов [Sinha et al., 1999]. Верхняя пермь представлена карбонатными породами, которые лежат с угловым несогласием, среди известняков залегают горизонт базальтов и радиоляритов [Chang, 1996]. Существует и другая точка зрения на описанный разрез, согласно которой известняки с пермской фауной, а также песчаники, турбидиты, радиоляриты, туфы залегают в виде блоков в филлитовом матриксе [Xiao et al., 2002]. Этот тип разреза распространен в юго-западной части тектонической зоны и, вероятно, в хребте Агыл (Aghil) [Gaetani, Gosso, Pognante, 1990; Sinha et al., 1999].

К другому типу разреза принадлежит 1500-метровая толща карбонатных пород, заключающая в себе отложения с ископаемой фауной девона, карбона и перми [Chang et al., 1989]. Локализовать распространение этого фациального типа отложений на территории зоны не удается.

На палеозойских породах в Западном Цянтане лежат отложения триаса, представленные рифовыми и пелагическими известняками. Соотношение между палеозоем и триасом описано как согласное [Gaetani, Gosso, Pognante, 1990; Sinha et al., 1999] и как несогласное [Chang, 1996]. В нижней–средней юре (вероятно, включая батский ярус) накапливались мелководные известняки. Нижняя часть разреза средней–верхней юры сложена мощным несогласно залегающим флишем, верхняя — рифовыми известняками [Chang, 1996]. В основании некоторых разрезов под флишем описаны красноцветные песчаники [Gaetani, Gosso, Pognante, 1990]. В среднеюрской части разреза присутствуют базальты. Породы прорваны гранитами поздне мелового возраста [Matte et al., 1996].

Сутура Бангун

Сутура Бангун (Banggong) (БГ, рис. 8.2) отмечена зоной дикого флиша или тектонического меланжа с блоками гарцбургитов, серпентинизированных перидотитов, габбро, базальтов, радиоляритов и известняков во флишевом матриксе. Возраст известняков в глыбах — от пермского до аптского. Описан и ненарушенный разрез офиолитовой ассоциации от перидотитов, через кумуляты, дайковый комплекс к шаровым лавам и радиоляритам с фауной средней–поздней юры. Rb-Sr возраст базальтов находится в интервале 182–207 млн лет. Интенсивно смятый флиш и меланж несогласно перекрыты известняками с эндемичной фауной верхов нижнего или низов верхнего мела [Liu et al., 2000; Matte et al., 1996; Regional geology of Xizang..., 1993].

Океанические бассейны

Суммируем данные об океанических бассейнах, полученные в Западном Куньлуне и Западном Тибете.

Бассейн Куди-Субаши. Имеющиеся данные о возрасте офиолитов позволяют говорить о том, что океанический бассейн Куди-Субаши существовал в синии, раннем палеозое, карбоне и, возможно, в перми. Триасовые субдукционные граниты в зоне Тизнаф позволяют предполагать его существование и в триасе. Все проявления субдукци-

онного магматизма в позднем палеозое и триасе распространены к югу от сутуры этого океанического бассейна.

Бассейн Лихтен. Признаки существования глубоководного бассейна (флиш) относятся к позднему палеозою и триасу. Может быть, раннеюрские граниты в зоне Тяньшуйхай являются отзвуком процесса закрытия этого бассейна.

Бассейн Бангун. Юрский и пермский флиш свидетельствуют о вероятном существовании бассейна Бангун в это время. Возраст глыб в диком флише и перекрывающих флиш известняков позволяют сделать вывод о закрытии этого бассейна в раннем мелу.

8.3. Восточный Тибет и Восточный Куньлунь

Цайдам и Восточный Куньлунь (183) — Сутуры Восточного Куньлуна (185) — Сунпань (185) — Сутура Циньша (186) — Северный Цянтан (186) — Сутура Ганмацо-Шуанху (186) — Южный Цянтан (187) — Сутура Бангун (187) — Океанические бассейны (187)

На восточном пересечении северной части Высокой Азии находятся океанические сутуры Восточного Куньлуна, Циньша, Ганмацо-Шуанху и Бангун, которые разделяют тектонические зоны, имеющие континентальную кору: Цайдам, Сунпань, Северный и Южный Цянтан и Ласа (Лхаса).

Цайдам и Восточный Куньлунь

В Восточном Куньлуне выделяют две тектонические зоны (Северную и Южную), разделенные разломом.

Северная зона. Фундамент зоны сложен древними породами Цайдамского массива — гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и мраморами, имеющими Rb-Sr возрасты 1990 и 1846 млн лет. Вышележащая толща представлена кварцитами, которые несогласно перекрыты метаморфизованными карбонатными отложениями со строматолитами среднего рифея. На них несогласно лежат граувакки и доломиты со строматолитами верхнего рифея и синия [Chen, Jin, 1996; Excursion..., 1998; Regional geology..., 1991; Yin, Harrison, 2000].

В западной части рассматриваемой зоны на протерозое несогласно залегают различные осадки и известково-щелочные вулканиты с кораллами и цефалоподами среднего–позднего ордовика [Regional geology..., 1991]. Лавы и пирокластические породы, часто превращенные в зеленые сланцы, имеют преимущественно средний состав. Среди лав находятся небольшие базит-ультрабазитовые расслоенные тела [Буртман, Самыгин, 2001]. В горах Чимантаг (Qimantag) обнажен фрагмент аккреционной призмы с тектоническими линзами серпентинитов, которые вмещают крупные блоки и глыбы базальтов, кремней и зеленых сланцев.

В бассейне р. Голмуд на докембрийских метаморфических породах лежат конгломераты и песчаники, сменяющиеся вверх наземными базальтами, андезитами и риолитами, которые содержат прослой осадочных пород с флорой позднего девона. Вулканиты формировались на активной континентальной окраине. Они перекрыты конгломератами и аркозовыми песчаниками позднего визе — раннего серпухова. Локально распространены известняки с брахиоподами раннего и фораминиферами позднего карбона [Chen, Jin, 1996; Du, 1982; Excursion..., 1998; Pearce, Mei, 1988].

Вдоль рассматриваемой зоны простирается прерывистая полоса обнажений поздне триасовых континентальных вулканических пород — лав среднего и кислого состава, переслаивающихся с пирокластическими и терригенными отложениями. K-Ar возраст этих пород 222–235 млн лет. Петрохимические особенности вулканитов указывают на их формирование в надсубдукционной обстановке [Regional geology..., 1991; Chen, Jin, 1996; Excursion..., 1998]. Континентальная угленосная моласса юры завершает разрез мезозоя.

Вдоль северного склона Восточного Куньлуна протягивается пояс гранитоидов, состав которых меняется от гранитов до диоритов. Геохимические характеристики пород свидетельствуют о их формировании на активной окраине океана или после коллизии [Harris et al., 1988b]. Для гранитов и гранодиоритов этого пояса был определен Rb-Sr возраст 394 ± 13 млн лет и U-Pb возраст цирконов 413 и 431 млн лет (силур–девон), Rb-Sr возраст 257 ± 26 млн лет и U-Pb возраст 240 ± 6 млн лет (поздняя пермь — ранний триас). Присутствуют также граниты и монцограниты, прорывающие породы верхнего триаса и имеющие Rb-Sr изохрон-

ный возраст 194 ± 17 млн лет [Cowgill et al., 2003; Harris et al., 1988a; Regional geology..., 1991; Sobel, Arnaud, 1999].

Южная зона. В основании стратиграфического разреза зоны в бассейне р. Голмуд залегают граувакковые и кварцевые песчаники, филлиты и толща метаморфизованных базальтов, андезитов, их туфов и туффитов, согласно перекрытая мраморами со строматолитами позднего протерозоя [Chang, 1996; Excursion..., 1998]. Для диоритов определен Sm-Nd возраст 1927 млн лет, для базальтов — Ar-Ar возраст 660 млн лет и K-Ar возрасты 718 и 1057 млн лет [Chen, Jin, 1996; Regional geology..., 1991; Yin, Harrison, 2000]. Состав базальтов — переходный между щелочным и толеитовым. Строение разреза и геохимия вулканитов позволили сделать вывод о их формировании в континентальном рифте [Pearce, Mei, 1988].

Нижний палеозой представлен толщей граувакковых и полимиктовых песчаников, филлитов, калькаренигов и известняков, в которых найден фрагмент трилобита раннего(?) ордовика и многочисленные кораллы среднего–позднего ордовика. Разные части этой толщи имеют строение турбидитов и флюксотурбидитов. На западе зоны, к югу от гор Чимантаг, распространены известняки с кораллами среднего девона [Du, 1982; Excursion..., 1998].

Более высокое положение в разрезе зоны занимает толща известково-щелочных базальтов, андезитов, риолитов и красноцветных континентальных кластитов. Они перекрыты мелководными карбонатно-терригенными отложениями с кораллами и фораминиферами раннего карбона [Chang, 1996; Regional geology..., 1991]. Верхний карбон представлен мощными вулканитами кислого и среднего состава и осадочными породами с брахиоподами и фораминиферами в верхах разреза [Chen, Jin, 1996]. Пермские толщи отделены несогласием от более древних. Разрез сложен кластитами и известняками с горизонтами кислых вулканитов. Фауна фузулинид, брахиопод и цефалопод указывают на позднюю пермь (ярусы Маокоу, Чансин) [Regional geology..., 1991]. Триасовые отложения залегают несогласно. Разрез начинается конгломератами, на которых лежат песчаники с прослоями андезитов, риолитовых туфов и известняки с фауной раннего и среднего триаса. Несогласно на них лежат угленосные отложения с флорой позднего триаса и континентальные вулканиты, представ-

ленные известково-щелочными породами среднего и кислого состава [Yin et al., 1988; Regional geology..., 1991]. Описан также триасовый флиш, лежащий со стратиграфическим контактом на палеозойских породах [Yin, Harrison, 2000].

Породы Южной зоны Восточного Куньлуна прорываны диоритами с Rb-Sr изохронным возрастом 426 ± 3 млн лет, гранитами с U-Pb возрастом 413 ± 5 млн лет и гранитами, для которых определены Rb-Sr изохронные возрасты 189 ± 7 , 194 ± 17 и 198 ± 56 млн лет [Bian et al., 1999b; Harris et al., 1988a].

Сутуры Восточного Куньлуна

На востоке этой горной страны, в хребте Аньемачен (Апуемачен), расположена 400-километровая зона (Ам, рис. 8.2), в которой находится более 100 обнажений офиолитов. Тела офиолитов и других пород слагают глыбы и тектонические чешуи среди флиша. В офиолитовом меланже Аньемачен содержатся обломки кремней с акритархами ордовика и радиоляриями раннего карбона. В тектонических чешуях находится терригенный флиш с радиоляриями позднего карбона и ранней перми. Карбонатно-терригенные отложения с фораминиферами артинского-кунгурского возраста несогласно перекрывают офиолитовый меланж Аньемачен [Pospelov et al., 2005].

Геохимия базальтов и габбро свидетельствует о их формировании в срединно-океаническом хребте [Bian et al., 2004]. Для габбро и базальтов из глыб и тектонических чешуй получены радиометрические определения: Rb-Sr изохронные возрасты 518 ± 102 , 495 ± 81 , 481 ± 130 , 480 ± 21 , 340 ± 12 и 260 млн лет, Pb-Pb изохронные возрасты по циркону 491 ± 44 и 310 ± 150 млн лет, U-Pb возрасты по циркону 413 и 467 ± 1 млн лет [Bian et al., 1998, 1999 a,b, 2004; Shi et al., 2000]. В этой зоне были также описаны амфиболиты с возрастом метаморфизма 579 млн лет [Yang et al., 1996].

Севернее главной сутуры расположены офиолиты Тато (Tatuo) (Та, рис. 8.2), которые представлены перидотитами, троктолитами, габбро, параллельными дайками и мощной толщей базальтов [Chang, 1996].

В южной ветви сутуры в хребте Аньемачен находятся офиолиты и вулканы основного и среднего состава, которые, судя по геохимическим ха-

рактеристикам, формировались на океанической островной дуге [Pearce, Deng, 1988]. На этих вулканах лежат калькарениты с конодонтами асельского-сакмарского возраста [Pospelov et al., 2005].

Островодужные образования распространены также в восточной части зоны. Здесь описаны офиолиты Дурынгой (Duringoi) (Ду, рис. 8.2), которые представлены кумулятивными габбро, дайками диабазов и подушечными базальтами, имеющими состав островодужных толеитов. Породы метаморфизованы до амфиболитов, U-Pb возраст метаморфизма $417-421$ млн лет [Shi et al., 2000]. В пределах рассматриваемой сутурной зоны расположены также гранитидоиды островодужного типа, имеющие U-Pb возраст по циркону 402 ± 24 млн лет [Bian et al., 1999b].

Западнее хребта Аньемачен океаническая сутура проходит вдоль кайнозойского Южно-Куньлуньского левого сдвига. Вблизи от него известны выходы габбро и островодужных базальтов Ваньбаогоу (Wanbaogou) (Ва, рис. 8.2), имеющих Rb-Sr изохронный возраст 684 млн лет [Yang et al., 1996]. Выходы пород офиолитовой ассоциации появляются вновь на северном склоне горного массива Улуг-музтаг (Ulugh Muztag), где описан меланж с серпентинизированными перидотитами и кумулятивным габбро [Molnar et al., 1987]. Эта офиолитовая зона (Ул, рис. 8.2) протягивается на запад до Алтынтагского левого сдвига (А, рис. 8.2). Здесь, в горах Токуздабан (Tuokuzidaban) (То, рис. 8.2) залегает мощная толща базальтов и андезитобазальтов с прослоями осадочных пород, в которых содержатся брахиоподы и кораллы визейского яруса. В этом же районе и южнее известны флишевые отложения с фауной позднего карбона [Yin, 1994].

Сунпань

В Восточном Тибете в зоне Сунпань (Songpan) (СН, рис. 8.2) обнажен флиш, достигающий мощности 10 км и представляющий собой дистальные турбидиты с прослоями кремней и пелагических известняков. В этих породах найдена ископаемая фауна всех отделов триаса. Флиш был интенсивно деформирован и подвергнут метаморфизму в поздне триасовое — раннемеловое время. Он прорван тоналитами, имеющими K-Ar возраст 213 ± 6 млн

лет [Dewey et al., 1988]. Флиш несогласно налегает на пермские породы. На флише лежит морская и континентальная юра и континентальные отложения мела–палеогена [Chen, Jin, 1996; Regional geology..., 1991; Weislogel et al., 2006; Yin et al., 1988].

Сутура Циньша

Сутура Циньша (Jinsha) (ЦН, рис. 8.2) в Восточном Тибете отмечена широкой (50 км) офиолитовой зоной *Улан-ула* (Ulan Ula) (Ул, рис. 8.2), в которой развит офиолитовый меланж и обнажены ультрабазиты, габбро, подушечные базальты, пикриты и кремни с микрофауной турнейского яруса. Петрохимические характеристики базальтов подобны породам океанических островов. Для габбро определен пермский Rb-Sr возраст 266 ± 41 млн лет. Офиолитовый меланж несогласно перекрыт отложениями позднепермского–раннетриасового возраста [Chang, 1996].

Юго-восточнее, рассматриваемая сутура обозначена офиолитами *Юшу* (Yushu) (Юш, рис. 8.2), которые слагают тектонические блоки среди пород верхнего триаса. Офиолиты сложены перидотитами, габбро, подушечными базальтами, пикритами и силицитами. Геохимия лав свидетельствует об излиянии на срединно-океаническом хребте [Pearse, Deng, 1988]. Имеются признаки обдукции офиолитов из бассейна Циньша в сторону Цянтана [Devey, 1988]

Северный Цянтан

В основании стратиграфического разреза Северного Цянтана (СЦ, рис. 8.2) находятся кристаллические породы, перекрытые карбонатными отложениями синия [Chen, Jin, 1996]. Более высокое положение в разрезе занимают кварцевые песчаники, филлиты и известняки верхнего ордовика и нижнего силура. Они несогласно перекрыты карбонатно-терригенными отложениями среднего–позднего девона. Карбон и ранняя пермь представлены в двух фациях — угленосной с вулканитами среднего состава и мощным флишем с диамиктитами, прослоями основных лав и фауной гондванского типа [Chang, 1996; Yin et al., 1988]. Особенности геохимии лав, залегающих среди угленосных

отложений, могут быть объяснены их формированием в условиях рифтогенеза [Pearse, Mei, 1998]. Верхняя часть разреза нижней перми сложена рифовыми известняками. На них несогласно лежат песчаники и известняки верхней перми. В основании разреза триаса находятся базальты и радиолариты, на них лежат мелководные известняки триаса и нижней юры. Средняя юра представлена карбонатным флишем с прослоями субщелочных андезитов, верхняя юра — мелководными известняками. Несогласно на смятых в складки породах залегают мелководные и континентальные отложения верхнего мела — эоцена. Все системы и отделы описанного разреза имеют палеонтологическое обоснование [Chang, 1996; Regional geology of Xizang..., 1993].

Сутура Ганмацо-Шуанху

Сутура Ганмацо-Шуанху (Gangmaso-Shuanghu) (ГШ, рис. 8.2) — тектоническая зона, насыщенная выходами пород офиолитовой ассоциации. Зона имеет в плане форму линзы, шириной около 100 км и длиной более 500 км. Состав лав изменяется вверх по геологическому разрезу от щелочных базальтов до толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов. В базальтах встречены глыбы известняков раннепермского возраста. Кремни в офиолитовом меланже содержат радиоларии триаса. Офиолиты залегают среди диамиктитов верхнего карбона — нижней перми, которые рассланцованы и частично превращены в глаукофановые сланцы. Кроссит из этих сланцев имеет позднепермский Ar-Ar возраст 223 ± 4 млн лет. Непосредственно севернее зоны Ганмацо-Шуанху распространены известково-щелочные вулканиты и моласса раннеюрского возраста [Chang, 1996; Carr et al., 2000].

Восточнее зоны Ганмацо-Шуанху на ее простирании обнажены породы с фузулинидами и брахиоподами верхней перми. Нижняя часть этого разреза сложена известняками и лавами среднего и основного состава, которые выше сменяются чередованием базальтов с песчаниками и сланцами. Геохимия базальтов свидетельствует об их внутриконтинентальном происхождении. Верхняя часть разреза поздней перми сложена кластитами с прослоями известняков и углей [Chang, 1996; Excursion..., 1998; Yin et al., 1988].

Южный Цянтан

В Южном Цянтане (ЮЦ, рис. 8.2) широко распространены породы мезозойского возраста, которые слагают синклинорий Тангула (Tanggula). Отложения позднего триаса несогласно лежат на палеозойских породах. Нижняя часть триасового разреза сложена мелководными и континентальными отложениями, верхняя — базальтами, андезитами и риолитами, чередующимися с горизонтами известняков и терригенного флиша. Лавы имеют известково-щелочной состав, отвечающий вулканитам островодужного типа. Отмечено присутствие щелочных базальтов. Юра представлена мощной толщей красноцветных аллювиальных и морских мелководных осадков, мел и палеоген — континентальными отложениями [Chang, 1996; Excursion..., 1998].

Сутура Бангун

Сутура Бангун (БГ, рис. 8.2) отмечена офиолитами *Донкяо-Амдо* (Dongkiao-Amdo) (До, рис. 8.2). Вследствие интенсивных деформаций офиолиты дезинтегрированы. В разобранном виде обнажены ультрабазиты, кумуляты, подушечные базальты, пачки параллельных даек. По петрохимическим и геохимическим характеристикам определены породы океанического и островодужного происхождения [Pearce, Deng, 1988]. В кремнях, лежащих среди базальтов и на них, обнаружены радиолярии лейаса и титона. Для габбро и амфиболитов определен поздне триасовый Ar-Ar возраст — 200–220 млн лет [Chang, 1996].

Офиолиты были шарьированы на расположенный южнее блок Ласа и сохранились в виде многочисленных останцев тектонического покрова в зоне шириной 180 км. Офиолитовый аллохтон лежит на юрском флише и перекрыт конгломератами, песчаниками и мелководными известняками с кораллами поздней юры — раннего мела [Chang, 1996]. Несогласно на разных породах лежат красноцветные песчаники и андезиты верхнего мела.

Океанические бассейны

Суммируем данные об океанических бассейнах Восточного Куньлуна и Восточного Тибета.

Восточно-Куньлуньские бассейны. Сутуры Восточного Куньлуна представляют собой швы океанического и задугового (или задуговых) бассейнов. Изотопный возраст рифтогенных вулканитов и офиолитов позволяет трактовать возникновение океанического бассейна в пределах широкого возрастного интервала — от синия до среднего ордовика. Для более поздних эпох есть данные о турбидитах и островодужных вулканитах среднего–позднего ордовика, субдукционных гранитоидах позднего силура и раннего девона, субдукционных вулканитах позднего девона — раннего карбона, раннекаменноугольных океанических базальтах, об океанических островных дугах в девоне и позднем карбоне и о коллизионном или постколлизионном магматизме в интервале поздняя пермь — триас. В позднем палеозое зона субдукции погружалась в сторону Цайдама. Угловые несогласия в перми и триасе — свидетели деформаций, которые, вероятно, сопровождали формирование акреционной призмы, включая коллизию каменноугольной океанической островной дуги с сиалическим блоком Восточного Куньлуна. Вероятно, с этим же процессом связано накопление пермской молассы. Полностью бассейн был закрыт до формирования континентальных осадков позднего триаса.

Бассейн Циньша. Данные по офиолитам в сутуре Циньша говорят о том, что этот океанический бассейн существовал в карбоне и перми. Формирование верхнепалеозойских вулканитов Северного Цянтана связаны с континентальным рифтогенезом вблизи края океанического бассейна. Этот рифтогенез, может быть, одновременен открытию бассейна Циньша. Раннетриасовые радиоляриты в Северном Цянтане и кремни того же возраста, обнаруженные среди меланжа, вероятно, накапливались в глубоководном бассейне, который мог иметь остаточный характер. Судя по возрасту деформаций, коллизия могла начаться в поздней перми, полностью бассейн Циньша был закрыт в триасе.

Бассейн Ганмацо-Шуанху. Особенности вулканизма в сутуре Ганмацо-Шуанху свидетельствуют о рифтогенном открытии одноименного океанического бассейна в перми или позднее. Коллизия и закрытие бассейна произошли в конце триаса, судя по раннеюрской молассе и возрасту метаморфизма высоких давлений.

Сутура этого бассейна не продолжается восточнее зоны Ганмацо-Шуанху. На восточном простирании офиолитовой зоны развиты верхнепермские

отложения, свидетельствующие о континентальном рифтогенезе, который не привел к полному расколу сиала. Раннеюрские известково-щелочные вулканиты, распространенные севернее зоны Ганмацо-Шуанху, вероятно, имеют послеколлизионное происхождение, отмечая северное падение зоны субдукции. Небольшие расстояния между океаническими сутурами Тибета и слабая изученность характеристик магматизма нередко затрудняют определение связи магматических проявлений с той или другой сутурой, ограничивающими сиалический блок, в котором этот магматизм обнаружен. Но в данном случае раннеюрские вулканиты развиты севернее офиолитов Ганмацо-Шуанху и не известны восточнее, где эта сутура отсутствует.

Бассейн Бангун. О существовании бассейна Бангун в позднепермское время свидетельствуют мощные (4 км) верхнепермские турбидиты, развитые на северной окраине блока Ласа [Liu, 1998]. В сутурной зоне сохранились триасовые вулканиты основного и среднего состава [Chang, 1996]. Океанический бассейн несомненно существовал в юрское время. Обдукция офиолитов произошла в поздней юре и могла быть не связана с закрытием бассейна. Ни к югу, ни к северу от сутуры нет проявлений юрского субдукционного магматизма. Вероятно, коллизия произошла перед отложением верхнемеловых красноцветных кластитов. Южнее сутуры, в северной части блока Ласа, расположены гранитоиды, среди которых выделены две фазы внедрения. По геохимическим характеристикам тоналиты и гранодиориты ранней фазы относятся к магматитам активной континентальной окраины, а гранитоиды поздней фазы являются послеколлизионными [Harris et al., 1988b]. Для гранодиоритов ранней фазы по породе определен раннемеловой Rb-Sr возраст 126 ± 26 млн лет и по биотиту определены K-Ar возрасты 117 и 123 млн лет [Harris et al., 1988a].

8.4. Корреляция тектонических зон и океанических сутур

В зоне Цянтан известно два типа разрезов палеозоя. Разрез с пермским флишем подобен разрезу Юго-Восточного Памира и Каракорума, а карбонатный разрез — разрезу Центрального Памира. Таким образом, Цянтан соответствует двум

зонам в Памир-Каракорумском пересечении: Центрально-Памирской и Каракорумской.

Южной границей Цянтана служит сутура Бангун, отмечающая океанический бассейн, который был закрыт в середине мела. Южная граница Каракорума — сутура Шиок — след океанического бассейна, также закрытого в середине мела. Эти сутуры, смещенные друг относительно друга вдоль Памир-Каракорумского разлома на расстояние около 100 км, вероятно, являются следом одного мезотетического океанического бассейна. Субдукция в бассейне Шиок происходила в северном направлении или в обе стороны, а в бассейне Бангун — вероятно, к югу. Это заставляет предполагать существование между ними трансформного разлома. Океанический бассейн Бангун-Шиок возник в перми или триасе и существовал до середины мела. Западное продолжение сутуры Мезо-Тетиса, вероятно, находится в зоне Фарахруд в Южном Афганистане и на территории Ирана [Burtman, 1994].

Океанический бассейн Ганмацо-Шуанху возник в перми и существовал до позднего триаса. Активной была северная окраина бассейна. На востоке этот океанический бассейн оканчивался в виде континентального рифта, который располагался внутри сиалического блока Цянтан. Положение этого бассейна и его история сходны с бассейном Рушан-Пшарт на Памире. Вероятно, существовал океанический бассейн Рушан-Шуанху, сутура которого смещена Памир-Каракорумским сдвигом примерно на 100 км (рис. 8.2). Распространенное мнение о том, что сутура Рушан-Пшарт является продолжением сутуры Бангун [Швольман, Пашков, 1986; Girardeau et al., 1989; Sengor, Natalin, 1996; и др.], представляется некорректным.

Положение зоны Тизнаф-Тяньшуйхай в Западном Куньлуне и Тибете подобно положению зоны Курговат-Яркенд в Северо-Западном Куньлуне и на Памире. Эти тектонические зоны лежат на простирании друг друга. Разрезы осадочных комплексов имеют в них значительное сходство. В обоих районах ранний и средний палеозой представлен в мелководных платформенных фациях, а в позднем палеозое накапливался флиш. Непосредственное восточное продолжение зоны Тизнаф-Тяньшуйхай — зона Сунпань. Кажется резонным рассматривать тектонические зоны Курговат-Яркенд, Тизнаф-Тяньшуйхай и Сунпань как части одного сиалического блока Курговат-Сунпань. В восточном направлении блок Курговат-Сунпань расширяется и пере-

ходит в платформу Янцзы (Yangtze) [Chang, 1996; Dewey et al., 1988]. Этот лентовидный сиалический блок, вероятно, является западным выступом платформы, деформированным в палеозое и триасе.

Южной границей блока Курговат-Сунпань служат сутуры Ванч-Ташкуртан на Памире, Лингхтен и Циньша — в Тибете. Они являются следом одного океанического бассейна Ванч-Циньша, отделявшего блок Курговат-Сунпань от Центрального Памира и Цянтана. Имеются данные о существовании этого бассейна в карбоне и перми и о его закрытии в поздней перми — раннем триасе. На Памире и в Северо-Западном Куньлуне активной была северная окраина океанического бассейна, в Тибете направление субдукции не определено.

На севере блок Курговат-Сунпань ограничен сутурами Калайхумб-Ойтаг, Куди-Субаши и Восточного Куньлуна, которые отделяют этот блок от деформированных окраин Таримской и Цайдамской платформ. Восточно-Куньлунские сутуры содержат следы океанического бассейна и свидетельства существования в нем островных дуг и окраинных бассейнов. Приведенные выше данные указывают на развитие этого ансамбля океанических структур от синия до раннего триаса. Активной была северная окраина океанического бассейна. В Западном Куньлуне в сутуре Куди-Субаши также есть признаки существования океанического бассейна в синии(?) — раннем палеозое, позднем палеозое и триасе. В раннем палеозое здесь была активной северная окраина, в позднем палеозое — южная окраина океанического бассейна. Одинаковое тектоническое положение океанических сутур Западного и Восточного Куньлуна и сходная история бассейнов, отмеченных этими сутурами, позволяют рассматривать бассейны Восточного и Западного Куньлуна как части единого Куньлуньского океанического бассейна и его краевых морей. Направление позднепалеозойской субдукции в этом бассейне менялось на траверсе Алтынтага, трансформную роль мог играть Алтынтагский разлом.

Сутура Калайхумб-Ойтаг на Памире является следом задугового бассейна, существовавшего в карбоне. Этот бассейн подобен задуговому бассейну, реконструируемому в Восточном Куньлуне. Главная сутура Куньлуньского океанического бассейна, от которого энсиматическая островная дуга отделила в раннем карбоне задуговой бассейн Калайхумб-Ойтаг, на Памире не обнажена. Сохранился лишь пермский флиш, формировавшийся на па-

мирской окраине этого бассейна. Вероятно, эта океаническая сутура скрыта под надвинутым в кайнозое Памиром. В таком случае можно ожидать, что продолжение Куньлуньской сутуры с раннепалеозойскими офиолитами находится на территории Афганистана. Доводы в пользу существования раннепалеозойского Гиндукуш-Куньлуньского океанического бассейна были высказаны в работе [Boulin, 1981]. В предгорьях Западного Гиндукуша известны аналоги каменноугольных офиолитов Калайхумб. Далее на запад, на территории Среднего Афганистана (в горах Банди-Баян), описана мощная толща метаморфизованных базальтов, которые ассоциированы с зелеными сланцами [Карпетов, 1980]. В западной части Среднего Афганистана на эти породы с угловым несогласием налегают неметаморфизованные красноцветные песчаники, которые вверх по разрезу сменяются известняками с трилобитами среднего—позднего кембрия [Геология..., 1980]. Возможно, что эти метабазиты являются частью древнего офиолитивого разреза и отмечают продолжение Куньлуньской сутуры к западу от Памира.

Куньлуньский (Куньлунь-Гиндукушский) океанический бассейн от синия до триаса отделял Тянь-Шань, Тарим и Цайдам от памирских и тибетских сиалических блоков. Следы существования этого океанического бассейна сохранились для всех периодов палеозоя, кроме среднедевонской эпохи. Девонский метаморфизм, деформации, граниты и позднедевонская моласса, описанные в Куньлуне, служат основанием для вывода о коллизии между Тибетом и Таримом в это время и об исчезновении разделявшего их океанического бассейна [Matte et al., 1996; Pan, 2000; и др.]. Упомянутые явления могут быть не результатом закрытия океанического бассейна, а связаны с аккреционными процессами на активной окраине океана. Какие-либо проявления повторного рифтогенеза в конце девона — начале карбона неизвестны. Вместе с тем, для раннекаменноугольного времени есть данные о существовании Куньлуньского океанического бассейна, в котором уже были и срединно-океанический хребет, и океанические островные дуги, и окраинные моря.

В стороне от описанных пересечений расположены офиолиты Алтынтага. Вдоль Алтынтага протягивается полоса офиолитового меланжа с блоками дунитов, гарцбургитов, габбро и толеитовых базальтов. Из меланжа Манъя (Mangya) (Ma, рис. 8.2) определен Sm-Nd изохронный возраст базальтов

481 ± 53 млн лет [Sobel, Arnaud, 1999]. Базальты содержат прослой известняков с конодонтами среднего ордовика [Буртман, Самыгин, 2001]. Они перекрыты турбидитами, представленными тефроидами и туффитами среднего и кислого состава и содержат прослой кремней, гиалокластитов и калькаренитов. В этой толще известны находки кораллов и брахиопод среднего и позднего ордовика [Du, 1982; Sobel, Arnaud, 1999]. Офиолиты Алтынтага отмечают сутуру ордовикского океанического бассейна, который был закрыт в силуре. Гранитоиды с Ag-Ag возрастом 432 ± 8 млн лет прорывают эти офиолиты и край Таримского массива [Sobel, Arnaud, 1999]. Алтынтагский бассейн, разделявший в ордовике Таримский и Цайдамский массивы, располагался вдоль разлома, и, вероятно, был нешироким.

8.5. Биogeографические и палеомагнитные данные

Биogeографические данные. В раннем кембрии территория Высокой Азии вместе с Таримом и Китайскими платформами находилась в пределах Индо-Австралийской биogeографической провинции, установленной по трилобитам [Репина, 1985 а,б; Bugret, Stait, 1986]. Общность фауны на рассматриваемой территории, вероятно, сохранялась до ордовика, когда возникли различия в сообществах наутилоидей и конодонтов, свидетельствующие о слабых связях Северо-Китайского и Южно-Китайского доменов друг с другом и с Австралией [Bugret, Stait, 1986]. Биотические различия между указанными доменами сохранялись в силуре, раннем и среднем девоне и сгладились в позднем девоне [Bugret et al., 1990]. В Высокой Азии границей между указанными доменами является сутура Куньлуньского океанического бассейна.

Данные о сходстве и различии биоты на территории Высокой Азии есть для карбона и перми. Сообщества визейскх кораллов и брахиопод Цянтана, Восточного Куньлуна и Циляншаня не имеют между собой принципиальных различий. Визейская фауна кораллов блока Ласа и Гималаев значительно беднее, что может быть обусловлено климатическими причинами, или быть следствием более глубоководных условий обитания организмов [Smith, Xu, 1988].

В ранней перми выделяются две биogeографические провинции — Северо-Тетическая (Тетис Катазии и Евразии) и Южно-Тетическая (Тетис Гондваны). Северо-Тетическую тропическую провинцию характеризуют теплолюбивая фауна фузулинид, кораллов, брахиопод и тропическая флора. Южно-Тетическая нодальная внетропическая провинция — область развития ледниковых и ледниково-морских отложений, холоднолюбивых фузулинид, кораллов, пелиципод, брахиопод и глоссоптериевой флоры. Контрастность провинций наиболее резкая в ассельском веке и сглаживается к концу артинского века. Раннепермская фауна в Алае (1, рис. 8.2) на севере и северо-западе Памира (2, 3) и в Куньлуне (5–8) принадлежит северо-тетическому типу [Левен и др., 1992; Левен, Щербович, 1978; Sun, 1993].

Фауна сакмарского яруса в Центральном Памире (4, рис. 8.2), сакмарского и артинского ярусов в Цянтане (9–11), в зоне Ласа (12–14) и Гималаях (15) — южнотетического типа [Левен, 1995; Sun, 1993]. О холодном климате свидетельствуют ледниковые и ледниково-морские отложения, распространенные в большинстве этих зон. Таким образом, Гондвану и блоки Катазии в ранней перми разделял океанический бассейн Ванч-Циньша.

В поздней перми тропические условия распространились на всю территорию Высокой Азии [Левен, Щербович, 1978; Sun, 1993].

Палеомагнитные данные. В восточном Цянтане была изучена намагниченность в осадочных породах, имеющая позднепермский или триасовый возраст [Huang et al., 1992]. Она возникла около экватора. Были проведены и другие палеомагнитные исследования палеозойских пород Тибета, но доступная информация о результатах этих исследований не позволяет использовать их для тектонических построений.

Позднепермские осадочные породы были изучены в Заалайском хребте Северного Памира [Vazhenov, 1996]. Они накопились на палеошироте 21 ± 3°. К этому времени краевой бассейн Калайхумб-Ойтаг был уже закрыт. Изученные отложения формировались на сиалическом блоке, по одну сторону от которого находился бассейн Ванч-Циньша, по другую — Куньлуньский океанический бассейн, сутура которого ныне скрыта под кайнозойским надвигом Памира.

Глава 9

Высокая Азия и Тянь-Шань в палеозое

9.1. Геологическая история

Проведенный анализ фактического материала позволяет проследить эволюцию геологических процессов и геодинамических условий на территории Тянь-Шаня, Куньлуня, Памира и Тибета в палеозое (рис. 9.1–9.3).

Венд. Вероятно, уже в венде породы рассматриваемого региона слагали сиалические блоки (Восточно-Гондванский, Алай-Таримский, Сырдарьинский, Иссыккульский), которые были разделены Куньлуньским, Туркестанским и Терскейским океаническими бассейнами. Алай-Таримский террейн был отколот непосредственно от Восточной Гондваны. Сырдарьинский и Иссыккульский террейны могут быть такого же происхождения, либо отколоты от ранее отделившегося Евро-Сибирского континента. В венде или раннем кембрии от Иссыкульского террейна отделился блок Борохоро и возник Илийский океанический бассейн.

Внутри континентальных блоков находились рифты с вулканогенными и осадочными отложениями. Глубокий Куруктагский авлакоген был сформирован внутри Алай-Таримского террейна. Рифтогенные вулканы формировались также в Сырдарьинском микроконтиненте.

Кембрий. В раннем палеозое породы рассматриваемого региона принадлежали нескольким сиалическим массам — Восточной Гондване, Алай-Таримскому континенту, Сырдарьинскому, Иссыкульскому и Борохоро микроконтинентам, которые были разделены Куньлуньским, Туркестанским, Терскейским и Илийским океаническими бассейнами. Территорию Тибета иногда рассматривают как палеозойский микроконтинент, который отделился от Восточной Гондваны в конце протерозоя [Диденко и др., 1994; и др.], но неизвестна сутура раннепалеозойского океанического бассейна, который в соответствии такой моделью должен был отделять Тибетский блок от Гондваны. Более вероятно, что Тибет вместе с Южно-Китайской платформой в раннем палеозое входил в состав Восточной Гондваны.

Туркестанский океанический бассейн в раннем кембрии разделял Индо-Австралийскую и Тихоокеанско-Атлантическую биогеографические области распространения трилобитов. Этот бассейн был главным биогеографическим барьером и наиболее широким кембрийским океаном в рассматриваемом регионе. В ботомском веке и в начале тойонского века существовал также барьер между Сырдарьинской и Сибирской биогеографическими провинциями трилобитов. Роль такого барьера мог выполнять Терскейский океанический бассейн, что позволяет предполагать его значительную ширину. В конце раннего кембрия начинается обмен фауной между

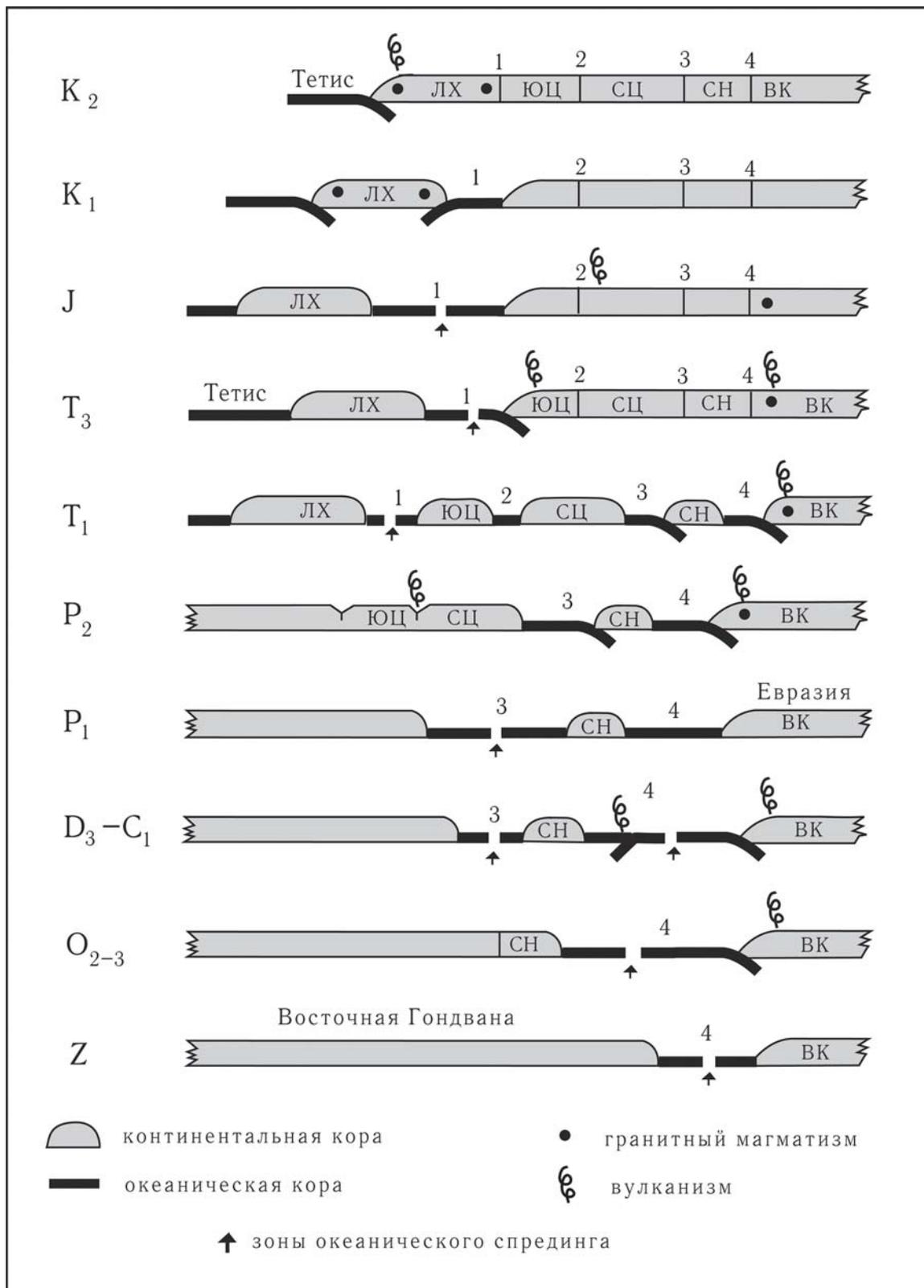


Рис. 9.1. Тектоногеодинамические профили через Восточный Тибет и Восточный Куньлунь [Буртман, Самыгин, 2001]

Океанические бассейны и их сутуры: 1 — Бангун, 2 — Ганмацо-Шуанху, 3 — Цинша, 4 — Куньлуньский Терейны: СЦ — Северный Цянтан, ЮЦ — Южный Цянтан, ВК — Восточный Куньлунь и Цайдам, ЛХ — Ласа, СН — Сунпань

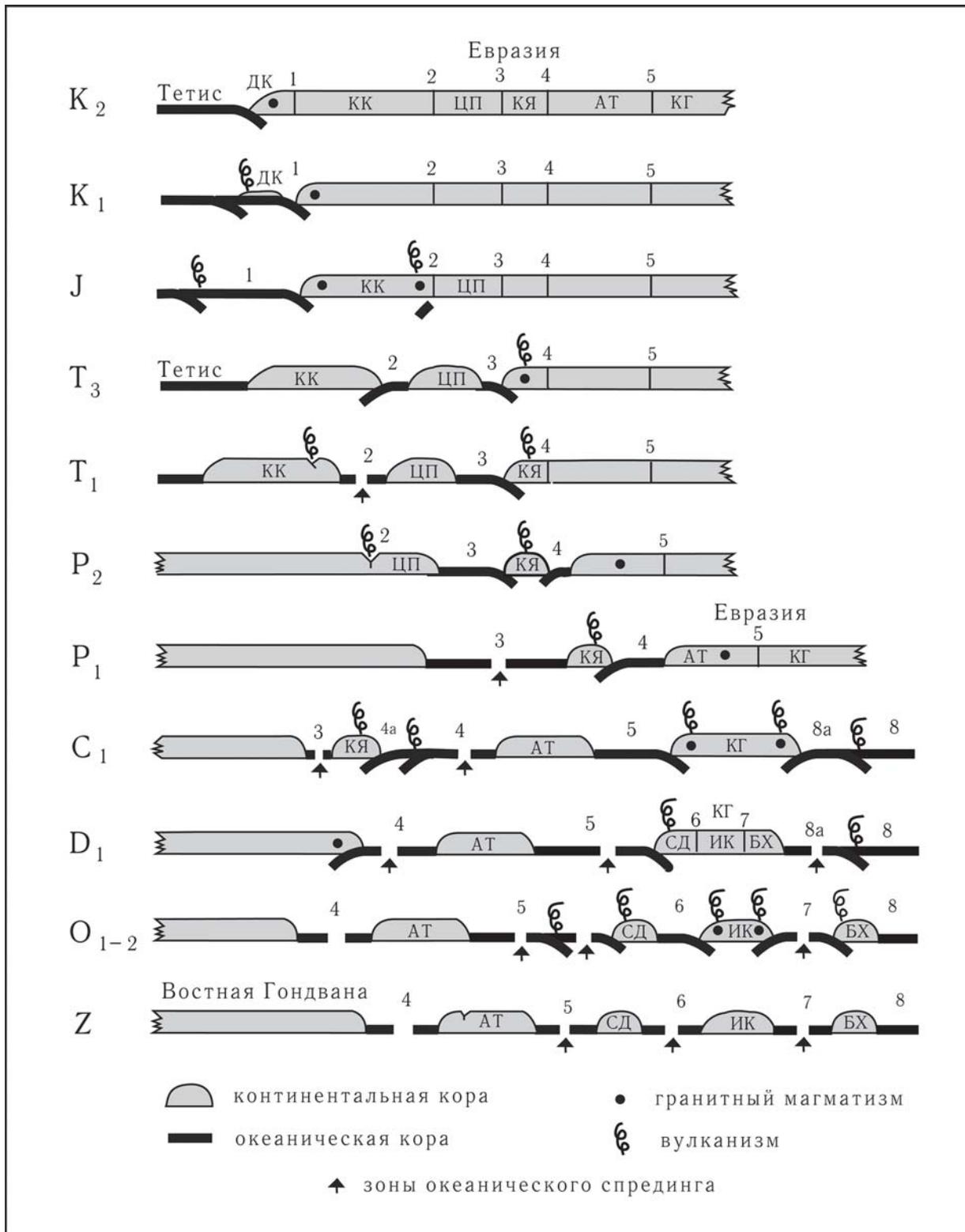


Рис. 9.2. Тектоногеодинамические профили через Каракорум, Памир и Тянь-Шань

Океанические бассейны и их сутуры: 1 — Бангун и Шиок, 2 — Рушан-Шуанху, 3 — Ванч-Цинша, 4 — Куньлуньский (4а — Калайхумб-Ойтагский окраинный бассейн), 5 — Туркестанский, 6 — Терскойский, 7 — Илийский, 8 — Палеоазиатский (8а — Джунгаро-Балхашский окраинный бассейн)

Терейны: АТ — Алай-Таримский, БХ — Борохоро, ДК — Драс-Кохистан, ИК — Иссык-Кульский, КГ — Киргизский, КК — Каракорум, КЯ — Курговат-Яркенд, СД — Сырдарьинский, ЦП — Центральный Памир

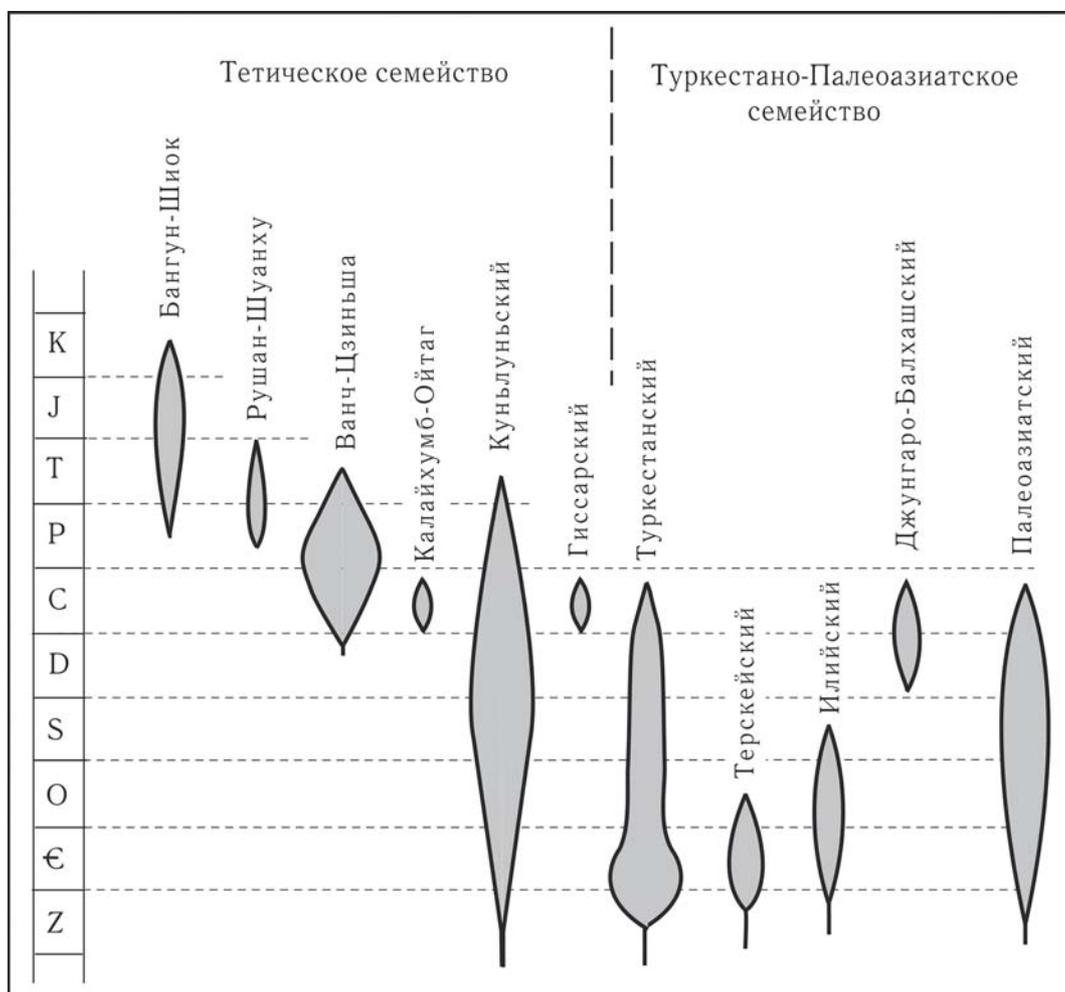


Рис. 9.3. Время существования океанических бассейнов Высокой Азии и Тянь-Шаня

биогеографическими областями и провинциями. Это может быть следствием сужения Туркестанского и Терсейского океанических бассейнов и является косвенным свидетельством существования активных окраин у этих океанических бассейнов в кембрийское время. По палеомагнитным данным (см. главу 7), суммарная ширина Туркестанского и Терсейского океанических бассейнов в позднем кембрии была 2500 км или более в направлении палеомеридиана.

Куньлуньский океанический бассейн в кембрийское время был нешироким. В это время сохранялась общность фауны трилобитов, обитавших в северной и южной частях этого бассейна.

Ордовик. Куньлуньский океанический бассейн значительно расширился в ордовике, о чем свидетельствуют различия между сообществами ордовикских наутилоидей и конодонтов, разделенными

этим бассейном. Куньлуньская окраина Восточной Гондваны в раннем палеозое была пассивной.

Окраины Алай-Таримского террейна почти на всем своем протяжении были пассивными. Лишь в Цайдаме известны известково-щелочные вулканы среднего-позднего ордовика, лежащие на породах протерозоя. Алай-Таримский континент в ордовике находился в интервале широт 10–30°, длинная ось микроконтинента простиралась субмеридионально.

Туркестанская окраина Сырдарьинского террейна вероятно была активной, о чем свидетельствуют проявления раннепалеозойского вулканизма в тектонической зоне Налацинь. Терсейская окраина Сырдарьинского террейна в раннем палеозое была пассивной.

Обе окраины Исыккульского микроконтинента в ордовике были активными. На терсейской окраине Исыккульского микроконтинента магмати-

ческий пояс был активен от среднего ордовика до карадока.

В Терсейском бассейне в кембрии — начале ордовика находилась океаническая островная дуга, которая разделяла этот бассейн на две ванны — Нарынскую задуговую и Кенсайскую преддуговую. По палеомагнитным данным, преддуговой бассейн находился на экваторе. Субдукция океанической коры преддугового бассейна происходила под вулканическую дугу, а обдукция — на эту дугу. В аргониде этот бассейн был закрыт и островная дуга причленилась к Иссыккульскому микроконтиненту. После этого началась субдукция океанической коры Нарынского бассейна под Иссыккульский микроконтинент. Она привела к закрытию Терсейского океанического бассейна и коллизии Иссыккульского и Сырдарьинского сиалических блоков в конце среднего — начале позднего ордовика. В результате объединения этих сиалических блоков был создан Киргизский микроконтинент. С этой коллизией связана обдукция офиолитов на территорию Иссыккульского террейна и формирование на территории Сырдарьинского террейна шарьяжей, сложенных породами континентального склона и шельфа.

События на окраинах Иссыккульского микроконтинента инициировали деформацию его коры, приведшую к формированию в нем орогенных и тафrogenных впадин. В среднем и верхнем ордовике в этих впадинах накопилась мощная моласса. Киргизский микроконтинент в позднем ордовике находился на палеошироте около 10° и имел близкое к меридиональному простираение длинной оси.

Субдукционный магматизм на илийской окраине Иссыккульского микроконтинента начался в триаде и продолжался до раннего силура. В среднем ордовике произошла обдукция пород океанической коры Илийского океанического бассейна на край Иссыккульского террейна, вероятно связанная с процессом формирования аккреционной призмы. Илийская окраина террейна Борохоро до среднего ордовика была пассивной, позднее — активной.

Силур и девон. В начале среднего палеозоя в регионе находились четыре континентальных блока — Восточно-Гондванский, Алай-Таримский, Киргизский и Борохоро, разделенные Куньлуньским, Туркестанским и Илийским океаническими бассейнами.

Куньлуньская окраина Восточной Гондваны была активной в девонское время. Позднедевон-

ские известково-щелочные вулканы и граниты распространены в Восточном Куньлуне, девонские граниты известны в тектонической зоне Тизнаб. На этой окраине в девонское время формировались складки. В Северо-Западном Куньлуне складчатость отмечена несогласием в среднем девоне, на Северном Памире — стратиграфический перерывом в позднем девоне — раннем турне.

Для объяснения девонского орогенеза Куньлуна высказывались предположения о коллизии Тарима и Тибета в это время [Matte et al., 1996; и др.]. Такое событие трудно согласовать с данными о том, что от ордовика до позднего девона сохранялись различия между Северо-Китайской и Южно-Китайской биотическими провинциями, разделенными океаническим бассейном. Более вероятно непрерывное развитие Куньлуньского океанического бассейна в девонском периоде (и далее — в карбоне). Девонский орогенез Куньлуна, вероятно, обусловлен столкновением с островной дугой и формированием аккреционной призмы. В Восточном Куньлуне известны породы океанической островной дуги, коллизия которой с Тибетом произошла в девоне.

Окраины Алай-Таримского континента в среднем палеозое оставались пассивными. На континенте в разных районах происходили процессы рифтогенеза, сопровождаемые вулканизмом. В Кызылкуме и Восточном Тянь-Шане в алай-таримских разрезах присутствует угловое несогласие, свидетельствующее о складчатости в силуре или раннем девоне. Вероятно, эти деформации происходили и в других районах Южного Тянь-Шаня.

В раннем силуре началась (или возобновилась) субдукция туркестанской океанической коры под Киргизский микроконтинент и на микроконтиненте был сформирован магматический пояс. Субдукция туркестанской океанической коры продолжалась до среднего девона. В позднем девоне в Туркестанском бассейне прекратился спрединг океанической коры.

Длинные оси Алай-Таримского континента и Киргизского микроконтинента имели в девоне простираение, близкое к меридиональному. Палеоширота средней части Алай-Таримского континента в раннем и среднем девоне была около 10° , в позднем девоне — около 20° , палеоширота Киргизского микроконтинента в среднем-позднем девоне — также около 20° .

В силуре был закрыт Илийский океанический бассейн, в результате чего террейн Борохоро при-

соединился к Киргизскому континенту. С девона известна океаническая островная дуга Богдошань, которая отгородила от Палеоазиатского океана Джунгаро-Балхашский бассейн.

Карбон. В раннем карбоне от Восточной Гондваны откололся блок Курговат-Сунпань и возник океанический бассейн Ванч-Циньша, который быстро расширялся. На куньлуньском краю микроконтинента Курговат-Сунпань активно протекали аккреционные процессы. В позднем карбоне этот микроконтинент столкнулся с океанической островной дугой (или дугами) Куньлуньского океанического бассейна.

В Куньлуньском океаническом бассейне в каменноугольное время находились срединно-океанический хребет, океанические островные дуги и окраинные бассейны. Океаническая островная дуга отделяла окраинный бассейн Калайхумб-Ойтаг в серпуховском и башкирском веках.

В раннекаменноугольное время от Алай-Таримского континента откололся Каракумский блок и между ними возник Гиссарский рифт с океанической корой, который на востоке был открыт в Куньлуньский океанический бассейн. В позднем карбоне рифт был закрыт и Каракумский террейн соединился с Алай-Таримским континентом.

В Туркестанском океаническом бассейне после перерыва, длившегося 50–60 млн лет, в визейском веке возобновилась субдукция туркестанской океанической коры под Киргизский микроконтинент. На обеих окраинах этого микроконтинета в раннекаменноугольное время возникли надсубдукционные магматические пояса, у туркестанского края из пород океанической коры была сформирована аккреционная призма. К середине московского века туркестанская океаническая кора была полностью субдуцирована и произошла коллизия Алай-Таримского континента и Киргизского микроконтинента. Субдукция океанической коры перешла в континентальную субдукцию — поддвижение континентального склона Алай-Таримского континента под аккреционную призму и Киргизский микроконтинент. Следствием этого было начало процесса формирования южно-тяньшаньских коллизионных шарьяжей.

В каменноугольное время субдукция океанической коры Джунгаро-Балхашского бассейна происходила в двух направлениях — под Киргизский микроконтинент и под островную дугу Богдашань.

Этот океанический бассейн был также закрыт в позднем карбоне.

Пермь. Океанический бассейн Ванч-Циньша в раннепермское время продолжал расширяться и к артинскому веку превратился в обширный океан, который разделял сиалические блоки, расположенные в тропическом и нодальном внетропическом поясах Земли.

В пермское время продолжалось разрушение края Гондваны. В результате внутриконтинентального рифтогенеза вблизи этого края образовался рифт Рушан-Шуанху с корой океанического типа. Рифт слепо оканчивался на востоке (в современных координатах). На западе он, вероятно, открывался в океан Ванч-Циньша. В поздней перми сиалический блок Цянтан-Каракорум откололся от Гондваны и возник океанический бассейн Бангун.

Пермский период и ранний триас — время наибольшей раздробленности территории будущей Высокой Азии. В это время океан Ванч-Циньша отделял от Гондваны Южно-Китайский континент и энсиалическую островную дугу Курговат-Сунпань, расположенную на западном выступе этого континента. Куньлуньский океанический бассейн разделял дугу Курговат-Сунпань и Алай-Таримский континент. Край Восточной Гондваны был расколот рифтом Рушан-Шуанху, который отделил полуостров, охватывающий территорию Центрального Памира и Цянтана. Недалеко от края Гондваны был расположен и рифт Бангун.

В поздней перми все компоненты будущей Высокой Азии переместились в тропический пояс, что, вероятно, сопровождалось их сближением и сокращением пространства океанических бассейнов. Палеомагнитные данные по породам Северного Памира и Алай-Таримского континента, приведенные в § 7.4 и § 8.4, свидетельствуют о том, что в позднепермское время ширина Куньлуньского океанического бассейна в направлении меридиана могла превышать 1000 км. В это время происходили коллизионные процессы на востоке Куньлуны, которые были связаны с коллизией океанической островной дуги с Цайдамом.

В пермском периоде продолжалась континентальная субдукция в зоне Туркестанской сутуры. В результате этого процесса был создан ансамбль южно-тяньшаньских коллизионных шарьяжей, который затем был смят в складки и раздавлен, что послужило причиной тектонического течения масс

вдоль складчатого пояса. Следствием этого течения было формирование гигантской горизонтальной протрузии в Восточной Фергане и подобной структуры меньшего размера в Кызылкуме.

9.2. Общие выводы о тектонической эволюции

1. Процесс дробления Восточной Гондваны был многоступенчатым и протекал от рифея до триаса.

2. Океанические бассейны рассмотренных регионов образуют два историко-геологических семейства — Тетическое и Туркестано-Палеоазиатское.

Почти все сутуры бассейнов Тетического семейства находятся на территории Высокой Азии. Это семейство включает палеотетические бассейны Ванч-Цзинша и Куньлуньский с сателлитами (Восточно-куньлуньскими, Калайхумб-Ойтаг, Гиссарским), мезотетические бассейны Рушан-Шуанху и Бангун-Шиок и бассейн Неотетиса. Историко-тектоническое развитие семейства было однонаправленным: открытие океанических бассейнов происходило последовательно (в направлении с севера на юг в современных координатах) и также последовательно — с севера на юг — они закрывались (рис. 9.3).

Сутуры бассейнов Туркестано-Палеоазиатского семейства находятся на территории Тянь-Шаня, Урала, Казахстана и Сибири. В Тянь-Шане это се-

мейство представлено Туркестанским, Терскейским, Илийским и Джунгаро-Балхашским бассейнами. Главные бассейны семейства возникли в синии. Историко-тектоническое развитие бассейнов Туркестано-Палеоазиатского семейства, в отличие от Тетического семейства, не было однонаправленным (рис. 9.3).

3. Вхождение сиалических блоков будущего Тянь-Шаня и Высокой Азии в Евразийский континент произошло в несколько этапов.

Предварительно — в позднем ордовике и силуре — произошло объединение небольших микроконтинентов Северо-Туркестанского домена в композитный агрегат — Киргизский микроконтинент.

В позднем карбоне после закрытия Туркестанского, Гиссарского и палеоазиатских океанических бассейнов в состав Евразии вошли территории Тянь-Шаня, Тарима и Каракума.

В триасе были закрыты палеотетические океанические бассейны Куньлуньский, Ванч-Циньша и Рушан-Шуанху. В результате этого территории Памира, Каракорума, Куньлуня и большая часть Тибета прицелились к Евразийскому континенту.

В меловом периоде были закрыты мезотетические океанические бассейны Бангун и Шиок. В результате, Кохистан и блок Ласа вошли в состав Евразийского континента.

Последний коллизионный этап наступил в палеогене после закрытия неотетического океана. На этом этапе в Евразийский континент вместе с Индостаном вошла территория гималайской части Высокой Азии.

Литература

- Абакумова Л.Н., Ненахов В.М. Габбро-перидотитовая формация Южной Ферганы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63, вып. 2. С. 130–140.
- Абакумова Л.Н., Ненахов В.М. Офиолитовые комплексы Южного Тянь-Шаня // Изучение офиолитовых комплексов при геологическом картировании / Г.С. Гусев (ред.). М.: Роскомнедра, 1994. С. 157–200.
- Абдуазимова З.М. Актуальные направления в изучении докембрия Западного Узбекистана // Геология и минерал. ресурсы. 2002. № 5. С. 3–15.
- Абдуллаев Р.Н., Борисов О.М., Абдуазимова З.М., Ахмеджанов М.А., Пяновская И.А., Пятков К.К. Кембрий Южного Тянь-Шаня // Сов. геология. 1977. № 6. С. 20–31.
- Абдуллаев Р.Н., Борисов О.М., Искджанова Г., Заславская Н.М. О возрасте вулканогенных образований гор Улугтау // Узб. геол. журн. 1978. № 3. С. 72–73.
- Абдуллаев Р.Н., Сургутанова Д.М., Рахимов А.Д. Нижне-среднеордовикские кремнисто-сланцевые отложения гор Мальгузар // Там же. 1987. № 3. С. 57–61.
- Авдеев А.В., Ковалев А.А. Офиолиты и эволюция юго-западной части Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Изд-во МГУ, 1989. 229 с.
- Аделунг А.С., Иванов Н.В., Сеницын Н.М. Геологическая карта Средней Азии. Лист К-42-Г, СВ четверть (Чаткал). Л.:М.: Гостоптехиздат, 1940. 296 с.
- Айсанов Я.Б., Егоров А.И. Геологическое строение и основные черты минерагении палеозойских образований гор Кульдзуктау. Ташкент: Фан, 1978. 120 с.
- Алексеев Д.В. Тектоника Малого Каратау. М.: Изд-во МГУ, 1992. 21 с.
- Алексеев Д.В. Складчатые надвиги в Малом Каратау // Докл. РАН. 1997. Т. 353, № 2. С. 220–222.
- Алексеев Д.В., Колесников Е.М., Смоляр М.И., Соколов С.Ю. Новые данные о возрасте гранитоидов хребта Малый Каратау по результатам Rb-Sr и K-Ar датирования // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1993. № 1. С. 73–77.
- Алексеев А.В., Березанский А.В., Генералова Л.В., Солошенко И.И., Цукорник И.Г. Верхнепалеозойские олистостромы и тектонические останцы Туркестанского хребта // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. № 4. С. 30–35.
- Аристов В.А. Конодонты девона — нижнего карбона Евразии. М.: Наука, 1994. 192 с.
- Аристов В.А. Опыт расчленения конденсированных кремнистых толщ палеозоя и разноплановые подходы к их изучению на основе конодонтов // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции / Ю.Б. Гладенков, К.И. Кузнецова (ред.). М.: ГЕОС, 2001. С. 169–183.
- Аристов В.А., Чернышук В.П. Два этапа кремненакопления в герцинидах Южного Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 12. С. 92–99.
- Афоничев Н.А., Власов Н.Г. Приложения к геологической карте Казахстана и Средней Азии м-ба 1:1.500.000. Л.: ВСЕГЕИ, 1984. 234 с.
- Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспатических и герцологических карт Центральной Евразии. Алматы: НИИ Природных ресурсов ЮГГЕО, 2002. 150 с.
- Ахмеджанов М.А., Абдуллаев Р.Н., Борисов О.М. Нижний палеозой Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1979. 152 с.
- Ахунджанов Р., Сайдыганиев С.С., Хамрабаева Л.И. Рубидий-стронциевый возраст, источники расплавов и рудоносность среднепалеозойских магматических образований Алмалык-Ангренского горнорудного района // Геология и минерал. ресурсы. 2002. № 3. С. 42–53.
- Бабарина И.И. Палеозойские деформации Южного Тамдытау // Геотектоника. 1999. № 1. С. 77–88.
- Бабкин В.Ф. Терригенный комплекс верхнего девона — нижнего карбона в Центральном Таджикистане // Изв. вузов. Геология и разведка. 1987. № 4. С. 24–30.
- Баженов М.Л., Буртман В.С. Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты–Кавказ–Памир. М.: Наука, 1990. 168 с.
- Баженов М.Л., Буртман В.С. Позднепалеозойские деформации Тянь-Шаня // Геотектоника. 1997. № 3. С. 56–65.
- Баженов М.Л., Буртман В.С., Кобболд П.Р., Перру Э., Садыбакасов И., Тома Ж.-Ш., Шавен А. Палеомагне-

- тизм третичных отложений и альпийская кинематика Тянь-Шаня // Геотектоника. 1993. № 6. С. 50–62.
- Баженов М.Л., Буртман В.С., Левашова Н.М., Миколайчук А.В.* Положение Казахстано-Киргизского континента в позднем ордовике по палеомагнитным данным // Докл. РАН. 2001. Т. 380. С. 82–86.
- Бакиров А.Б.* К вопросу о характере тектонических движений в пределах горного обрамления Ферганы в верхнем палеозое // Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня / М.М. Адышев, В.Г. Королев В.Г. (ред.). Фрунзе: Илим, 1964а. С. 35–46.
- Бакиров А.Б.* Некоторые вопросы метаморфизма толщ Атбашинского хребта // Вопросы стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Киргизии / М.М. Адышев (ред.). Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1964б. С. 67–76.
- Бакиров А.Б.* Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1978. 262 с.
- Бакиров А.Б.* Эволюция литосферы Тянь-Шаня // Проблемы геологии и географии в Кыргызстане / А.Б. Бакиров, А.Н. Диких (ред.). Бишкек: Илим, 1999. С. 3–13.
- Бакиров А.Б., Бискэ Ю.С., Буртман В.С., Клишевич В.Л.* Древнейшие породы Туркестанского палеоокеана // Тектоника варисцид Тянь-Шаня / А.Б. Бакиров, В.С. Буртман (ред.). Фрунзе: Кыргызстан, 1984. С. 55–58. (27-я сес. МГК: Путеводитель экскурсий № 032 (Киргизская ССР)).
- Бакиров А.Б., Добрецов Н.Л., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В.* Эклогиты Атбашинского хребта, Тянь-Шань // Докл. АН СССР. 1974. Т. 215. С. 677–680.
- Бакиров А.Б., Максумова Р.А.* Геодинамическая эволюция литосферы Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. С. 1435–1443.
- Бакиров А., Нурманбетов К.* О двух типах разрезов в бассейне реки Чон-Кемин // Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1964. С. 3–13.
- Бакиров А., Сакиев К.С.* Геодинамические условия формирования метаморфических комплексов Тянь-Шаня // Проблемы геологии и географии в Кыргызстане / А.Б. Бакиров, А.Н. Диких (ред.). Бишкек: Илим, 1999. С. 14–21.
- Бакиров А.Б., Тагири М., Сакиев К.С.* Породы метаморфических фаций сверхвысоких давлений в Тянь-Шане // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. С. 1722–1732.
- Бакиров А.Б., Тагири М., Сакиев К.С., Ивлева Е.А.* Нижний докембрий Тянь-Шаня и геодинамические условия его формирования // Геотектоника. 2003. № 5. С. 27–40.
- Бардашов И.А., Щипанов С.В., Бардашева Н.П., Келлер В.А., Бабкина Л.А.* Хаузиерамский тип разрезов девона — нижнего карбона в Центральном Таджикистане // Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат., хим. и геол. наук. 1990. № 4 (118). С. 42–45.
- Бархатов Б.П.* Тектоника Памира. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. 244 с.
- Бахтеев М.К.* Палеозойские орогенные вулканоплутонические пояса. М.: Недра, 1987. 169 с.
- Бекжанов Г.Р., Кошкин В.Я., Никитченко И.И., Скринник Л.И., Азизов Т.М., Тимуш А.В.* Геологическое строение Казахстана. Алматы: Акад. минерал. ресурсов, 2000. 395 с.
- Беккер А.Ю., Макаров В.А., Разбойников А.Г.* Новые данные по стратиграфии карагинской серии Таласского Алатау // Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня / А.Б. Бакиров (ред.). Фрунзе: Илим, 1988. С. 100–126.
- Белов А.А.* Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 212 с.
- Белов А.А., Кафарский А.Х., Пашков Б.Р.* К стратиграфии палеозойских отложений Дарваз-Сарыкольской зоны Северного Памира // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57, вып. 5. С. 33–45.
- Белов А.А., Моссаковский А.А., Соколов С.Д., Швольман В.А.* Позднепалеозойско-раннемезозойское развитие средиземноморско-центральноазиатской части ветви Тетиса // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 21–30.
- Белоусов В.И.* О роли олистостромов и покровов в геологии Туркестано-Алая // Геология и разведка. 1998. № 6. С. 33–45.
- Белоусов В.И.* Угловые несогласия Туркестано-Алая и корреляция геологических событий в карбоне // Стратиграфия, геологическая корреляция. 2000. Т. 8, № 5. С. 96–110.
- Белоусов В.И., Беэр М.А.* Флишево-олистостромовая формация Алая // Геология и разведка. 1989. № 6. С. 3–12.
- Бельговский Г.Л., Тарасенко А.Т., Эктова Л.А., Кангро О.Г., Малова Э.В.* Каменноугольные и пермские отложения Тянь-Шаня. Л.: Недра, 1977. 152 с.
- Белькова Л.Н., Огнев В.Н.* Древние толщи Северного Тянь-Шаня. М.: Недра, 1964. 136 с.
- Беляевский Н.А.* Альпийская тектоника Западного Куэнь-Луна // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1949. № 2. С. 29–42.
- Бенш Ф.Р.* Стратиграфия и фораминиферы каменноугольных отложений юго-западных отрогов и южного склона Гиссарского хребта. Ташкент: Фан, 1969. 174 с.
- Бенш Ф.Р.* Стратиграфия и фузулиниды верхнего палеозоя Южной Ферганы. Ташкент: Фан, 1972. 146 с.
- Биличева Г.И.* К строению Тегермачского покрова в Алайском хребте. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1973. С. 106–109. (Геол. сб.; № 14).
- Бируни А.Р.* Определение границ мест для уточнения расстояний между населенными пунктами (Введение, 43) // Избр. произв. Ташкент: Фан, 1966. Т. 3. С. 94.
- Бискэ Ю.С.* О палеогеографической и структурной позиции некоторых известняковых массивов Южного Тянь-Шаня // Вопр. стратиграфии. 1979. Вып. 2. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979. С. 103–112.
- Бискэ Ю.С.* Сланцевый меланж Майдана и тектонические покровы Южной Ферганы // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1983. № 6. С. 40–45.
- Бискэ Ю.С.* Нижний палеозой Южной Ферганы: структурная позиция, стратиграфия, геологическая история // Там же. Сер. 7. 1987. № 7. С. 3–11.
- Бискэ Ю.С.* Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб: Изд-во СПбГУ, 1996. 192 с.
- Бискэ Ю.С.* Восточный (китайский) сектор Южного Тянь-Шаня — коллизионная структура и основные черты палеозойской истории // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 1998. № 21. С. 3–13.
- Бискэ Ю.С.* Палеогеодинамика области Туркестанского океана // Там же. 2001. № 15. С. 3–18.
- Бискэ Ю.С.* Тянь-Шаньская складчатая система. II: Палеозойский Южный Тянь-Шань и Кызылкумы // Там же. 2004. Вып. 2. С. 13–30.
- Бискэ Ю.С., Дженчураева А.В., Неевин А.В., Воробьев Т.Ю.* Стратиграфия среднего–верхнего палеозоя и палеогеография перехода Туркестанской океан — Таримский континент // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11, № 6. С. 46–59.
- Бискэ Ю.С., Зубцов С.Е., Клишевич В.Л., Поршняков Г.С., Яговкин Ф.В.* Типы разрезов палеозоя Атбаш-Кокшаальского района Южного Тянь-Шаня // Вопросы стратиграфии. Вып. 2. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979. С. 89–103.
- Бискэ Ю.С., Зубцов С.Е., Поршняков Г.С.* Герциниды Атбаш-Кокшаальского района Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1985. 190 с.
- Бискэ Ю.С., Конопелько Д.Л.* Возраст и обстановка коллизионного герцинского магматизма в Тянь-Шане // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы / Ю.В. Карякин (ред.). Т. 1. М.: ГЕОС, 2003. С. 38–40.

- Бискэ Ю.С., Конопелько Д.Л., Шергина Ю.П., Кузнецов Л.В., Рублев А.Г. Возраст и обстановки формирования герцинских гранитоидов Кокшаальского сектора Южного Тянь-Шаня // Вестн. СПбГУ. 1996. Сер. 7, № 28. С. 58–72.
- Бискэ Ю.С., Кушнаръ Л.В. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Северо-Восточной Ферганы // Вестн. ЛГУ. Сер. 7. 1976. Вып. 1. С. 71–77.
- Бискэ Ю.С., Поршняков Г.С. Стратиграфия среднего палеозоя Северо-Восточной Ферганы // Вопросы стратиграфии. Вып. 1. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974. С. 5–21.
- Бискэ Ю.С., Поршняков Г.С. Некоторые проблемы геодинамики Южного Тянь-Шаня // Вестн. СПбГУ. 1995. Сер. 7, № 14. С. 16–24.
- Бискэ Ю.С., Поршняков Г.С., Зубцов С.Е. Герциниды Атбаш-Кокшаальского района Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1985. 190 с.
- Бискэ Ю.С., Поршняков Г.С., Талашманов Ю.А. Герциниды Ферганского хребта и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. 128 с.
- Бискэ Ю.С., Поршняков Г.С., Талашманов Ю.А., Яговкин А.В. Геологическая обстановка развития шарьяжей в Южном Тянь-Шане // Соотношение геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1981. С. 249–260.
- Бискэ Ю.С., Старшинин Д.А. К геологии палеозойских отложений Сулюктинского района. Вестн. ЛГУ. 1965. № 24. С. 50–55.
- Бискэ Ю.С., Табунс Э.В. О происхождении контрастной вулканической серии девона Атбаш-Кокшаальского региона // Докл. РАН. 1991. Т. 320. С. 1428–1432.
- Бискэ Ю.С., Табунс Э.В. Доколлизийные базальты в Атбаш-Кокшаальских герцинидах (Центральный Тянь-Шань) и их геодинамическая природа // Там же. 1996. Т. 348. С. 81–84.
- Бискэ Ю.С., Усманов Р.Р. Тектонические покровы в «сидиментационных мульдах» Северного Нуратау // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1981. № 24. С. 5–11.
- Бискэ Ю.С., Шилов Г.Г. Строение северной окраины Таримского массива в восточно-кокшаальском секторе Тянь-Шаня // Геотектоника. 1998. № 2. С. 51–59.
- Болгарь Б.Д., Резвой П.Д. Материалы к морфологии надвиговых структур в Алайском хребте. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1971. С. 179–182. (Геол. сб.; № 13).
- Большаков А.С., Солодовников Г.М., Виноградов Ю.К. Интенсивность раннепермского геомагнитного поля // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1989. № 7. С. 70–77.
- Брежнев В.Д. К геологии силурийских и девонских отложений Юго-Восточной Ферганы (массив Кара-тума) // Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня / В.И. Кнауф (ред.). Фрунзе: Илим, 1970. С. 174–182.
- Брежнев В.Д. О возрасте и строении фундамента Тарима // Докл. РАН. 1994. Т. 334. С. 607–610.
- Брежнев В.Д. Тектоническая корреляция палеозойского Восточного Тянь-Шаня // Тектоника и геофизика литосферы / Ю.В. Карякин (ред.). М.: ГЕОС, 2002. С. 79–82.
- Брежнев В.Д., Раабен М.Е. Протерозой Северо-Западного и Северного Китая: корреляция и геодинамические реконструкции // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 10. С. 97–110.
- Бронгулеев В.В. Строение среднепалеозойского структурного этажа Центрального Каратау. М.: Гостоптехиздат, 1961. 284 с.
- Буданов В.И. Метамагматические комплексы Гармского блока // Изв. АН Респ. Таджикистан. Отд. наук о Земле. 1993. № 3 (6). С. 32–49.
- Буданов В.И., Пашков Б.Р. О масштабах раннекаменноугольного и пермского вулканизма в восточной части Северного Памира // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63, вып. 1. С. 33–38.
- Буров В.Г., Пуркин М.М., Христов Е.В., Христова М.П. Суртекинская интрузия щелочных пород // Записки Кирг. отд. ВМО. 1965. Вып. 5. С. 39–49.
- Буртман В.С. О границах между фаціальными типами девонских и каменноугольных отложений Северо-Западного Тянь-Шаня // Сов. геология. 1958. № 10. С. 67–73.
- Буртман В.С. Возраст карабалтинской свиты Киргизского хребта // Бюл. науч.-техн. информ. ОНТИ Мингео СССР. 1960. № 3 (27). С. 6–8.
- Буртман В.С. О Таласо-Ферганском сдвиге // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 12. С. 37–48.
- Буртман В.С. Возраст тарсуйской свиты в средней части Киргизского хребта // Материалы по геологии Тянь-Шаня. Вып. 3. Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1962а. С. 71–74.
- Буртман В.С. Нижнекаменноугольные отложения Среднего Тянь-Шаня и Таласо-Ферганский разлом // Геология и разведка. 1962б. № 9. С. 29–42.
- Буртман В.С. Таласо-Ферганский разлом и его соотношение с варисскими структурами Среднего Тянь-Шаня. М.: ГИН АН СССР, 1962в. 16 с.
- Буртман В.С. Таласо-Ферганский сдвиг и сдвиг Сан-Андреас // Разломы и горизонтальные движения земной коры / А.В. Пейве (ред.). М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 128–151.
- Буртман В.С. Таласо-Ферганский сдвиг. М.: Наука, 1964. 144 с.
- Буртман В.С. О горизонтальных складках // Геотектоника. 1968а. № 2. С. 19–31.
- Буртман В.С. О складчатых шарьяжах в Южном Тянь-Шане // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968б. № 9. С. 55–68.
- Буртман В.С. О тектонике варисцид пустыни Кызылкум // Докл. АН СССР. 1970. Т. 195, № 1. С. 155–158.
- Буртман В.С. Геология и механика шарьяжей. Тектоника варисцид и шарьяжи Кызылкума. М.: Недра, 1973. 113 с.
- Буртман В.С. Деформации палеозойских геосинклинальных систем. М.: ГИН АН СССР, 1974. 62 с.
- Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем: варисциды Тянь-Шаня и каледониды Северной Европы. М.: Наука, 1976. 164 с.
- Буртман В.С. Структурные единицы варисцид Тянь-Шаня. Структурная эволюция варисцид Тянь-Шаня // Тектоника варисцид Тянь-Шаня / А.Б. Бакиров, В.С. Буртман (ред.). Фрунзе: Кыргызстан, 1984. С. 23–43. (27-я сес. МГК. Путеводитель экскурсии № 032 (Киргизская ССР)).
- Буртман В.С. Новые данные о строении Кунылуна и Каракурма // Геотектоника. 1993. № 1. С. 108–111.
- Буртман В.С. Некоторые проблемы палеозойских тектонических реконструкций Центральной Азии // Там же. 1999а. № 3. С. 103–112.
- Буртман В.С. Соотношение Памира и Тянь-Шаня в мелу и кайнозое // Проблемы геодинамики литосферы / А.В. Лукьянов (ред.). М.: Наука, 1999б. С. 146–180.
- Буртман В.С., Гурарий Г.З. О природе складчатых дуг Памира и Тянь-Шаня // Геотектоника. 1973. № 2. С. 62–67.
- Буртман В.С., Гурарий Г.З., Бельский А.В., Игнатьев А.В., Одибер М. Туркестанский океан в среднем палеозое: реконструкция по палеомагнитным данным по Тянь-Шаню // Там же. 1998. № 1. С. 15–26.
- Буртман В.С., Гурарий Г.З., Дворова А.В. Положение микроконтинентов Северного Тянь-Шаня и Восточного Урала в ордовике и силуре по палеомагнитным данным // Там же. 2003. № 5. С. 11–26.
- Буртман В.С., Каткова Н.С., Кордун Б.М., Медведев В.Я., Чекалина Н.А. Объяснительная записка к Геологической карте СССР. Лист К-43-XIV. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 76 с.

- Буртман В.С., Клишевич В.Л. О варисских шарьяжах в Южной и Северной Фергане // Геотектоника. 1971. № 1. С. 103–117.
- Буртман В.С., Клишевич В.Л. О структурном положении ультрабазитов и метаморфических сланцев Южного Тянь-Шаня // Докл. АН СССР. 1972. Т. 206, № 3. С. 671–674.
- Буртман В.С., Клишевич В.Л., Котова Л.Н., Куренков С.А., Назаров Б.Б., Чернышук В.П. Новые данные о палеозойском океане в Южной Фергане // Там же. 1977. Т. 237. С. 668–671.
- Буртман В.С., Пейве А.В., Руженцев С.В. Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира // Разломы и горизонтальные движения земной коры / А.В. Пейве (ред.). М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 152–172.
- Буртман В.С., Поршняков Г.С. Тектоника варисцид Тянь-Шаня и Кызылкума // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса / М.В. Муратов (ред.). М.: Наука, 1974. С. 92–106.
- Буртман В.С., Самыгин С.Г. Тектоническая эволюция Высокой Азии в палеозое и мезозое // Геотектоника. 2001. № 4. С. 34–54.
- Буртман В.С., Шмидт О.А. Исследование складчатой структуры Тегермачского останца шарьяжа // Докл. АН СССР. 1970. Т. 190. С. 1165–1168.
- Бухарин А.К., Масленникова И.А., Журавлева И.Т., Мамбетов А.М. О возрасте тасказганской и беспанской свит (нижний палеозой) в Кызылкумах и их аналогах в Нурау // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59, вып. 3. С. 57–68.
- Бухарин А.К., Масленникова И.А., Новикова Т.Н., Кузичкина Ю.М. О возрасте кремнисто-карбонатных образований Кызылкумов // Новые данные по геологии Узбекистана и смежных территорий / И.А. Пяновская (ред.). Ташкент: САИГИМС, 1987. С. 44–53.
- Бухарин А.К., Масленникова И.А., Пятков А.К. Домезозойские структурно-фациальные зоны Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1985. 152 с.
- Бухарин А.К., Пояркова Э.В., Кешишян К.А., Клипенштейн В.Я. Установление областей сноса для Карачатырского позднепалеозойского прогиба Южного Тянь-Шаня // Узб. геол. журн. 1975. № 3. С. 36–38.
- Быковская Т.А., Масумов А.С. Озерные отложения в верхнепалеозойских формациях Тянь-Шаня // Там же. 1996. № 4. С. 3–12.
- Ванина Л.В. О тектонической позиции нижнепалеозойских отложений в герцинидах Южного Тянь-Шаня на примере Восточного Карачатыра и смежных районов Алайского хребта // Каледониды Тянь-Шаня / В.Г. Королев (ред.). Фрунзе: Илим, 1987. С. 119–139.
- Ванина Л.В. О геодинамической обстановке формирования вулканитов южной антиклинали (Южный Тянь-Шань, Восточный Карачатыр) // Изв. АН КиргССР. Физ.-техн. и мат. науки. 1988. № 3. С. 40–46.
- Васильев Д.Г. Стратиграфическое положение нижнепалеозойских вулканогенных образований Северного Тянь-Шаня // Сов. геология. 1989. № 8. С. 48–58.
- Вишневецкий Л.Е., Алексеев А.С., Соловьева М.Н. Верхнепалеозойские олистостромовые толщи северного склона Алайского хребта // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. С. 936–940.
- Владимиров А.Г., Малых М.М., Дронов В.И. и др. Индосинийский магматизм и геодинамика Южного Памира. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1992. 229 с.
- Волгин В.И. Брахиоподы и стратиграфия нижнекаменноугольных отложений Чаткальского хребта // Вестн. ЛГУ. Сер. 7. 1992. № 28. С. 71–73.
- Волгин В.И., Дженчураева А.В., Поярков Б.В. Стратиграфия каменноугольных отложений верховьев р. Акбуры // Там же. Геология. География. 1978. № 24. С. 63–75.
- Волков В.Н., Гольцман Ю.В., Аракелянц М.М., Таджибаев Г.Т., Журавлев Д.З. Возраст ультракислого вулканизма в позднеорогенных прогибах Чаткало-Кураминской зоны по изотопным данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 1. С. 86–104.
- Волочкович К.Л., Рогожин Е.А., Чернышук В.Н. Формации и структуры Алайского хребта // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54, вып. 6. С. 32–44.
- Вонгаз Л.Б. О палеозойских структурно-фациальных зонах и подзонах Тянь-Шаня // Материалы по региональной геологии. Вып. 4. М.: Госгеолтехиздат, 1958. С. 17–47.
- Галицкая А.Я., Дядюченко Л.Б. К стратиграфии каменноугольных отложений хребта Кокийримтоо и западного окончания хребта Молдоттоо // Материалы по геологии Тянь-Шаня. Вып. 4. Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1964. С. 89–105.
- Галицкая А.Я., Королев В.Г. Карбон Северной Киргизии // Там же. Вып. 1. Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1961. С. 43–74.
- Гедин С. В сердце Азии: Памирь — Тибет — Восточный Туркестан. Т. 2. СПб: Изд-во Девриена, 1899. 455 с.
- Гедин С. Моя жизнь и путешествия. М.: Молодая гвардия, 1935. 379 с.
- Геологическая карта Казахской ССР. М-б 1:500 000. Сер. Южно-казахстанская. Объяснительная записка / М.А. Чимбулатов (ред.). Алма-Ата: ЮКГУ, 1981. 248 с.
- Геологическая карта Киргизской ССР. М-б 1:500 000 / С.А. Игембердиев, К.О. Осмонбетов (ред.). Л.: ВСЕГЕИ, 1980.
- Геологическая карта Таджикской ССР и прилегающих территорий. М-б 1:500 000. С приложениями / Н.Г. Власов, Ю.А. Дьяков, Э.С. Чернер (ред.). Л.: ВСЕГЕИ, 1989.
- Геологическая карта Узбекистана. М-б 1:500 000 / Т.Ш. Шаякубов (ред.) Ташкент: Госкомгеология, 1998.
- Геология и металлогения Каратау. В 2 т. / Н.Ф. Никитин (ред.) Алма-Ата: Наука, 1986. Т. 1. 240 с.
- Геология и полезные ископаемые Афганистана. В 2 кн. / В.И. Дронов (ред.). М.: Недра, 1980. Кн. 1. 536 с.
- Геология СССР. Т. 25: Киргизская ССР. Ч. 1: Геологическое описание: В 2 кн. М.: Недра, 1972. Кн. 1. 280 с.; Кн. 2. 316 с.
- Геология СССР. Т. 40: Южный Казахстан. Ч. 1: Геологическое описание: В 2 кн. // М.: Недра, 1971. Кн. 1. 471 с.
- Герман Л.Л., Будянский Д.Д. Заспрединговый магматизм: геодинамическая модель // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314. С. 1467–1471.
- Гесь М.Д. Нижнепалеозойские олистостромы в Присонкулье // Там же. 1980. Т. 252. С. 931–933.
- Гесь М.Д. Магматизм и геодинамическая эволюция каледонского орогена Тянь-Шаня // Тектоника Азии / Ю.В. Карякин (ред.). М.: ГЕОС, 1997. С. 64–66.
- Гесь М.Д. Магматизм и геодинамическая эволюция каледонского орогена Тянь-Шаня // Проблемы геологии и географии в Кыргызстане / А.Б. Бакиров, А.Н. Диких (ред.). Бишкек: Илим, 1999. С. 33–42.
- Гесь М.Д. Офиолиты в каледонидах Тянь-Шаня: геодинамические типы и их положение в тектонической структуре // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных районов. Бишкек: Билд, 2002. С. 46–48.
- Гесь М.Д., Макарычев Г.И. Рифейские и кембрийские базальтоиды Северного Тянь-Шаня и их значение для анализа тектоники // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 3. С. 66–76.
- Гесь М.Д., Селиверстов К.В. Геодинамика, магматическая и металлогеническая зональность окраины Палеотетиса // Геология рудных месторождений. 1995. Т. 33, № 2. С. 132–141.
- Гончар А.Д., Дженчураева А.В. Раннепермские темпеститы Тянь-Шаня // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76, вып. 1. С. 30–35.

- Горбачев О.В., Аббясов А.А., Чистякова Н.Н. Условия образования карбонатно-кремнистых черносланцевых формаций венда — нижнего палеозоя в Среднем Тянь-Шане // Изв. вузов. Геология и разведка. 1993. № 3. С. 3–13.
- Горянов В.Б., Бискэ Ю.С., Болгарь Б.Д., Клишевич В.Л., Савицкий Ю.В., Риненберг Р.Е., Яговкин А.В. Новый тип разреза среднего палеозоя Южной Ферганы // Вопросы стратиграфии. Вып. 2. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979. С. 112–131.
- Горянов В.Б., Дронов А.В., Ждан А.В., Савицкий Ю.В. Стратиграфия кипчальминской серии // Вестн. ЛГУ. Сер. 7. 1986. № 3. С. 40–49.
- Горянов В.Б., Клишевич В.Л., Котельников В.И., Фомченко Л.В., Яговкин А.В. О возрасте некоторых метаморфических серий Южного Тянь-Шаня // Там же. 1973. № 18. С. 62–71.
- Горянов В.Б., Котельников В.И., Верба Ю.Л. Надзеленосланцевые толщи в Ферганском секторе Южного Тянь-Шаня и проблема возраста и метаморфизма канской и майлисуйской свит // Вопросы региональной геологии. Вып. 3. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. С. 153–176.
- Грищенко В.А., Зима М.Б., Королев В.Г. Граптолитовые комплексы нижнего и среднего ордовика в верховьях реки Чон-Кемин // Каледониды Тянь-Шаня / В.Г. Королев (ред.). Фрунзе: Илим, 1987. С. 92–108.
- Грунт Т.А., Дмитриев В.Ю. Пермские брахиоподы Памира. М.: Наука, 1973. 212 с.
- Гушин С.Б., Ногаева Л.П. Типовой разрез континентального склона среднего палеозоя Южного Тянь-Шаня // Новые данные в биостратиграфии докембрия и палеозоя Кыргызстана / А.М. Мамбетов (ред.). Бишкек: Илим, 1993. С. 126–137.
- Далимов Т.Н., Ганиев И.Н., Ишбаев Х.Д. Магматизм северной окраины Туркестанского палеоокеанического бассейна // Геология и минерал. ресурсы. 2002. № 3. С. 33–41.
- Далимов Т.Н., Ганиев И.Н., Шпотова Л.В., Кадыров М.Х. Геодинамика Тянь-Шаня. Т. 1. Ташкент: Университет, 1993. 207 с.
- Далимов Т.Н., Шаякубов Т.Ш., Троицкий В.И. и др. Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан. Ташкент: Университет, 1998. 724 с.
- Дворова А.В., Куренков С.А. Положение и кинематика раннепалеозойских офиолитов Северного Тянь-Шаня по палеомагнитным данным // Докл. РАН. 2004. Т. 395. С. 82–85.
- Дегтерев К.Е. Проблемы реконструкции раннепалеозойских островодужных систем Центральной Азии // Палеогеография венда — раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 177–183.
- Демина Л.И., Ломизе М.Г., Авдонин А.В. Геодинамическая характеристика перидотитов Присонкелья // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1995. № 1. С. 91–99.
- Дженчураева А.В. Стратиграфия и фораминиферы среднекаменноугольных отложений северных склонов Туркестано-Алая. Фрунзе: Илим, 1979. 184 с.
- Дженчураева А.В., Гетман О.Ф. Новые данные о стратиграфии верхнего палеозоя междуречья Шуран-Шунк // Новые данные о биостратиграфии докембрия и палеозоя Кыргызстана / А.М. Мамбетов (ред.). Бишкек: Илим, 1993. С. 138–149.
- Дженчураева А.В., Клишевич В.Л. Раннепермское Ферганское окраинное море в Южном Тянь-Шане // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70, вып. 1. С. 42–47.
- Дженчураева А.В., Ненахов В.М. Стратиграфия верхнего палеозоя приосевой части Алайского хребта // Там же. 1986. Т. 61, вып. 3. С. 54–66.
- Джумалиев Т., Королев В.Г., Криволицкая В.Н., Рябokonь С.А. Каменноугольные отложения в верховьях р. Малый Нарын // Материалы по геологии Тянь-Шаня. Вып. 1. Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1961. С. 77–102.
- Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Р. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. № 7/8. С. 59–75.
- Довжиков А.Е. Таласо-Ферганский разлом и его положение в структуре Тянь-Шаня // Материалы сессии Ученого совета по работам 1958 г. Л.: ВСЕГЕИ, 1960. С. 89–90.
- Довжиков А.Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня. М.: Недра, 1977. 171 с.
- Додонова Т.А. К истории формирования Таласо-Ферганского разлома // Тр. Упр. геол. КиргССР. 1962. Сб. 2. С. 11–20.
- Додонова Т.А. Объяснительная записка к Геологической карте СССР. Лист К-43-XX. М.: Недра, 1966. 88 с.
- Докембрий Средней Азии / Ф.П. Митрофанов (ред.). Л.: Наука, 1982. 264 с.
- Дронов А.В. Тектонические покровы Ошских гор // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66, вып. 3. С. 26–39.
- Дронов В.И. Первые находки триасовой фауны в вулканитах рущан-пшартского Памира // Докл. РАН. 1999. Т. 390. С. 225–227.
- Дубинина С.В. Конодонты и зональная стратиграфия пограничных отложений кембрия и ордовика. М.: Наука, 2000. 240 с.
- Дук Г.Г. Основные структурно-петрологические особенности рифейских зеленосланцевых комплексов и глаукофан-зеленосланцевых поясов на примере Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны // Проблемы магматизма и метаморфизма Восточной Азии / Н.Л. Добрецов, Б.А. Литвиновский (ред.). Новосибирск: Наука, 1990. С. 69–77.
- Дук Г.Г. Глаукофансланцевые, глаукофанзеленосланцевые и офиолитовые комплексы Урало-Монгольского складчатого пояса. СПб: ИГГД, 1995а. 272 с.
- Дук Г.Г. Скрытое угловое несогласие между толщами силура — нижнего девона и подстилающими голубыми сланцами в канско-араванском складчатом поясе Южного Тянь-Шаня // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995б. Т. 70, вып. 3. С. 3–39.
- Замалетдинов Т.С., Осмонбетов К.О. Геодинамическая модель развития земной коры Киргизии в фанерозое // Сов. геология. 1988. № 1. С. 66–75.
- Заршиков А.А. Раннепалеозойская активная окраина Северного Тянь-Шаня. М.: Изд-во МГУ, 2003. 26 с.
- Захаров И.П. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений Северной структурно-фациальной зоны Тянь-Шаня // Материалы по геологии Тянь-Шаня. Вып. 3. Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1962. С. 101–105.
- Захаров И.П., Захарова В.М. Объяснительная записка к Геологической карте СССР. Лист К-42-ХVI. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 104 с.
- Зима М.Б. Отложения ордовика и предполагаемого силура района поселка Ак-куль // Материалы по геологии Тянь-Шаня. Вып. 4. Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1962. С. 62–72.
- Зима М.Б., Максумова Р.А. Ордовик хребта Кара-Джорго // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 2. С. 74–81.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: В 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.; Кн. 2. 334 с.
- Зубцов Е.И. Улуту-Тяньшаньский тиллитоносный комплекс позднего докембрия // Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня / Ю.А. Зайцев, Б.М. Келлер, М.А. Семихатов (ред.). М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 119–126.
- Зубцов С.Е. Типы разрезов палеозоя восточного сектора Южного Тянь-Шаня и их структурные взаимоотношения // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1979. Вып. 3. С. 16–23.

- Зубцов С.Е. История герцинских структур восточного сектора Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1980. 19 с.
- Зубцов С.Е., Поршняков Г.С. Структура и история формирования Каузанского антиклинория // Вопросы стратиграфии и региональной геологии / В.А. Прозоровский, В.М. Цейслер (ред.). СПб: Изд-во СПбГУ, 1995. С. 166–190.
- Зубцов С.Е., Федорова Е.В. К стратиграфии лептогеосинклинальных разрезов Восточной Ферганы // Вестн. ЛГУ. Сер. 7. 1988. № 28. С. 73–75.
- Иванников В.В., Ненахов В.М., Рублев Ф.Г., Абакумова Л.Н., Кузнецов Л.В., Христенков П.А. Новые данные о возрасте гранитоидных и щелочных интрузий Туркестано-Алая // Там же. 1990. № 28. С. 84–90.
- Иванов Г.В. Типы разрезов среднепалеозойских отложений Северо-восточной Ферганы // Тектоника и стратиграфия палеозойских и мезозойских толщ Южного Тянь-Шаня и Памира / А.Е. Довжиков, Н.С. Торшин (ред.). Л.: ВСЕГЕИ, 1976. С. 112–130.
- Казьмин В.Г., Фараджев В.А. Тектоническое развитие Яркендского сектора Куньлуня // Сов. геология. 1961. № 8. С. 45–57.
- Каледа Г.А. Девонские отложения Южной Ферганы // Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня. Т. 2. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1960. С. 185–239.
- Каледа Г.А. Яшмовая и синхронные ей формации восточной части Алайского хребта // Геохимия кремнезема. М.: Наука, 1966. С. 402–421.
- Карапетов С.С. Стратиграфия девонских отложений Центрального Памира // Материалы по геологии Памира. Вып. 1. Душанбе, 1963а. С. 9–20.
- Карапетов С.С. Стратиграфия каменноугольных отложений Акбайтальского района на Центральном Памире // Там же. Вып. 1. Душанбе, 1963б. С. 21–31.
- Карапетов С.С. О главной тектонической линии Памира // Тектоника Памира и Тянь-Шаня / А.А. Пейве, И.Е. Губин, Р.Г. Гарещкий (ред.). М.: Наука, 1964. С. 37–41.
- Карапетов С.С. Байкальские зеленосланцевые пояса юга Средней Азии и их тектоническая природа // Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 197–209.
- Карапетов С.С. Миклухо-Маклай А.Д. К стратиграфии верхнекаменноугольных и пермских отложений Центрального Памира // Материалы по геологии Памира. Вып. 2. Душанбе, 1964. С. 71–77.
- Карпович Е.И., Колесников В.А. Объяснительная записка к Геологической карте СССР. Лист К-42-XXVIII. М.: ВГФ, 1972. 104 с.
- Кафарский А.Х., Пашков Б.Р., Пыжьянов И.В. Позднепалеозойский рифтогенез на Северном Памире // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264. С. 384–386.
- Кашкаров Б.Ф., Григорьев С.И., Сударчиков К.П. Объяснительная записка к Геологической карте СССР. Лист К-44-IX. М.: Недра, 1966. 84 с.
- Ким А.И., Апекин Ю.Н., Ерина М.В. К стратиграфии ордовика и силура Зеравшано-Алайской зоны // Докл. АН СССР. 1975. Т. 220. С. 910–913.
- Киселев В.В. Уран-свинцовая (по цирконам) геохронология магматических проявлений Северного Тянь-Шаня // Проблемы геологии и географии в Кыргызстане / А.Б. Бакиров, А.Н. Диких (ред.). Бишкек: Илим, 1999. С. 21–33.
- Киселев В.В. Аналоги синийского комплекса в Среднем и Северном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. С. 1453–1463.
- Киселев В.В., Апяров Ф.Х. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя хребта Каракатты // Каледониды Тянь-Шаня / В.Г. Королев (ред.). Фрунзе: Илим, 1987. С. 64–79.
- Киселев В.В., Апяров Ф.Х., Комарцев В.Т., Халилов В.А., Цыганок Э.Н. Геолого-геохронологические рубежи докембрийской истории палеозойд Тянь-Шаня и Казахстана // Докембрий в фанерозойских складчатых областях / В.М. Шемякин (ред.). СПб: Наука, 1992. С. 129–150.
- Киселев В.В., Апяров Ф.Х., Комарцев В.Т., Цыганок Э.Н., Лукашова Е.М. Изотопный возраст цирконов кристаллических комплексов Тянь-Шаня // Ранний докембрий Центрально-азиатского складчатого пояса / И.К. Козаков (ред.). СПб: Наука, 1993. С. 99–115.
- Киселев В.В., Беккер А.Ю., Апяров Ф.Х. Эпибайкальский докембрий Тянь-Шаня // Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня / А.Б. Бакиров, В.В. Киселев (ред.). Фрунзе: Илим, 1988. С. 127–144.
- Киселев В.В., Королев В.Г. Беш-Таш-Терекский правый сдвиг и сдвиговая тектоника в западной части Северного Тянь-Шаня // Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня / М.М. Адышев, В.Г. Королев (ред.). Фрунзе: Илим, 1964а. С. 61–77.
- Киселев В.В., Королев В.Г. О сдвигах и структурах вращения в западной части Киргизского хребта // Материалы по геологии Тянь-Шаня. Вып. 4. Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1964б. С. 147–152.
- Клишевич В.Л. К вопросу об амплитуде шарьяжей в Алайском хребте // Вестн. ЛГУ. 1978. № 6. С. 7–15.
- Клишевич В.Л., Котельников В.И., Яговкин А.В. О вулканоогенных фациях карбона в Южной Фергане // Узб. геол. журн. 1973. № 4. С. 72–76.
- Клишевич В.Л., Назаров Б.Б., Гуцин С.Н., Клишевич И.А. Возраст и условия образования кремнистых толщ Алайского хребта // Сов. геология. 1977. № 6. С. 116–122.
- Клишевич В.Л., Поршняков Г.С. Покровные структуры герцинид Южного Тянь-Шаня и некоторые закономерности размещения телетермального оруднения // Вопросы региональной геологии. Вып. 3. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. С. 128–145.
- Клишевич В.Л., Ржевский Ю.С., Храмов А.Н., Талашманов Ю.А., Крылова Т.Н. Поздневарисские горизонтальные деформации Ферганского сектора Тянь-Шаня // Вестн. ЛГУ. Сер. 7. 1989. № 7. С. 3–10.
- Клишевич В.Л., Семилеткин С.А. Терригенно-карбонатные комплексы нижнего палеозоя западной части Северного и Среднего Тянь-Шаня // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70, вып. 2. С. 5–74.
- Клишевич В.Л., Соболевская Р.Ф. Ичкебашская свита в хребте Джетымтау // Новые данные о биоистратиграфии докембрия и палеозоя Кыргызстана / А.М. Мамбетов (ред.). Бишкек: Илим, 1993. С. 102–107.
- Клишевич В.Л., Храмов А.Н. Реконструкция Туркестанского палеоокеана (Южный Тянь-Шань) для раннего девона // Геотектоника. 1993. № 4. С. 66–75.
- Клишевич В.Л., Цветков А.Я. Состав и тектоническая позиция вулканоогенных толщ восточного сектора Южного Тянь-Шаня // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267. С. 891–895.
- Клишевич И.А., Клишевич В.Л. К вопросу о динамике формирования Терекдаванской синформной структуры в Восточном Алае // Вопросы региональной геологии. Вып. 3. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. С. 146–152.
- Клишевич И.А., Клишевич В.Л., Ржевский Ю.С., Храмов А.Н. К вопросу о Ферганской сигмоиде // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286. С. 402–405.
- Кнауф В.И. Среднепалеозойский эффузивно-осадочный комплекс Северного Тянь-Шаня // Тр. Упр. геологии и охраны недр КиргССР. Вып. 1. Фрунзе, 1960. С. 32–42.
- Кнауф В.И. Некоторые проблемы тектоники Киргизии // Геология СССР. Т. 25: Киргизская ССР. Кн. 2. М.: Недра, 1972. С. 274–280.

- Козицкая М.Т. Объяснительная записка к Геологической карте СССР. Лист К-42-ХП. М.: Недра, 1964. 88 с.
- Колодяжный С.Ю. Геологическое строение гор Нуратау. М.: ГИН РАН, 1992. 27 с.
- Колодяжный С.Ю., Леонов М.Г., Хан Р.С. Тектоника Южно-Нуратинской линейной зоны // Геотектоника. 1991. № 8. С. 93–106.
- Комаревцев В.Т., Киселев В.В., Миколайчук А.В., Христов Е.В. Радиогенные датировки офиолитов Южного Тянь-Шаня // Известия АН КиргССР. Физ.-техн. и мат. науки. 1987. № 3. С. 48–53.
- Коньгин В.Г., Леонов М.Г. К проблеме происхождения Восточно-Алайской сигмоиды // Докл. АН СССР. 1985. Т. 282. С. 675–679.
- Коньгин В.Г., Леонов М.Г. Тектоника Сугутского метаморфического блока // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62, вып. 6. С. 19–5.
- Коньгин В.Г., Леонов М.Г., Лашманов Е.В. Тектоническая структура Курганакской зоны Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1988. № 6. С. 76–85.
- Коптева В.В. Проявления подводного фонтанирования базальтов и пикрит-базальтов в герцинидах Алайского хребта // Докл. АН СССР. 1987. Т. 294. С. 928–930.
- Королев В.Г. Геологическое строение и геологическая история // Природа Киргизии / К.О. Оторбаев, Б.А. Лунин, В.А. Благообразов (ред.). Фрунзе: Киргизгосиздат, 1962. С. 32–62.
- Королев В.Г., Максумова Р.А. Докембрийские тиллиты и тиллоиды Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1984. 190 с.
- Королев В.Г., Мамбетов А.М., Макаров В.А. Взаимотношение и возраст карагайлинской и киртобулгинской свит нижнего палеозоя Кастекского хребта // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 6. С. 72–81.
- Котельников В.И. Геологическая карта Туркестанского, Алайского и Ферганского хребтов с прилегающими территориями: Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 96 с.
- Кузнецов Л.В., Лыточкин В.Н., Ненахов В.М., Перфильев А.С. Полимиктовый терригенный меланж Алайского хребта // Геотектоника. 1990. № 5. С. 69–80.
- Куренков С.А. Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 96 с.
- Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.
- Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А., Лубнина Н.В. Геодинамические условия формирования палеоспредиговых комплексов Урало-Монгольского пояса // Очерки по региональной тектонике / К.Е. Дегтерев, С.В. Руженцев (ред.). Т. 2. М.: Наука, 2005. С. 201–247.
- Куренков С.А., Перфильев А.С., Печерский Д.М., Аристов В.А., Бураков К.С., Диденко А.Н., Коптева В.В., Кошкин А.В., Симонов В.А., Тихонов Л.В. Повторный спрединг в офиолитах Алайского хребта // Внутриплитные явления в земной коре / В.Г. Николаев, В.Е. Хаин (ред.). М.: Наука, 1988. С. 71–102.
- Кухтиков М.М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе: Дониш, 1968. 299 с.
- Кухтиков М.М., Черенков И.Н. О возрасте палеозойских терригенных толщ Сулюктинского района // Материалы по региональной стратиграфии СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 162–170.
- Кушлин Б.К. К стратиграфии триасовых отложений Центрального Памира // Материалы по геологии Памира. Вып. 1. Душанбе, 1963. С. 65–88.
- Лаврусевич А.И., Лаврусевич В.И., Салтовская В.Д. Даунтон и нижний девон Зеравшано-Гиссарской горной области // Сов. геология. 1973. № 12. С. 10–25.
- Лаврусевич А.И., Старшинин Д.А., Салтовская В.Д. Стратиграфия среднепалеозойских отложений Дукдонского разреза // Докл. АН ТаджССР. 1973. Т. 16. С. 55–59.
- Ласовский А.Г., Мозолев Л.Н. Объяснительная записка к Геологической карте СССР. Лист К-43-XXI. М.: Недра, 1967а. 104 с.
- Ласовский А.Г., Мозолев Л.Н. Объяснительная записка к Геологической карте СССР. Лист К-43-XXII. М.: Недра, 1967б. 96 с.
- Левен Э.Я. Возраст палеозойских вулканогенных формаций Северного Памира // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 9. С. 137–140.
- Левен Э.Я. Этапы развития фузулинидовых сообществ Южного Тетиса и их связь с абиотическими событиями // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70, вып. 5. С. 66–72.
- Левен Э.Я., Леонова Т.Б., Дмитриев В.Ю. Пермь Дарваз-Заалайской зоны Памира. М.: Наука, 1992. 204 с.
- Левен Э.Я., Щербович С.Ф. Фузулиниды и стратиграфия асельского яруса Дарваза. М.: Наука, 1978. 164 с.
- Леонов М.Г. Тектонические покровы и метаморфизм горных пород Зеравшано-Гиссарской области // Тектоническое развитие земной коры и разломы / Ю.М. Пушаровский, А.Л. Яншин (ред.). М.: Наука, 1979. С. 217–230.
- Леонов М.Г. Южный Тянь-Шань: геологические условия проявления зеленосланцевого метаморфизма и модель геотектонического развития // Геотектоника. 1985. № 5. С. 45–61.
- Леонов М.Г. Зеленосланцевый метаморфизм — опыт геодинамического анализа. М.: Наука, 1988. 135 с.
- Леонов М.Г. Структурные ансамбли покровно-складчатых зон. М.: Наука, 1993. 150 с.
- Леонов М.Г. Геодинамические режимы Южного Тянь-Шаня в фанерозое // Геотектоника. 1996. № 3. С. 36–53.
- Леонов М.Г. Горизонтальные протрузии кристаллических комплексов в структуре корового слоя платформ и подвижных поясов // Общие вопросы тектоники. Тектоника России / Ю.В. Карякин (ред.). М.: ГЕОС, 2000. С. 291–295.
- Леонов М.Г. Вертикальная аккреция земной коры // Геотектоника. 2005. № 4. С. 25–43.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Кунина Н.М. Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект. М.: ГЕОС, 2000. 204 с.
- Ломизе М.Г. Важнейшая структурная линия Тянь-Шаня (линия Николаева 60 лет спустя) // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1994. № 1. С. 48–64.
- Ломизе М.Г. Ферганская сигмоида и Таласо-Ферганский сдвиг в коллизионной структуре Центральной Азии // Докл. РАН. 1996. Т. 350. С. 377–380.
- Ломизе М.Г., Демина Л.И., Зарщиков А.А. Киргизско-Терекский палеоокеанический бассейн // Геотектоника. 1997. № 6. С. 35–55.
- Лошманов Е.В. Терригенный меланж бассейна р. Чугам // Геотектоника. 1991. № 2. С. 92–96.
- Лыточкин В.Н., Моисеенко Р.И., Риненберг Р.Е. Структурная позиция и особенности строения нижнепалеозойских отложений Алайской долины // Новые данные о биостратиграфии докембрия и палеозоя Кыргызстана / А.М. Мамбетов (ред.). Бишкек: Илим, 1993. С. 92–101.
- Магматические комплексы Казахстана / А.А. Абдулин (ред.) Алма-Ата: Наука, 1982. 236 с.
- Мазарович О.А., Барсков И.С., Борисенко В.И., Ломизе М.Г., Соболев Р.Н., Филатова Р.И. Северный Синцзян в системе палеозойид Центральной Азии. Общая характе-

- ридика и вопросы стратиграфии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70, вып. 6. С. 3–21.
- Мазарович О.А., Барсков И.С., Борисенко В.И., Ломизе М.Г., Соболев Р.Н., Филатова Р.И. Северный Синцзян в системе палеозой Центральной Азии. Вопросы тектоники и магматизма // Там же. 1996. Т. 71, вып. 4. С. 26–40.
- Макарычев Г.И. Проблема становления гранитного слоя земной коры на примере Западного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1974. № 6. С. 3–18.
- Макарычев Г.И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978. 196 с.
- Макарычев Г.И., Гесь М.Д. Тектоническая природа зоны сочленения Северного и Среднего Тянь-Шаня // Геотектоника. 1981. № 4. С. 57–72.
- Максумова Р.А. Байкальский орогенный комплекс Северного Тянь-Шаня и Южного Казахстана. Фрунзе: Илим, 1980. 152 с.
- Максумова Р.А. Фациально-генетический анализ раннегеосинклинальных дофлишевых комплексов каледонид Северного Тянь-Шаня // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 4. С. 71–87.
- Максумова Р.А. Новый тип разреза нижнего палеозоя Северного Тянь-Шаня // Проблемы геологии и географии в Кыргызстане / А.Б. Бакиров, А.Н. Диких (ред.). Бишкек: Илим, 1999. С. 92–99.
- Максумова Р.А., Захаров И.Л., Зима М.Б., Христова М.П., Чернышук В.П. Покровно-чешуйчатая структура ранних каледонид Тянь-Шаня в свете новых данных по стратиграфии нижнепалеозойских толщ // Доклады и нижний палеозой Тянь-Шаня / А.Б. Бакиров, В.В. Киселев (ред.). Фрунзе: Илим, 1988. С. 144–152.
- Максумова Р.А., Коновод А.В., Огурцова Р.Н. Вулканогенные толщи нижнего палеозоя западной части Кыргызского хребта // Каледониды Тянь-Шаня / В.Г. Королев (ред.). Фрунзе: Илим, 1987. С. 43–54.
- Мамбетов А.М., Апаяров Ф.Х. О возрасте вулканогенно-осадочных отложений нижнего палеозоя хребта Каракатты // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 10. С. 128–132.
- Мамбетов А.М., Максумова Р.А. Находки мелкоразовинных окаменелостей в нижнем палеозое Таласского Ала-тоо // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 1. С. 89–94.
- Мамбетов А.М., Репина Л.Н. Нижний кембрий Таласского Алатао и его корреляция с разрезами Малого Каратау и Сибирской платформы // Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Сибири / И.Т. Журавлева, М.П. Мешкова (ред.). Новосибирск: Наука, 1979. С. 98–138.
- Мартышев В.Р. К вопросу о расчленении, возрасте и распространении докембрийских отложений Зеравшано-Гиссарской горной области и Каратегина // Вопросы геологии Средней Азии / А.Т. Тарасенко (ред.). Л.: ВСЕГЕИ, 1970. С. 163–184.
- Масленникова И.А., Субботин В.Н., Кириллова Г.Б. О двух типах офиолитов в Тамдытау // Геология и геодинамика Кызылкумо-Туркестанского региона. Ташкент: САИГИМС, 1989. С. 29–43.
- Масумов А.С. Верхний палеозой Центрального и Западного Тянь-Шаня. М.: Изд-во МГУ, 1994. 50 с.
- Масумов А.С., Борисов О.М., Бенш Ф.Р. Верхний палеозой Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1978. 176 с.
- Медведев В.Я., Додонова Т.А., Каткова Н.С. Объяснительная записка к Геологической карте СССР. Лист К-43-ХIII. М.: Госгеолтехиздат, 1964. 86 с.
- Мельничук В.Г. Основные тектонические единицы Гармского массива. Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1987. № 4. С. 57–61.
- Мельничук В.Г. Тектоника и происхождение Гармского массива. М.: Изд-во МГУ, 1988. 16 с.
- Мельничук В.Г. О тектоническом расчленении Гармского массива (Южный Тянь-Шань) и истории его формирования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64, вып. 2. С. 34–45.
- Миклухо-Маклай А.Д. Верхний палеозой Средней Азии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. 329 с.
- Миколайчук А.В. Рифей-нижнепалеозойские отложения Иссыккульского массива // Изв. НАН Киргиз. респ. 1998. № 2/3. С. 50–53.
- Миколайчук А.В., Дженчураева А.В. Среднепалеозойские комплексы Туркестанского и Казахского бассейнов на территории Центрального Тянь-Шаня // Общие вопросы тектоники. Тектоника России / Ю.В. Карякин (ред.). М.: GEOS, 2000. С. 318–321.
- Миколайчук А.В., Куренков С.А., Дегтярев К.Е., Рубцов В.И. Основные этапы геодинамической эволюции Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии — раннем палеозое // Геотектоника. 1997. № 6. С. 16–34.
- Миколайчук А.В., Мамбетов А.М. Отложения нижнего палеозоя в структуре хребта Капка-таш // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 5. С. 575–584.
- Миколайчук А.В., Мамбетов А.М., Мисюс П.П. К вопросу о стратиграфическом объеме и возрасте капкатасской серии Северного Тянь-Шаня // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 1. С. 79–85.
- Минаев В.Е. Метабазиты в зеленых сланцах Каратегина // Докл. АН ТаджССР. 1978. Т. 21, № 9. С. 40–43.
- Минаев В.Е. О разделении ягнобских и горифских сланцев Зеравшано-Гиссара // Там же. 1982. Т. 25, № 3. С. 470–474.
- Миркамалов Р.Х. О тектоническом расчленении докембрийского складчатого основания в горах Ауминзатау — Бельтау // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1987. № 6. С. 67–71.
- Мисюс П.П. Новые данные о толукской серии ордовика Северного Тянь-Шаня // Новые данные о биостратиграфии докембрия и палеозоя Кыргызстана / А.М. Мамбетов (ред.). Бишкек: Илим, 1993. С. 81–91.
- Митрофанова К.В., Васильев Д.Г., Клишевич В.Л., Квятковский А.Р. Раннегеосинклинальные вулканогенные серии Кыргызского хребта // Сов. геология. 1983. № 8. С. 95–103.
- 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. 3–32.
- Муфтиев З.З., Шадцинев А.С. К стратиграфии палеозоя Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны // Вопросы геологии Средней Азии / А.Т. Тарасенко (ред.). Л.: ВСЕГЕИ, 1970. С. 145–162.
- Мухин П.А. Распределение нормированной окиси калия в вулканитах Чаткало-Кураминского региона как показатель процесса субдукции в позднем палеозое // Геология, геодинамика и металлогения Средней Азии / Х.К. Каримов (ред.). Ташкент: САИГИМС, 1990. С. 58–63.
- Мухин П.А., Абдуллаев Х.А., Минаев В.Е., Христов С.Е., Эгамбердыев С.А. Палеозойская геодинамика Средней Азии // Сов. геология. 1989. № 10. С. 47–58.
- Мухин П.А., Каримов Х.К., Савчук Ю.С. Палеозойская геодинамика Кызылкумов. Ташкент: Фан, 1991. 148 с.
- Мухин П.А., Фадеичева Л.П., Доморяд А.В. Геолого-петрологические особенности спрединговых зон среднего палеозоя Кызылкумов // Геология и геодинамика Кызылкумо-Туркестанского региона. Ташкент: САИГИМС, 1989. С. 51–63.
- Мушкетов Д.И. О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем // Материалы по общей и прикладной геологии. Вып. 10. Петроград: Геолком, 1919. 34 с.

- Мушкетов Д.И. Основные идеи в тектонике Средней Азии // Труды III Всесоюзного съезда геологов / В.Г. Мухин (ред.). Ташкент: Геолком, 1929. С. 45–51.
- Мушкетов Д.И. Тектоника Средней Азии. Ташкент: Госиздат УзССР, 1936. 133 с.
- Мушкин И.В. Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1979. 136 с.
- Нарижнев В.В., Стеблова В.М. Петрология формации недифференцированных натровых базальтов Южного Гиссара // Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат., хим., геол. наук. 1990. № 1 (115). С. 37–45.
- Нарижнев В.В., Стеблова В.М. Петрология пермского вулканизма Южного Гиссара // Сов. геология. 1992. № 1. С. 43–52.
- Неевин А.В., Бискэ Ю.С. Некомпенсированное погружение Чирмашской карбонатной платформы // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 2004. Вып. 3. С. 72–77.
- Неймарк Е.Б., Розанов А.Ю. Закономерности развития региональных фаун правильных археоциат // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 1. С. 67–78.
- Ненахов В.М. Урусайский массив и живецкие вулканогенные образования в Туркестано-Алае // Сов. геология. 1985. № 10. С. 101–104.
- Ненахов В.М. Метаморфиты Туркестано-Алая и их геодинамическая позиция // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол. 1997. № 3. С. 34–43.
- Ненахов В.М., Белов С.И. Основные черты интрузивного магматизма Туркестано-Алая // Там же. 1996. № 1. С. 84–89.
- Ненахов В.М., Иваников В.В., Кузнецов Л.В., Стрик Ю.Н. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитиодов. М.: Роскомнедра, 1992. 101 с.
- Ненахов В.М., Лыточкин В.Ю., Перфильев А.С., Кузнецов Л.В. Хаотические комплексы палеозойских сооружений Южного Тянь-Шаня // Геологическое картирование хаотических комплексов / Г.С. Гусев (ред.). М.: Роскомнедра, 1992. 8–87 с.
- Николаев В.А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня // Зап. ВМО. 1933. Ч. 62, № 2. С. 347–354.
- Объяснительная записка к Геологической карте СССР. Лист К-42, 43 / В.Л. Клишевич (ред.) СПб: ВСЕГЕИ, 1992. 134 с.
- Огнев В.Н. Геология Северной Ферганы // Материалы по геологии и геохимии Тянь-Шаня. Ч. 5. Л.; М.: Изд-во АН СССР, 1935. С. 221–243.
- Огнев В.Н. Таласо-Ферганский разлом // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1939. № 4. С. 71–79.
- Огнев В.Н. Тектоника хребтов Южной зоны Тянь-Шаня // Геология СССР. Т. 25: Киргизская ССР. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Госгеолтехиздат, 1954. С. 631–646.
- Орлов Л.Н. Роль гипсов в механизме формирования тектонических покровов Центрального Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 4. С. 105–111.
- Пай В.М. Геодинамика формирования Южно-Алайской зоны торошения // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1991. № 4. С. 29–40.
- Пашков Б.Р. О некоторых особенностях тектонического развития Памир-Гиндукушской области в раннем палеозое // Изв. АН ТаджССР. Сер. физ.-мат., хим. и геол. наук. 1973. Т. 47, № 1. С. 93–99.
- Пашков Б.Р., Буданов В.И. Тектоника ранних киммерид Южного Памира // Геотектоника. 2003. № 1. С. 19–35.
- Пашков Б.Р., Пыжьянов И.В., Белов А.А. Палеозойские отложения автохтонных и покровных масс Центрального Памира // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 11. С. 93–104.
- Пашков Б.Р., Пыжьянов И.В., Ишанов М.Х. Палеозойский фундамент южного обрамления Афгано-Таджикской депрессии // Тектоника молодых платформ. М.: Наука, 1984. С. 120–134.
- Пашков Б.Р., Швольман В.А. Рифтогенные окраины Тетиса на Памире // Геотектоника. 1979. № 6. С. 42–57.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5–24.
- Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая. Душанбе: Дониш, 1978. 244 с.
- Петрология Таджикистана. Т. 2. Душанбе: Дониш, 1988. 244 с.
- Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан. М.: ОФЗ РАН, 1995. 297 с.
- Помазков К.Д., Бузов В.Г. Объяснительная записка к Геологической карте СССР. Лист К-43-ХV. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 152 с.
- Попов В.И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Ком. наук УзССР, 1938. 415 с.
- Попов В.И. Ядерная теория развития земной коры. Ташкент: ТашГУ: СамГУ, 1960. 170 с.
- Портнягин Э.А. Комплекс параллельных даек Южного Гиссара // Докл. АН СССР. 1974. Т. 219. С. 948–951.
- Портнягин Э.А., Павлов В.И., Ковальчук И.А. Южногиссарская магматогенная зона, зона Южногиссарского глубинного разлома // Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня / Д.П. Резвой (ред.). Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1973. С. 97–136.
- Поршняков Г.С. Типы разрезов среднего палеозоя и надвиговые структуры северного склона Алайского хребта // Стратиграфия и магматизм Тянь-Шаня / Д.Н. Елютин (ред.). М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 43–55. (Тр. Упр. геол. Кирг. ССР, сб. 1).
- Поршняков Г.С. Тектонические структуры палеозоя Южно-Ферганского сурмяно-ртутного пояса // Учен. Зап. САИ-ГИМС. Вып. 6. Ташкент, 1961. С. 29–48.
- Поршняков Г.С. Региональные тектонические разрывы северных склонов Алайского и части Туркестанского хребтов // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1962. № 6. С. 29–48.
- Поршняков Г.С. О тектонической позиции известняков со смешанной фауной в среднем карбоне Алая // Вопросы региональной геологии / В.Н. Огнев (ред.). Л.: Изд-во ЛГУ, 1968. С. 44–52.
- Поршняков Г.С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 216 с.
- Поршняков Г.С. Этапы формирования тектонических структур различных сегментов герцинид Южного Тянь-Шаня // Тектоника Тянь-Шаня и Памира / И.Е. Губин, С.А. Захаров (ред.). М.: Наука, 1983. С. 66–73.
- Поршняков Г.С., Клишевич В.Л., Котельников В.И., Яговкин А.В. Сокращенный тип разрезов среднего палеозоя в зоне высоких предгорий Алайского хребта // Геология Средней Азии / В.Н. Огнев (ред.). Л.: Изд-во ЛГУ, 1961. С. 73–81.
- Поспелов И.И. О положении дайкового комплекса в варисцидах Южного Гиссара // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222. С. 1427–1430.
- Поспелов И.И. Формации и тектоническое развитие поздних варисцид Южного Тянь-Шаня и Северного Памира // Раннегеосинклинальные формации и структуры / Ю.М. Пушаровский, И.В. Хворова (ред.). М.: Наука, 1987. С. 149–178.
- Поярков Б.В. Некоторые вопросы условий образования девонских отложений Южной Ферганы. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1969. С. 97–106. (Геол. сб.; № 12).
- Поярков Б.В. Об изучении дна древних бассейнов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 9. С. 118–124.
- Пучков В.Н., Ванесян Г.А. Новые данные о возрасте домезозойских осадочных образований Центральных Кызылкумов // Геология, геодинамика и металлогения Средней Азии / Х.К. Каримов (ред.). Ташкент: САИГИМС, 1990. С. 63–70.

- Пучков В.Н., Христов Е.В., Иванов К.С., Миколайчук А.В. Новые данные о возрасте зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня // Докл. АН СССР. 1987. Т. 294. С. 435–438.
- Пучков В.Н., Христов Е.В., Наседкина В.А., Иванов К.С. О возрасте кремнистых толщ бассейна р. Сарыджаз // Там же. 1986. Т. 290. С. 1190–1194.
- Пыжьянов И.В. Стратиграфия зеленокаменных толщ Юго-Западного Дарваза // Материалы по геологии Памира. 1964. Вып. 2. С. 44–63.
- Пяновская И.А., Енчикова А.Ф., Пяновский Г.В. Геологическое строение хребта Южный Нуратау. Ташкент: Фан, 1986. 132 с.
- Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана / Р.Б. Баратов (ред.) Душанбе: Дониш, 1976. 270 с.
- Рафиков Я.М. Раннекарбонная вулканоплутоническая ассоциация Чаткало-Кураминского региона // Узб. геол. журн. 1996. № 4. С. 18–25.
- Рафиков Я.М., Мусаев А.А. Геохронология интрузивных комплексов Чаткальской зоны по новым данным U-Pb, Rb-Sr и K-Ag методов // Там же. 1995. № 2. С. 29–36.
- Рахимов А.Д. Ордовикские конодонты гор Мальгузар // Биостратиграфические исследования в Узбекистане / И.А. Пяновская (ред.). Ташкент: САИГИМС, 1989. С. 43–46.
- Резвой Д.П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы // Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня. Т. 1. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1959. 371 с.
- Репина Л.Н. Палеобиогеография раннекембрийских морей по трилобитам // Биостратиграфия и биогеография палеозоя Сибири / А.В. Каньгин, И.П. Мешкова (ред.). Новосибирск: ИГиГ, 1985а. С. 5–15.
- Репина Л.Н. Раннекембрийские моря земного шара и палеобиогеографические подразделения по трилобитам // Среда и жизнь в геологическом прошлом / О.А. Бетехтина, И.Т. Журавлева (ред.). Новосибирск: Наука, 1985б. С. 5–17.
- Репина Л.Н., Яскович Б.В., Аскарин Н.А. Стратиграфия и фауна нижнего палеозоя северных предгорий Туркестанского и Алайского хребтов. Новосибирск: Наука, 1975. 352 с.
- Риненберг Р.Е. Структурно-фациальные особенности силура Северной Ферганы // Изв. АН КиргССР. 1986. № 1. С. 16–20.
- Риненберг Р.Е. Стратиграфия силура Южного Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1990. 132 с.
- Риненберг Р.Е., Чернышук В.П., Лихоман С.М. Типовой терригенно-эффузивно-кремнистый разрез среднего палеозоя Северной Ферганы. М.: ВИНТИ, 1983. Деп. № 2167. 14 с.
- Рогожин Е.Ф. Палеозойская тектоника западной части Туркестанского хребта. М.: Наука, 1977. 97 с.
- Роженец В.М., Мозолев Л.Н. Объяснительная записка к Геологической карте СССР. Лист К-43-XXIV. М.: ВГФ, 1970. 100 с.
- Руженцев С.В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М.: Наука, 1968. 204 с.
- Руженцев С.В. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. М.: Наука, 1971. 136 с.
- Руженцев С.В., Поспелов И.И., Сухов А.Н. Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира // Геотектоника. 1977. № 4. С. 68–80.
- Руженцев С.В., Соколов С.Д. Тектоника Северо-Нуратинской сутуры // Там же. 1983. № 3. С. 69–75.
- Румянцева З.С. Стратиграфия и фораминиферы среднекаменноугольных отложений Центральных Кызылкумов. Ташкент: Фан, 1974. 179 с.
- Рыжков О.А., Хаматов А.Х. Некоторые данные о палеозое диагональной перемычки Ферганы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 9. С. 109–109.
- Сабдюшев Ш.Ш. Шохтауская синформа в Северном Нуратау // Узб. геол. журн. 1978. № 6. С. 13–19.
- Сабдюшев Ш.Ш., Усманов Р.Р. Структурное положение и возраст офиолитов Западного Узбекистана // Докл. АН СССР. 1971а. Т. 197. С. 903–905.
- Сабдюшев Ш.Ш., Усманов Р.Р. Тектонические покровы, меланж и древняя океаническая кора в Тамдытау // Геотектоника. 1971б. № 5. С. 27–36.
- Савчук Ю.С. Покровно-складчатая структура домезозойского фундамента и металлогения Кызылкумов. Ташкент: ИМР, 1998. 35 с.
- Савчук Ю.С., Миркамалов Р.Х. Строение верхнего аллохтонного комплекса в Северном Тамдытау // Узб. геол. журн. 1995. № 2. С. 3–7.
- Савчук Ю.С., Мухин П.А., Мещерякова Л.В. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм и рудные формации Кызылкумов с позиции тектоники плит // Геотектоника. 1991. № 4. С. 70–87.
- Сагындыков К.С., Судоргин А.А., Апышев Т.А. Новые данные о стратиграфии верхнего докембрия хребта Акшийрак // Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня / А.А. Бакиров (ред.). Фрунзе: Илим, 1988. С. 84–99.
- Сакиев К.С. Петрология пород офиолитов Кара-Арчинской зоны Северного Тянь-Шаня. Бишкек: Илим, 1991. 184 с.
- Селиверстов К.В., Гесь М.Д. Петрохимические особенности магматитов и основные параметры среднекаменноугольной — раннепермской субдукции Туркестанского палеоокеана // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. С. 1471–1475.
- Сергунькова О.И. Девонские отложения Северного Таджикистана // Геология СССР. Т. 24: Таджикская ССР: В 2 ч. Ч. 1: Геологическое описание. 1959. С. 95–102.
- Симонов В.А., Куренков В.С., Шацкий В.С., Миколайчук А.В., Ступаков С.И., Колмогоров Ю.П., Киреев А.Д., Шакаров О.А. Палеогеодинамика и метаморфизм офиолитов Северного Тянь-Шаня // Тектоника неогена Общие и региональные доклады: В 2 т. / Ю.В. Карякин (ред.). М.: ГЕОС, 2001. Т. 2. С. 189–192.
- Синицын В.М. Северо-западная часть Таримского бассейна. М.: АН СССР, 1957. 252 с.
- Синицын В.М. Центральная Азия. М.: Географгиз, 1959. 456 с.
- Синицын Н.М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1960. 220 с.
- Синицын Н.М., Синицын В.М. Тянь-Шань: Главнейшие элементы тектоники // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 4. С. 3–17.
- Склярков Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1997. 183 с.
- Скринник Л.И. Постсилурийская тектоническая история Юго-Восточного Казахстана // Геотектоника. 2003. № 3. С. 65–78.
- Скринник Л.И., Гришина Т.С. Возможности датировки и корреляции разнофациальных отложений по палинологическим комплексам на примере Юго-Восточного Казахстана // Геология Казахстана. 2002. № 1. С. 71–76.
- Скринник Л.И., Гришина Т.С., Радченко М.И. Стратиграфия и палеогеография карбона Юго-Восточного Казахстана // Геология и разведка недр Казахстана. 1998. № 4. С. 9–18.
- Скринник Л.И., Гришина Т.С., Хорст В.Э. Вопросы стратиграфии континентальных фаменско-турнейских отложений юго-востока Казахстана // Там же. 1996. № 5/6. С. 7–13.
- Соболев Н.В., Шацкий В.С., Бакиров А.Б., Гильберт А.Э. Эклогиты и глаукофановые породы Тянь-Шаня // Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1989. С. 83–107.

- Соловьев А.Ю. Геологическое строение и тектонофашии зеленосланцевого комплекса Восточного Алая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 12. С. 90–99.
- Соловьева М.Н. Стратиграфия и фузулинидовые зоны среднекаменноугольных отложений Средней Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 135 с.
- Соловьева М.Н., Развалев А.В., Протасевич Л.Т. К истории заключительных этапов развития Тянь-Шаньской геосинклинальной области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 9. С. 60–68.
- Солошенко И.И., Риненберг Р.Е. К стратиграфии силурийских отложений Восточного Алая // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59, вып. 6. С. 70–81.
- Старцев О.А. Офиолиты и вулканогенные толщи хребта Северный Нуратау. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1976. 28 с.
- Степаненко А.Ф. К стратиграфии нижнего палеозоя верховьев рек Чаткала и Сандалаша // Материалы по регионал. Геологии. Вып. 4. М.: ВАГТ, 1958. С. 59–65.
- Стратиграфический словарь Узбекистана / З.М. Абдуазимова (ред.) Ташкент: ИМР, 2001. 580 с.
- Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии / К.О. Осмонбетов, В.И. Кнауф, В.Г. Королев (ред.) Фрунзе: Илим, 1982. Т. 1: 357 с.; Т. 2: 245 с.
- Стратифицированные и интрузивные образования Узбекистана / Н.А. Ахмедов (ред.) Ташкент: ИМР, 2000. 541 с.
- Судоргин А.А. Литология и рудоносность кашкауской и жаргалачской свит верхнего рифея — венда восточной части Среднего Тянь-Шаня // Литология и рудоносность углеродистых формаций верхнего докембрия — нижнего палеозоя Тянь-Шаня / К.С. Сагындыков, И.Д. Турдукеев (ред.). Фрунзе: Илим, 1990. С. 33–50.
- Сяо С., Гао Д., Тан Я., Ван Д., Жао М. Глаукофан-сланцевые пояса и их тектоническое значение в орогенических поясах Северо-Западного Китая // Геология и геофизика. 1994. № 7/8. С. 200–216.
- Талашманов Ю.А. Горизонтальные складки Окджатпеса // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1980. № 6. С. 113–117.
- Талашманов Ю.А. Герцинские структуры Северо-Восточной Ферганы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1981. 21 с.
- Тесленко И.Л., Мамбетов А.М., Журавлева И.Т., Мягкова Е.И., Мешкова Н.П. Дедебулакская биогермная гряда и история ее развития // Среда и жизнь в геологическом прошлом / О.А. Бетехтина, И.Т. Журавлева (ред.). Новосибирск: Наука, 1983. С. 124–138.
- Титова А.П., Назарова Н.И. Фациально-палеогеографическая характеристика девонских отложений Чаткальской структурно-фациальной подзоны // Литология и палеогеография осадочных формаций Узбекистана / Е.А. Кочнев (ред.). Ташкент: Фан, 1971. С. 20–27.
- Торшин Н.С. Зональность девонского осадконакопления Зеравшано-Гиссарской горной области // Вопросы геологии Средней Азии / А.Т. Тарасенко (ред.). Л.: ВСЕГЕИ, 1970. С. 185–199.
- Травин А.В., Симонов В.А., Куренков С.А., Тикунов Ю.В., Юдин Д.С., Миколайчук А.В. Первые данные об абсолютном возрасте офиолитов Северного Тянь-Шаня // Геология, геохимия, геофизика на рубеже XX и XXI веков / М.А. Семихатов, С.А. Куренков (ред.). Т. 1. М.: Связь-Принт, 2002. С. 105–106.
- Туляганов Х.Т., Юдалевич З.А., Коржаев В.П., Ким О.И., Яскович Б.В., Козлов С.А., Поникленко И.А. Карта магматических пород Узбекской ССР (описание). Ташкент: Фан, 1984. 346 с.
- Турбин Л.И. К стратиграфии верхнего палеозоя Северной Ферганы // Стратиграфия и магматизм Тянь-Шаня / Д.Н. Елютин (ред.). М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 77–95.
- Удовкина Н.Г. Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 285 с.
- Ушатинская Г.Т., Малаховская Я.Е. Кембрийские палеогеографические реконструкции с использованием системы AutoCAD и палеогеография раннекембрийских брахиопод на их основе. Системные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 3. М.: ПИН РАН, 1998. С. 82–95.
- Федоров Е.Г. Олигостромы и олистолиты в карбоне Южного Тянь-Шаня // Сов. геология. 1987. № 2. С. 89–96.
- Фидаев Д.Т. Морфология и история развития палеозойских структур центральной и восточной частей хребта Северный Нуратау. СПб: СПбГУ, 1995. 15 с.
- Филатова Л.И., Хе Г. Верхний протерозой Синьцзяна // Геология Казахстана и проблемы Урало-Монгольского складчатого пояса / Е.Е. Милановский, А.Б. Веймарн, Ал.В. Тевелев (ред.). М.: Изд-во МГУ, 2001. С. 11–24.
- Фролова Н.С. О влиянии метаморфизма на деформационные свойства горных пород на примере Таласского Алатау // Геотектоника. 1982. № 4. С. 18–24.
- Хаин В.Е. Северо-Кавказско-Туркменско-Североафганский позднетриасовый вулканоплутонический пояс и раскрытие северной зоны Тетиса // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. С. 119–1192.
- Хераскова Т.Н. Структурные связи Казахстана и Тянь-Шаня в конце рифея — раннем кембрии // Проблемы геологии Урало-Монгольского пояса / Е.Е. Милановский, А.Б. Веймарн (ред.). М.: Изд-во МГУ, 1998. С. 27–34.
- Хераскова Т.Н., Дубинина С.В., Орлова А.Р., Сережникова Е.А. Раннепалеозойский аккреционный комплекс Северного Тянь-Шаня // Тектонические и геодинамические феномены / А.С. Перфильев, Ю.Н. Разницын (ред.). М.: Наука, 1997. С. 221–242.
- Хорева Б.Я., Кутенец В.А., Миркина С.Л., Мурина Г.А. О возрасте метаморфических пород Гармского блока // Докл. АН СССР. 1975. Т. 221. С. 439–441.
- Христов Е.В. Некомпенсированные прогибы Кок-шаала // Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня / В.И. Кнауф (ред.). Фрунзе: Илим, 1970а. С. 97–112.
- Христов Е.В. Переходные среднепалеозойские разрезы северного склона хребта Молдотау и их положение в региональной структуре Тянь-Шаня // Там же / В.И. Кнауф (ред.). Фрунзе: Илим, 1970б. С. 125–142.
- Христов Е.В. Новые данные о возрасте и тектонической позиции палеозойских отложений горного массива Хан-тенгри // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. С. 166–168.
- Христов Е.В. Отложения преддуговой зоны активной континентальной окраины на примере нижнего палеозоя Джумгалского хребта, Тянь-Шань // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72, вып. 3. С. 23–31.
- Христов Е.В., Иванов К.С., Миколайчук А.В., Пучков В.Н., Войтович И.И., Наседкина В.А. Структурное положение и возраст офиолитов Каратерекского массива // Проблемы геологии и географии в Кыргызстане / А.Б. Бакиров, А.Н. Диких (ред.) Бишкек: Илим, 1999. С. 65–69.
- Христов Е.В., Колесников В.А. О возрасте атбашинской свиты и ее положении в региональной структуре Тянь-Шаня. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1966. С. 182–185. (Геол. сб.; № 10.)
- Христов Е.В., Миколайчук А.В. О догеосинклинальном основании коры фергано-кокшаальских герцинид // Геотектоника. 1983а. № 3. С. 76–86.
- Христов Е.В., Миколайчук А.В. О строении и тектонической позиции зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня // Тектоника Тянь-Шаня и Памира / И.Е. Губин, С.А. Захаров (ред.). М.: Наука, 1983б. С. 98–104.
- 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.

- Христов Е.В., Христова М.П. Структурное положение и особенности строения офиолитов восточной части Южно-Тяньшаньского пояса // Геотектоника. 1978. № 5. С. 72–83.
- Христов С.Е., Чернышук В.П. Стратиграфия и структурные элементы нижнепалеозойских отложений Джумгалского хребта // Каледониды Тянь-Шаня / В.Г. Королев (ред.). Фрунзе: Илим, 1987. С. 79–92.
- Христов Е.В., Шилов Г.Г. Отложения ордовикского эпиконтинентального бассейна в Северном Тянь-Шане / Бюл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73, вып. 4. С. 39–45.
- Худолей А.К., Семилеткин С.А. Морфология и эволюция складчатых и разрывных структур Таласского Алатау // Геотектоника. 1992а. № 1. С. 84–93.
- Худолей А.К., Семилеткин С.А. Флишевый бассейн Таласского Алатау // Литология и полез. ископаемые. 1992б. № 4. С. 51–62.
- Худолей А.К., Семилеткин С.А. Таласский Алатау // Диагностика и картирование чешуйчато-надвиговых структур. СПб: ВСЕГЕИ, 1994. С. 109–118.
- Чабдаров Н.М. Объяснительная записка к Геологической карте СССР. Лист К-44-VII. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 98 с.
- Чабдаров Н.М., Бажанов О.В., Колесников А.А. Объяснительная записка к Геологической карте СССР. Лист К-44-VIII. М.: Госгеолтехиздат, 1971. 100 с.
- Чабдаров Н.М., Жуков Ю.В., Израилева Р.М. Объяснительная записка к Геологической карте СССР. Лист К-43-XI. М.: ВГФ, 1979. 144 с.
- Черенков И.Н. Верхнепалеозойская флишевая формация Гиссаро-Алая. Душанбе: Дониш, 1973. 172 с.
- Черновский Б.А. Глубинное строение, особенности орогенной тектоники и металлогении Чаткало-Кураминского района. Ташкент: Фан, 1991. 150 с.
- Чернышук В.П. Олигоценостромы Туркестано-Алая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 1. С. 57–63.
- Чернышук В.П. Биостратиграфия по конодонтом нижнего палеозоя Среднего Тянь-Шаня // Новые данные по биостратиграфии докембрия и палеозоя Кыргызстана / А.М. Мамбетов (ред.). Бишкек: Илим, 1993. С. 70–80.
- Чу-Илийский рудный пояс: геология Чу-Илийского региона / А.А. Абдулин, Е.И. Паталаха (ред.) Алма-Ата: Наука, 1980. 504 с.
- Шаякубов Т.Ш., Далимов Т.Н., Арапов В.А., Шпотова Л.В., Коржаев В.П. Вулканизм Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1988. 328 с.
- Шванов В.Н. Конгломераты некоторых разрезов палеозоя Ферганы — палеогеографические и палеотектонические реконструкции // Литология и палеогеография. Вып. 3. Л.: Изд-во ЛГУ, 1981. С. 53–67.
- Шванов В.Н. Литофациальная корреляция терригенных и метаморфических толщ Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. 215 с.
- Швольман В.А. Мезозойский офиолитовый комплекс на Памире // Геотектоника. 1980. № 6. С. 72–81.
- Швольман В.А., Пашков Б.Р. Раннемезозойская тектоническая зональность Центральной Азии // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286. С. 951–954.
- Шенгер А.М.Д., Натальин Б.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция Алтаид // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7/8. С. 41–58.
- Шендерович Д.М., Макаров В.А. Объяснительная записка к Геологической карте СССР. Лист К-43-XIII. М.: Недра, 1967. 79 с.
- Шер С.Д., Вихтер Б.Я. Об одной важной особенности верхнепалеозойских отложений Центральных Кызылкумов // Сов. геология. 1973. № 6. С. 140–144.
- Шпотова Л.В., Ушаков В.В. Палеозойский щелочно-базальтовый вулканизм запада Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1981. 150 с.
- Шульц С.С. Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. М.: Недра, 1972. 208 с.
- Яговкин А.В. Сокращенные разрезы среднего палеозоя Восточно-Алайского хребта и южных склонов Алая // Вопросы стратиграфии палеозоя / С.С. Кузнецов (ред.). Л.: Изд-во ЛГУ, 1969. С. 57–70.
- Яговкин А.В. Герциниды Восточного Алая. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974а. 24 с.
- Яговкин А.В. Осадочные и эффузивно-осадочные формации палеозоя Восточного Алая // Вопросы стратиграфии. Вып. 1. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974б. С. 21–36.
- Яговкин А.В., Талашманов Ю.А. К вопросу о границе между герцинидами Ферганского и Восточно-Алайского хребтов // Вопросы региональной геологии. Вып. 3. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. С. 113–127.
- Якобчук А.С. Тектоническая позиция офиолитовых зон в структуре палеозойд Центрального Казахстана // Геотектоника. 1990. № 6. С. 55–68.
- Allen M.B., Sengor A.M.C., Natal'in B. A. Junggar, Turfan and Alakol basins as Late Permian to Early Triassic extensional structures in a sinistral shear zone in the Altaid tectonic collage, Central Asia // J. Geol. Soc. London. 1995. V. 152. P. 327–338.
- Allen M.B., Windley B.F., Zhang C. Paleozoic collisional tectonics and magmatism of the Chinese Tien Shan, Central Asia // Tectonophysics. 1993а. V. 220. P. 89–115.
- Allen M.B., Windley B.F., Zhang C., Guo J. Evolution of the Turfan Basin, Chinese Central Asia // Tectonics. 1993b. V. 12. P. 889–896.
- Allen M.B., Windley B.F., Zhang C., Zhao Z., Wang G. Basin evolution within and adjacent to the Tien Shan Range, NW China // J. Geol. Soc. London. 1991. V. 148. P. 369–378.
- Audibert M., Bazhenov M.L. Permian paleomagnetism of the North Tien Shan: tectonic implications // Tectonics. 1992. V. 11. P. 1057–1070.
- Bai Y., Chen G., Sun Q., Li Y., Dong Y., Sun D. Paleozoic polar wander path for the Tarim platform and its tectonic significance // Tectonophysics. 1987. V. 139. P. 145–153.
- Bazhenov M.L. Permo-Triassic paleomagnetism of the North Pamir: tectonic implications // Earth and Planet. Sci. Lett. 1996. V. 142. P. 109–120.
- Bazhenov M.L., Burtman V.S., Dvorova A.V. Permian paleomagnetism of the Tien Shan fold belt: post-collisional rotations and deformation // Tectonophysics. 1999. V. 312. P. 303–329.
- Bazhenov M.L., Chauvin A., Audibert M., Levashova N.M. Permian and Triassic paleomagnetism of the southwestern Tien Shan: timing and mode of tectonic rotations // Earth and Planet. Sci. Lett. 1993. V. 118. P. 195–212.
- Bazhenov M.L., Collins A.Q., Degtyarev K.E., Levashova N.M., Mikolaichuk A.V., Pavlov V.E., Voo R.V. Paleozoic northward drift Of the North Tien Shan (Central Asia) as related by Ordovician and carboniferous paleomagnetism // Tectonophysics. 2003. V. 366. P. 113–141.
- Bazhenov M.L., Klishevich V.L., Tselmovich V.A. Paleomagnetism of Permian red beds from South Kazakhstan: DRM inclination error or CRM shallowed directions? // Geophys. J. Int. 1995. V. 120. P. 445–452.
- Bian Q., Li D., Pospelov I., Yin L., Li H., Zhao D., Chang C., Luo X., Gao S., Astrakhantsev O., Chamov N. Age, geochemistry and tectonic setting of Buqingshan ophiolites, North Qinghai-Tibet Plateau, China // J. Asian Earth Sci. 2004. V. 4. P. 577–596.

- Bian Q., Luo X., Li H., Chen H., Zhao D. Discovery of Early Paleozoic and Early Carboniferous — Early Permian ophiolites in the Anyemaqen Mts., Qinghai Province China // *Sci. Geol. Sinica*. 1999a. V. 8. P. 437–438.
- Bian Q., Luo X., Chen H., Zhao D., Xu G., Chang C. Petrochemistry and Zircon U-Pb age of granodiorite-tonalite in the Anyemaqen ophiolitic belt and its tectonic significance // *Ibid.* 1999b. V. 8. P. 375–381.
- Bian Q., Zhao D., Luo X., Chen H., Li H., Xu G., Chang C., Li D., Gao Y. Discovery of Sinian — Early Paleozoic ophiolites in Anyemaqen Mts., Qinghai province, China // *Intern. Symp. Qinghai-Tibet Plateau*, Abst. Xining, 1998. P. 14.
- Boulin J. Afghanistan structure, Greater India concept and eastern Tethys evolution // *Tectonophysics*. 1981. V. 72. P. 261–287.
- Brookfield M.E. Geological development and Phanerozoic crustal accretion in the western segment of the southern Tien Shan (Kyrgyzstan, Uzbekistan and Tajikistan) // *Ibid.* 2000. V. 328. P. 1–14.
- Brunel M., Arnaud N., Tapponnier P., Vidal Ph., Pan Y., Wang Y. North vergent nappe tectonics in the Pamir-Kunlun: preliminary Ar/Ar Jurassic age // *Intern. Symp. Karakorum and Kunlun Mts*, Abst. Kashi, China. 1992. P. 28.
- Brunel M., Tapponnier P., Bourjot L., Arnaud N., Scharer U., Pan Y., Wang Y. Tectonics of the Eastern Pamirs // *Ibid.* 1992. P. 29.
- Burrett C., Long J., Stait B. Early–Middle Palaeozoic biogeography of Asian terranes derived from Gondwana // *Palaeozoic palaeogeography and biogeography* / W.C. McKerron, W.S. Scotese (eds) // *Geol. Soc. London Mem.* 1990. № 12. P. 163–174.
- Burret C., Stait B. China and Southeast Asia as part of Tethyan margin of Cembro-Ordovician Gondwanaland // *Shallow tethys 2*. Rotterdam: Balkema, 1986. P. 65–77.
- Burtman V.S. Structural geology of Variscian Tien Shan, USSR // *Amer. J. Sci.* 1975. V. 275-A. P. 157–186.
- Burtman V.S. Meso-Tethyan oceanic sutures and their deformation // *Tectonophysics*. 1994. V. 234. P. 305–327.
- Burtman V.S. Kyrgyz Republic // *Encyclopedia of European and Asian Regional Geology* / E.M. Moores, R.W. Fairbridge (eds.). Ldn et al.: Hapman & Hall, 1997. P. 483–492.
- Burtman V.S. Cenozoic crustal shortening between the Pamir and Tien Shan and a reconstruction of the Pamir — Tien Shan transition zone for the Cretaceous and Palaeogene // *Tectonophysics*. 2000. V. 319. P. 69–92.
- Burtman V.S., Molnar P. Geological and geophysical evidence for deep subduction of continental crust beneath the Pamir // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* № 281. Boulder, Colorado, 1993. 76 p.
- Burtman V.S., Skobelev S.F., Molnar P. Late Cenozoic slip on the Talas-Ferghana fault, the Tien Shan, Central Asia // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1996. V. 108. P. 1004–1021.
- Carroll A.R., Graham S.A., Hendrix M.S., Ying D., Zhou D. Late Paleozoic tectonic amalgamation of northwestern China: sedimentary record of the northern Tarim, northwestern Turpan and southern Junggar Basins // *Ibid.* 1995. V. 107. P. 571–594.
- Chang C. Geology and tectonics of the Qinghai-Tibet Plateau // Beijing: Science Press, 1996. 153 p.
- Chang C., Pan Y., Sun Y. The tectonic evolution of the Qinghai-Tibet Plateau: a revive // *Tectonic evolution of the Tethian region*. Dordrecht: Kluwer Acad. Pub., 1989. P. 415–476.
- Chen B., Jin X. A geologic-geophysical excursion from Golmud, Qinghai to Lhasa, Tibet // 30th Intern. Geol. Congr. Field Trip T390 Guidebook. Beijing, 1996. 43 p.
- Chen C., Lu H., Jia D., Cai D., Wu S. Closing history of the southern Tianshan oceanic basin, western China: an oblique collisional orogeny // *Tectonophysics*. 1999. V. 302. P. 23–40.
- Coney P.J. Cordillerian metamorphic core complex: an overview // *Cordilleran metamorphic core complexes* / P.J. Crittendon, P.J. Coney, G.H. Davis (eds.). // *Mem. Geol. Soc. Am.* 1980. № 153. P. 7–34.
- Cowgill E., Yin A., Harrison T.M. Reconstruction of the Altyn Tagh fault based on the U-Pb geochronology: role of back thrusts, mantle sutures and heterogeneous crystal strength in forming the Tibetan Plateau // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108, № B7. P. 1–28.
- Devey J.F., Shacleton R.M., Chang C., Sun Y. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau // *Phil. Trans. Roy. Soc. London*. 1988. V. A327. P. 379–413.
- Dietz R.S. Alpine serpentinites as oceanic ring fragments // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1963. V. 74. P. 947–952.
- Du H. Regional geological investigation report in Ayakkum Lake area. Qitai, 1982. 380 p. (in Chinese).
- Excursion Guide of the International Symposium on the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau. Beijing, 1998. 109 p.
- Fang D., Chen H., Jin G., Guo Y., Wang Z., Tan X., Yin S. Paleozoic and Mesozoic paleomagnetism and tectonic evolution of the Tarim terrane // *Terrane analysis of China and the Pacific rim* // *Council Energy and Mineral Res. Earth Sci. Ser. Houston*, 1990. V. 13. P. 251–255.
- Filippova I.B., Bush V.A., Didenko A.N. Middle Paleozoic subduction belts: the leading factor in the formation of the Central Asian fold-and-thrust belt // *Russian J. Earth Sci.* 2001. V. 3, № 6. P. 405–426.
- Gaetani M., Garzanti E., Jadoul F., Nicora A., Tantor A., Pasini M., Khan K.S.A. The north Karakorum side of the Central Asia geopuzzle // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1990. V. 102. P. 54–62.
- Gaetani M., Gosso G., Pognante U. A geological transect from Kun Lun to Karakorum: the western termination of the Tibetan Plateau, preliminary note // *Terra Nova*. 1990. V. 2. P. 23–30.
- Gao J., He G., Li M., Xiao X., Tang Y., Wang J., Zhao M. The mineralogy, petrology, metamorphic PTDT trajectory and exhumation mechanism of blueschists, south Tianshan, northwestern China // *Tectonophysics*. 1995. V. 250. P. 151–168.
- Gao J., Li M., Xiao X., Tang Y., He G. Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan orogen, northwestern China // *Ibid.* 1998. V. 287. P. 213–231.
- Gilder S.A., Zhao X., Coe R.S., Meng Z., Courtillot V., Besse J. Paleomagnetism and tectonics of the southern Tarim basin, northwest China // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. P. 22015–22032.
- Girardeau J., Marcoux J., Montenat C. The neo-cimmerian ophiolite belt in Afghanistan and Tibet: comparison and evolution // *Tectonic evolution of the Tethian region*. Dordrecht: Kluwer Acad. Pub., 1989. P. 477–504.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleeker W., Lourens L.G. A new geologic time scale, with special reference to Precambrian and Neogene // *Episodes*. 2004. V. 27. P. 83–100.
- Gruber P. Carbon and Carbonfossilien des nordlichen und centralen Tian-Schan. Munchen: Abh. Bayer Acad. Wissen. Mat.-Phys. Kl., 1910. Bd. 24, Abt. 2 (1909). P. 339–384.
- Gruschka S., Kroner A., Avdeev A.V., Seitov N.S., Oberhansli R. Early Palaeozoic Accretion of arcs and microcontinents in the Central Asian mobile belt of Southern Kazakhstan as deduced from Pb-Pb zircon and Sm-Nd ages // *Terra Nova*. 1998. V. 7. P. 340.

- Harris N.B.V., Xu R., Lewis C.L., Hawkesworth C.J., Zhang Y. Isotope geochemistry of the 1985 Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud // *Philos. Trans. Roy. Soc. London*. 1988a. V. A327. P. 263–285.
- Harris N.B.V., Xu R., Lewis C.L., Jin C. Plutonic rocks of the 1985 Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud // *Ibid*. 1988b. V. A327. P. 145–168.
- Hendrix M.S., Graham S.A., Carrol A.R., Sobel E.R., McKnight C.L., Schulein B.J., Wang Z. Sedimentary record and climatic implications of recurrent deformation in the Tien Shan: evidence from Mesozoic strata on the north Tarim, south Junggar, and Turpan basins, northwest China // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1992. V. 104. P. 53–79.
- Hopson C., Wen J., Tilton G., Tang Y., Zhu B., Zhao M. Paleozoic plutonism in East Junggar. Bogdashan and eastern Tianshan, NW China // *Eos. Trans. Amer. Geophys. Union*. 1989. V. 70. P. 1403–1404.
- Hsu K.J., Yao Y., Hao J., Hsu P., Li J., Wang O. Origin of Chinese Tian Shan by arc-arc collisions // *Ecolgae Geol. Helvetiae*. 1994. V. 87. P. 365–292.
- Hu A., Borming J., Zhang G., Chen Y., Zhang Q. Crystal evolution and Phanerozoic crystal growth in northern Xinjiang: Nd isotopic evidence. Pt. I: Isotopic characterization of basement rocks // *Tectonophysics*. 2000. V. 328. P. 15–51.
- Huang K., Opdyke N.D., Peng X., Li J. Paleomagnetic results from the Upper Permian of the eastern Qiangtang terraine of Tibet and their tectonic implications // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 111. P. 1–10.
- Introduction to integrated scientific investigation on Karakorum and Kunlun mountains. Beijing: China Meteor. Press, 1992. 92 p.
- Jenchuraeva R.J. Paleozoic geodynamics, magmatism and metallogeny of the Tien Shan // *Paleozoic geodynamics and gold deposits in the Kyrgyz Tien Shan / R.Seltmann, R.Jenchuraeva (eds.) // IGCP Project 373, publication № 18. Ldn: Royal Society, 2001. P. 29–70.*
- Kapp P., An Y., Manning C.E., Murphy M., Harrison T.M., Spurlin M., Ding L., Deng X., Wu C. Blueshist-bearing metamorphic core complexes in the Qingtang block reveal deep crystal structure of northern Tibet // *Geology*. 2000. V. 28. P. 19–22.
- Keidel H. Geologische untersuchungen im Sudlichen Tian-Shan nebst Beschreibung einer obercarbonischen Brachiopodenfauna aus dem Kukurtuk-Tal // *Neues Jahrb. Miner.* 1906. Bd. 22. P. 266–384.
- Keidel H., Richarz S. Ein profil durch den nordichen teil des Zentralen Tian Shan. Munchen: Abh. Bayer Acad. Wissen. Mat.-Phys. Kl., 1909. Bd. 23, Abt. 1 (1906). P. 89–211.
- Laurent-Charvet S., Charvet J., Shu L., Ma R., Lu H. Palaeozoic late collisional strike-slip deformation in Tianshan and Altay, Eastern Xinjiang, NW China // *Terra Nova*. 2002. V. 14. P. 249–256.
- Lee K.Y. Geology of the Tarim Basin with special emphasis on petroleum deposits, Xinjiang Uygur Zizhiqu, Northwest China // *U.S. Geol. Open-File Rep.* 1985. 88-0616. 55 p.
- Leuchs K. Geologische untersuchungen im Chalyktau, Temirlyktau, Dsungarischen Alatau (Tien Shan). Munchen: Abh. Bayer Acad. Wissen. Mat.-Phys. Kl., 1912. Bd. 25, Abt. 8. P. 1–95.
- Leven J.L. Permian and Triassic of the Rushan-Pshart zone (Pamir) // *Risita Italiana Paleontologia e Stratigrafia*. 1995. V. 101. P. 3–16.
- Li Y., Cao Y., Sun D. Structural geology Along the Sino-Pakistan highway in the Western Kunlun Mountins // *Xinjiang Geology*. 1997. V. 15, № 2. P. 116–133.
- Li Y., Li Q., Zhang H., Sun D., Cao Y., Wu S. Paleomagnetic study of Tarim and its adjacent area as well as the formation and evolution of Tarim basin // *Ibid*. 1995. V. 13, № 4. P. 293–376 (in Chinese and English).
- Li Y.P., McWilliams M., Cox A., Sharps R., Li Y.A., Gao Z., Zhang Z., Zhai Y. Late Permian paleomagnetic pole from dykes of the Tarim Craton // *Geology*. 1988. V. 16. P. 275–278.
- Li Y.P., McWilliams M., Sharps R., Cox A., Li Y., Li Q., Gao Z., Zhang Z., Zhai Y. A Devonian paleomagnetic pole from red beds of the Tarim block, China // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95. P. 19185–19198.
- Liu B., Wang Z., Ma H., Zhou H., Zhu H. Tectonic evolution of south-west Tian-Shan and the relationship between Tarim and Kazakstan Plates. 30th Intern // *Geol. Congr. Abstr.* 1996. V. 1. P. 270.
- Liu C., Lu B., Zheng M., Lai S., Wang D., Ren Z., Chen G. Possible extending of Bangonghu-Dingqing suture and its geological relevations // *Earth Sci. Frontiers (Beijing)*. 2000. V. 7. Suppl. P. 162–163.
- Liu G. Permian basin and its Gondwanan sediments in Central Xizang (Tibet) and Himalayas // *Palaeoword (China)*. 1998. № 9. P. 123–146.
- Liu X., Fu D., Yao J., Ding X., Wang Y., Wu S., Yan Y., Graham S.N., Chang E., Sobel E. The sedimentary-tectonic evolution of Tarim Plate and its surrounding area. Urumqi: Xinjiang Sci. Tech. H. Pub. House, 1997. 257 p. (in Chinese. P. 212–257 in English).
- Machatschek F. Landrscunde von Russish Turkestan. Stuttgart. 1921.
- Maksumova R.A., Jenchuraeva A.V., Berezansky A.V. Major tectonic units and evolution of the Tien Shan orogen // *Paleozoic geodynamics and gold deposits in the Kyrgyz Tien Shan / R.Seltmann, R.Jenchuraeva (eds.) // IGCP Project 373 IAGOD Guidebook ser. 2001. V. 9, № 18. P. 17–20.*
- Matte Ph., Tapponnier P., Arnaud N., Bourjot L., Avouac J.P., Vidal P.H., Liu Q., Pan Y., Wang Yi. Tectonics of Western Tibet between the Tarim and Indus // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1996. V. 142. P. 311–330.
- Mattern F., Schneider W. Suturing of the Proto- and Paleotethys oceans in the western Kunlun // *J. Asian Earth Sci.* 2000. V. 18. P. 637–650.
- McFadden P.L., Ma X., McElhinny M.W., Zhang Z. Permo-Triassic magnetostratigraphy in China: Northern Tarim // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 87. P. 152–160
- Merzbaher G. The Central Tian Shan Mountains. London, 1950. 255 p.
- Mineral deposits map of Kyrgyzstan: Scale 1:1 000 000 / R.Jenchuraeva, A.Bakirov, M.Ghes, R.Seltmann, V.Shatov, V.Popov (eds.) London-Bishkek, 2001.
- Molnar P., Burchfield D.C., Zhao Z., Liang K., Wang S., Huang M. Geologic evolution of Northern Tibet: results of an expedition to Ulugh Muztagh // *Science*. 1987. V. 235. P. 299–305.
- Mushketof D. Vorlaufider beriht uber di tektonischen ergebnisse der letzten forschungen in Ost-Fergana // *N. Jahrb. Miner. Geol. Palaent.* 1914. Bd. 2. S. 25–60.
- Nie S., Van der Voo R., Li M., Rowley D.B. Paleomagnetism of Late Paleozoic rocks in the Tianshan, Northwestern China // *Tectonics*. 1993. V. 12. P. 568–579.
- Pan Y. Geological evolution of the Kunlun and Karakorum mountain ranges // *Proceed. Int. Symp. Karakorum and Kunlun Mts.* Beijing: China Meteor. Press, 1994. P. 31–43.
- Pan Y. Formation and evolution of Tethys in the Tibetan Plateau // *Earth Sci. Frontiers (Beijing)*. 2000. V. 7. Suppl. P. 334–335.
- Pearce J.A., Deng W. The ophiolites of the Tibetan Geotraverses, Lhasa to Golmud (1985) and Lhasa to Kathmandu (1986) // *Philos. Trans. Roy. Soc. London*. 1988. V. A327. P. 215–238.

- Pearce J.A., Mei H. Volcanic rocks of the 1985 Tibet Geotraverse // *Ibid.* 1988. V. A327. P. 169–201.
- Peive A.V., Burtman V.S., Ruzhentsev S.V., Suvorov A.I. Tectonics of the Pamir-Himalayan sector of Asia // Report XXII Intern. Geol. Congr. Pt. 11. New Delhi, 1964. H. 215–238.
- Pospelov I.I., Leven E.Y., Bian Q., Aristov V.A., Korchagin O.A. Lower Permian formations of the Buqingshan Mountains in the A'nyemaqen ophiolitic zone (Eastern Kunlun, Qinghai Province, China): on the beginning of the Paleotethys closure // *Russian J. Earth Sci.* 2005. V. 6. P. 1–13.
- Regional geology of Qinghai Province. Beijing: Geol. Publ. House, 1991. 662 p. (in Chinese. P. 604–662 in English) and 3 maps in scale 1:1 500 000 and 1:2 000 000.
- Regional geology of Xinjiang Uygur autonomous region. Beijing: Geol. Publ. House, 1993. 841 p. (in Chinese. P. 783–841 in English) and 3 maps in scale 1:1 500 000 and 1:2 000 000.
- Regional geology of Xizang (Tibet) autonomous region. Beijing: Geol. Publ. House, 1993. 707 p. (in Chinese. P. 638–707 in English) and 3 maps in scale 1:1 500 000 and 1:2 000 000.
- Rogozhin E.A. Morphology and origin of folding in the South Tien Shan // *Russian J. Earth Sci.* 2004. V. 6. P. 1–34.
- Searle M.P. Geological evidence against large-scale pre-Holocene offsets along the Karakoram fault: implications for the limited extrusion of the Tibetan plateau // *Tectonics*. 1996. V. 15. P. 171–186.
- Sengor A.M.C. The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*. 1984. № 195. 82 p.
- Sengor A.M.C., Natalin B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of synthesis // *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge, USA: University Press, 1996. P. 486–640.
- Sengor A.M.C., Natalin B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*. 1993. V. 364. P. 299–307.
- Sengor A.M.C., Okurogullary A.X. The role of accretionary wedges in the growth of continents: asiatic examples from Argand to plate tectonics // *Eclogae Geol. Helvetiae*. 1991. V. 84. P. 535–597.
- Sharps R., Li Y., McWilliams M. Paleomagnetic investigation of Upper Permian sediments in the South Junggar Basin, China // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 92. P. 1753–1765
- Sharps R., McWilliams M., Li Y., Cox A., Zhang Z., Zhai Y., Gao Z., Li Y.A., Li Q. Permian paleomagnetism of the Tarim block, northwestern China // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1989. V. 92. P. 275–291.
- Shi R., Yang J., Wang X., Zheng X. Two suites of ophiolite recognized in the Maqen area, Northern Tibetan Plateau // *Earth Sci. Frontiers (Beijing)*. 2000. V. 7. Suppl. P. 132–134.
- Sinha A.K., Rai H., Upadhyay R., Chandra R. Contribution to the geology of the eastern Karakoram, India // *Himalaya and Tibet: mountain roots to mountain tops* // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*. 1999. V. 328, P. 33–45.
- Smith A.B., Xu J. Palaeontology of the 1985 Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud // *Philos. Trans. Roy. Soc. London*. 1988. V. A327. P. 53–105.
- Sobel E.R., Arnaud N. A possible middle Paleozoic suture in the Altyn Tagh, NW China // *Tectonics*. 1999. V. 18. P. 64–74.
- Sun D. On the Permian biogeographic boundary between Gondwana and Eurasia in Tibet, China as eastern section of the Tethys // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1993. V. 100. P. 59–77.
- Tagiri M., Yano T., Bakirov A., Nakajima T., Uchiumi S. Mineral paragenesis and metamorphic P-T paths of ultrahigh-pressure eclogites from Kyrghyzstan Tien Shan // *The Island Arc*. 1995. V. 4. P. 280–292.
- Voo R.V. Phanerozoic paleomagnetic poles from Europe and North America and comparison with continental reconstructions // *Rev. Geophys.* 1990. V. 28. P. 167–206.
- Wang B., Lang Z., Li X., Qu X., Li T., Huang C., Cui X. Comprehensive survey of geological sections of the West Tian Shan of Xinjiang. China: Urumqi, 1994. 200 p. (in Chinese. P. 195–200 in English).
- Wang Z., Wu J., Lu X., Zhang J., Liu C. Polycyclic tectonic evolution and metallogeny of the Tian Shan Mountains. Beijing: Science Press, 1990. 217 p. (in Chinese. P. 197–211 in English).
- Weislogel A.L., Graham S.A., Chang E.Z., Wooden J.L., Gehrels G.E., Yang H. Detrital zircon provenance of the Late Triassic Songpan-Ganzi complex: sedimentary record of collision of the North and South China blocks // *Geology*. 2006. V. 34, № 2. P. 97–100.
- Xia L., Li X., Xu X., Xia Z., Ma Z., Wang L. Petrogenetic evolution of the Bayan Gol ophiolite — geological record of the Early Carboniferous Red Sea Type ocean basin in the Tian Shan Mountains, Northwestern China // *Acta Geol. Sinica*. 2005. V. 79. P. 174–192.
- Xia L., Xu X., Xia Z., Li X., Ma Z., Wang L. Petrogenesis of Carboniferous rift-related volcanic rocks in the Tianshan, northwestern China // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2004. V. 116. P. 419–433.
- Xiao W.J., Windley B.F., Chen H.L., Zhang G.C., Li G.L. Carboniferous-Triassic subduction and accretion in the western Kunlun, China: implications for the collisional and accretionary tectonics of the northern Tibetan Plateau // *Geology*. 2002. V. 30. P. 295–298.
- Xu R., Zhang Y., Vidal Ph., Arnaud N. Two plutonic belts in Western Kunlun // *Inter. Symp. Karakorum and Kunlun Mts, Abstracts*. China: Kashi, 1992. P. 62.
- Yang J.S., Robinson P.T., Jiang C.F., Xu Z.Q. Ophiolites of the Kunlun Mts, China and their tectonic implications // *Tectonophysics*. 1996. V. 258. P. 215–231.
- Yin A., Harrison T.M. Geological evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2000. V. 28. P. 211–280.
- Yin F., Nie S.V. A phanerozoic palinspastic reconstruction of China and its neighboring regions // *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge Univer. Press., 1996. P. 442–485.
- Yin J. Carboniferous sedimentary environment and tectonic setting in the Western Kunlun and adjacent regions // *Proceed. Inter. Symp. Karakorum and Kunlun Mts*. Beijing: China Meteor. Press, 1994. P. 130–142.
- Yin J., Xu J., Liu C., Li H. The Tibetan plateau: regional stratigraphic context and previous work // *Philos. Trans. Roy. Soc. London*. 1988. V. A327. P. 5–52.
- Yu B., Dong H., Chen J., Li X., Lin C. Characteristic of rare earth and rare element patterns in bedded cherts from the bottom of the Lower Cambrian in the Northern Tarim Basin, Northern China and their genetic significance // *Acta Geol. Sinica*. 2005. V. 79. P. 215–224.
- Yuan C., Sun M., Li J. The evolutionary history of the West Kunlun Mts: a tectonic reconstruction based on studies of magmatism // *Earth Sci. Frontiers (Beijing)*. 2000. V. 7. Suppl. P. 262–263.
- Zhang Y., Xie Y., Xu R., Vidal P., Arnaud N. Element geochemistry of granitoid rocks in the western part of the Qunghai-Xizang Plateau // *Proceed. Inter. Symp. Karakorum and Kunlun Mts*. Beijing: China Meteor. Press, 1994. P. 152–163.
- Zhao X., Coe R.S., Smith R.M., Wu H., Gilder S.A., Pfoutz H. New Cambrian and Ordovician paleomagnetic poles from Tarim and their paleogeographic implications // *AGU 1997 Fall Meeting abstracts*. 1997. P. F175.
- Zhao X., Coe R.S., Zhou Y., Wu H., Wong J. New paleomagnetic results from northern China: collision and suturing with Siberia and Kazakhstan // *Tectonophysics*. 1990. V. 181. P. 43–81.

Оглавление

<p>Глава 1. Введение в палеозойскую тектонику Тянь-Шаня 7</p> <p>1.1. Главные провинции Тянь-Шаня 7</p> <p>1.2. Главные идеи в тектонике Тянь-Шаня 11</p> <p>1.3. Особенности терминологии 14</p> <p>1.4. Замечания о методике 16</p> <p>Глава 2. Северо-Туркестанский домен в раннем палеозое 19</p> <p>2.1. Сырдарьинский террейн 19</p> <p>2.2. Терскойский океанический бассейн 28</p> <p>2.3. Иссыккульский террейн 33</p> <p>2.4. Илийский океанический бассейн 41</p> <p>2.5. Борохоро террейн 42</p> <p>Глава 3. Южно-Туркестанский домен в раннем палеозое 43</p> <p>3.1. Западный Тянь-Шань 43</p> <p>3.2. Кызылкум 45</p> <p>3.3. Центральный Тянь-Шань 47</p> <p>3.4. Восточный Тянь-Шань 47</p> <p>Глава 4. Северо-Туркестанский домен: от силура до позднего карбона 49</p> <p>4.1. Киргизский террейн 49</p> <p>4.2. Джунгаро-Балхашский океанический бассейн 67</p> <p>4.3. Богдашаньский террейн 68</p> <p>Глава 5. Южно-Туркестанский домен: от силура до ранней перми 69</p> <p>5.1. Западный Тянь-Шань 70</p> <p>5.2. Кызылкум 104</p> <p>5.3. Центральный Тянь-Шань 112</p>	<p>5.4. Восточный Тянь-Шань 121</p> <p>Глава 6. Тянь-Шань в пермское время 123</p> <p>6.1. Седиментация и магматизм 123</p> <p>6.2. Метаморфизм 130</p> <p>6.3. Деформации 132</p> <p>6.4. Туркестанская океаническая сутура 145</p> <p>Глава 7. Тектоническая эволюция и геодинамика Тянь-Шаня в палеозое 147</p> <p>7.1. Северо-Туркестанский домен 147</p> <p>7.2. Туркестанский океанический бассейн 155</p> <p>7.3. Южно-Туркестанский домен 160</p> <p>7.4. Особенности позднепермской эпохи 166</p> <p>7.5. Тектоногеодинамическая модель 171</p> <p>Глава 8. Памир, Куньлунь и Тибет 173</p> <p>8.1. Каракорум, Памир и Северо-Западный Куньлунь 173</p> <p>8.2. Западный Тибет и Западный Куньлунь 180</p> <p>8.3. Восточный Тибет и Восточный Куньлунь 183</p> <p>8.4. Корреляция тектонических зон и океанических сутур 188</p> <p>8.5. Биогеографические и палеомагнитные данные 190</p> <p>Глава 9. Высокая Азия и Тянь-Шань в палеозое 191</p> <p>9.1. Геологическая история 191</p> <p>9.2. Общие выводы о тектонической эволюции 197</p> <p>Литература 198</p>
---	---

Contents

Chapter 1. Introduction in Paleozoic tectonics of the Tien Shan	7	5.3. Central Tien Shan	112
1.1. Parts of the Tien Shan	7	5.4. Eastern Tien Shan	121
1.2. Main ideas in the Tien Shan tectonics	11	Chapter 6. Tien Shan in the Permian	123
1.3. Special terminology	14	6.1. Sedimentology and magmatism	123
1.4. Methodic notes	16	6.2. Metamorphism	130
Chapter 2. Northern Turkestan domain in the Early Paleozoic	19	6.3. Deformations	132
2.1. Syr Darya terrain	19	6.4. Turkestan oceanic suture	145
2.2. Terskei oceanic basin	28	Chapter 7. Tectonic evolution and geodynamics of the Tien Shan in the Paleozoic	147
2.3. Issyk Kul terrain	33	7.1. Northern Turkestan domain	147
2.4. Ili oceanic basin	41	7.2. Turkestan oceanic basin	155
2.5. Borohoro terrain	42	7.3. Southern Turkestan domain	160
Chapter 3. Southern Turkestan domain in the Early Paleozoic	43	7.4. Peculiarities of the Late Permian	166
3.1. Western Tien Shan	43	7.5. Tectonic and geodynamic model	171
3.2. Kyzyl Kum	45	Chapter 8. Pamirs, Kunlun and Tibet	173
3.3. Central Tien Shan	47	8.1. Karakorum, Pamirs and Northwestern Kunlun	173
3.4. Eastern Tien Shan	47	8.2. Western Kunlun and Western Tibet	180
Chapter 4. Northern Turkestan domain: from the Silurian to the Late Carboniferous	49	8.3. Eastern Kunlun and Eastern Tibet	183
4.1. Kirgiz terrain	49	8.4. Correlation of tectonic zones and oceanic sutures	188
4.2. Junggar-Balkhash oceanic basin	67	8.5. Biogeography and paleomagnetism	190
4.3. Bogda Shan terrain	68	Chapter 9. High Asia and Tien Shan in the Paleozoic	191
Chapter 5. Southern Turkestan domain: from the Silurian to the Early Permian	69	9.1. Geological history	191
5.1. Western Tien Shan	70	9.2. Tectonic evolution: general conclusions	197
5.2. Kyzyl Kum	104	References	198

Научное издание

Валентин Семенович Буртман

Тянь-Шань и Высокая Азия
Тектоника и геодинамика в палеозое

Труды ГИН РАН, вып. 570

Утверждено к печати Редакционной коллегией Геологического института РАН

Редактор *И.М. Ерофеева*

Дизайн и компьютерная верстка *Е.Ю. Ерофеева*

Подписано к печати 05.06. 2006

Формат 60x90 1/8. Бумага мелованная, 115 г/м²

Гарнитура QuantAntiquaС. Печать офсетная.

Уч.-изд. 27 л. Усл.-печ. 27 л. Тираж 300 экз.

Тип. ВТИИ. Зак. № _____, Москва

Издательство ГЕОС

125315, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.

Тел.: (095) 230-80-92, факс: (095) 231-04-43.

e-mail: geos@ginras.ru