

**НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК КЫРГЫЗСКОЙ
РЕСПУБЛИКИ**

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ ИМ. М.М. АДЫШЕВА

НА ПРАВАХ РУКОПИСИ

УДК 551.1/4+551.24 (235.216)

ГЕСЬ МИХАИЛ ДАНИЛОВИЧ

**ТЕРРЕЙНОВАЯ СТРУКТУРА И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ
ЭВОЛЮЦИЯ КАЛЕДОНИД ТЯНЬ-ШАНЯ**

**Специальности 25.00.01 – общая и региональная геология
25.00.03 – геотектоника и геодинамика**

Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук

БИШКЕК

2005

Содержание	стр.
Введение	5
Глава 1. Развитие представлений о тектонической структуре и геодинамической эволюции каледонид Тянь-Шаня	14
Глава 2. Некоторые проблемы возраста доверхнепалеозойских стратифицированных комплексов Северного и Среднего Тянь-Шаня	23
Глава 3. Геодинамические комплексы и террейновая структура каледонид Тянь-Шаня.....	41
3.1 Микроконтинентальные террейны.....	42
3.1.1 Срединно-Тянь-Шаньский террейн: границы, геодинамические комплексы и структура.....	44
3.1.1.1 Очертания и границы террейна	44
3.1.1.2 Геодинамические комплексы и структура	47
3.1.1.2.1 Докембрийское аккреционное основание террейна (p R ₂)	47
3.1.1.2.2 Постаккреционные «сшивающие» гранитоиды (R ₂₋₃).....	54
3.1.1.2.3 Комплексы континентального рифта (R ₃ -V ₁)	57
3.1.1.2.4 Комплексы пассивной континентальной окраины – отложения континентального склона и подножья (Є – O ₂)	60
3.1.2 Северо-Тянь-Шаньский террейн: границы, геодинамические комплексы и структура.....	64
3.1.2.1 Очертания и границы террейна	64
3.1.2.2 Геодинамические комплексы и структура	66
3.1.2.2.1 Докембрийское аккреционное основание террейна (p R ₂)	66
3.1.2.2.2 Постаккреционные «сшивающие» гранитоиды (R ₂ -R ₃).....	74
3.1.2.2.3 Комплексы континентального рифта (R ₂ -V ₁)	80
3.1.2.2.4 Комплексы пассивной континентальной окраины – отложения шельфа, континентального склона и подножья (V ₂ -O ₁)	82
3.2 Палеоокеанические террейны.....	89
3.2.1 Жалаир-Илийский палеоокеанический аллохтонный террейн (Є -O _{1tr}): границы, геодинамические комплексы и структура.....	90
3.2.2 Чаткальско-Сарыджазский островодужно-палеоокеанический аллохтонный террейн (Є -O ₂): границы, геодинамические комплексы, структура.....	96

3.3	Кыргызско-Терскойский островодужно-краевоморский аллохтонный террейн	102
3.3.1.	Очертания и границы террейна	102
3.3.2.	Геодинамические комплексы и структуры.....	103
3.3.2.1.	Вулканические серии и интрузивные комплексы (Є-O ₁) энсиматической островной дуги	103
3.3.2.2.	Офиолитовая ассоциация задугового бассейна (Є-O ₁ tr)	113
3.3.2.3.	Вулканогенно-осадочные комплексы преддугового и задугового бассейнов (Є ₃ -O ₁ tr).....	139
3.4.	Постамальгамационные комплексы, «сшивающие» и перекрывающие Северо-Тянь-Шаньско-Жалаир-Илийско-Кыргызско-Терскойский раннекаледонский супертеррейн.....	144
3.4.1.	Гранитоидные комплексы, «сшивающие» супертеррейн (O ₁)	145
3.4.2.	Осадочно-вулканогенные комплексы энсиалических островодужных систем, покрывающих супертеррейн (O ₁ ar ₃ -O ₂)	156
3.4.2.1	Островодужные вулканические серии (O ₁ ar-O ₂)	156
3.4.2.2	Осадочные комплексы преддуговых и задуговых бассейнов (O ₁ ar-O ₂)	164
3.5	Постамальгамационные комплексы, перекрывающие и «сшивающие» позднекаледонский Тянь-Шаньский супертеррейн.....	170
3.5.1.	Молассовые отложения передовых прогибов и межгорных впадин (O ₃)	171
3.5.2.	Постамальгамационные (коллизийные) «сшивающие» гранит- гранодиоритовые комплексы (O ₃ и S).....	175
Глава 4. Геодинамическая эволюция каледонид Тянь-Шаня.....		183
4.1.	Докаледонский пролог	183
4.2.	Средний рифей-венд: континентальный рифтогенез	185
4.3.	Поздний венд - ранний кембрий: раскрытие и расширение Ишим- Нарынского и Жалаир-Илийского океанических бассейнов.....	187
4.4.	Ранний кембрий-тремадокский век раннего ордовика: начало сокращения Ишим-Нарынского и Жалаир-Илийского океанических бассейнов; энсиматическая островодужная система	188
4.5.	Ранний ордовик, конец тремадокского века: обдукция комплексов Кыргызско-Терскойского задугового бассейна, Капкатас-Восточно- Терской островной дуги (с юга) и комплексов Жалаир-	

	Илийского океанического бассейна (с севера) на Северо-Тянь-Шаньский микроконтинентальный террейн, завершившаяся амальгамацией этих структур и образованием супертеррейна	190
4.6.	Ранний ордовик, конец аренигского века – средний ордовик: Северо-Тянь-Шаньская и Кендыктас-Заилийская островодужные системы.....	195
4.7.	Поздний ордовик-силур: коллизия Срединно-Тянь-Шаньского микроконтинентального террейна с Северо-Тянь – Шаньской энсиалической островной дугой, закрытие Ишим-Нарынского океанического бассейна и завершение формирования каледонского орогена Тянь-Шаня.....	198
Заключение.....		201
Литература.....		204
Приложения		
1.	Геодинамическая карта каледонид Тянь-Шаня, масштаб 1:1000000; Диаграмма пространственно-временных соотношений террейнов каледонид Тянь-Шаня	(отдельный лист)
2.	Таблицы содержания петрогенных окислов, редкоземельных и других микроэлементов в магматических породах каледонид Тянь-Шаня.....	212

Введение

Проблемы тектоники и геодинамической эволюции палеозойд Тянь-Шаня притягивают к себе внимание многих исследователей. Особый интерес к ним вызывается их значимостью, как части одного из крупнейших и наиболее сложно построенных тектонических сооружений Мира - Центрально-Азиатского покровно-складчатого пояса.

Традиционно и, в общем, обосновано в Тянь-Шане выделяются каледониды и герциниды. В каледонидах, охватывающих Северный и Срединный Тянь-Шань, заключительные деформации и завершение формирования орогена происходили в конце ордовика – силуре, а в герцинидах, представленных главным образом структурой Южного Тянь-Шаня – в позднем палеозое.

Объектом настоящей работы является каледонский ороген Тянь-Шаня, много десятилетий подвергавшийся исследованиям в духе геосинклинального учения. Между тем, развитие в геотектонике новых обоснованных теоретических концепций, как и в других регионах Мира, отразилось и на геологических исследованиях в Тянь-Шане (см. Гл.1). Целенаправленное изучение тектоники и геодинамической эволюции каледонид Тянь-Шаня в свете плитотектонической парадигмы и террейнового анализа показывает, что они развивались сходно со многими покровно-складчатыми областями, в частности с Полярными каледонидами (Скандинавия) и мезозоидами, окружающими северную часть Тихого океана (Северо-Восток-России, Кордильеры Аляски, Канады и Запада США). Современные исследования, проведенные в этих регионах наглядно демонстрируют, что концепция тектоники плит и террейнового анализа обладает наиболее ясно выраженными эвристическими возможностями разработки цельной модели геодинамической эволюции. Она с успехом может быть использована и для каледонид Тянь-Шаня, что и осуществил автор в диссертации. Это подтверждает и **актуальность**, и необходимость

выполненных автором исследований, впервые для этого региона применившим террейновый анализ. Он надеется, что в дальнейшем результаты работы, проанализированные в этой диссертации, будут использоваться при фундаментальных исследованиях процессов формирования земной коры этой территории, а также при выполнении международных геодинамических проектов для всего Центрально-Азиатского покровно-складчатого пояса. Кроме того, они могут послужить геодинамической основой успешного прогнозно-металлогенического анализа, потому что, как показали американские, канадские и российские исследователи для упомянутых выше территорий, металлогенический анализ орогенных поясов в настоящее время основывается на результатах террейнового анализа, отражаемых на картах и схемах террейнов. Это позволяет на основе новой геодинамической концепции рассмотреть закономерности размещения полезных ископаемых в тектонических структурах и зависимость их проявлений от геодинамической эволюции.

Цель исследования заключается в разработке геодинамической модели развития каледонского орогена Тянь-Шаня с позиций современного мобилизма, воплощающего теорию тектоники литосферных плит и террейновый анализ. Осуществление поставленной цели потребовало решения многих **задач**, основными из которых являются:

- анализ предшествующих и новых биостратиграфических, геологических, геохронометрических данных для уточнения и интерпретации возрастного положения досреднепалеозойских стратифицированных и интрузивных образований каледонид Тянь-Шаня;
- изучение и анализ их состава, строения и взаимоотношений с целью разделения на комплексы-индикаторы различных геодинамических обстановок (геодинамические комплексы), образующие вертикальные и латеральные ряды;
- выделение на этой основе соответствующих по происхождению террейнов;

- определение места, структуры и количества границ каледонских террейнов в Тянь-Шане;
- на основе анализа упомянутых выше данных интерпретация геодинамической эволюции каледонид Тянь-Шаня;
- разработка легенды и составление геодинамической карты каледонид Тянь-Шаня масштаба 1:1000000 и сопровождающей ее диаграммы пространственно-временных соотношений террейнов этой покровно-складчатой области.

Фактический материал и методы исследования. Методологической основой рассмотренных в этой работе исследований являлся геодинамический анализ каледонского орогена Тянь-Шаня на теоретической основе мобилизма (парадигма тектоники литосферных плит и террейновая концепция). Результатом этого анализа являются ретроспективные модели (палеогеодинамические реконструкции) геодинамических обстановок прошлого, базирующиеся на интерпретации конкретной геологической ситуации через сопоставление ее в целом (или ее отдельных частей) с типовыми моделями современных геодинамических обстановок.

Методика проведенных исследований определялась их основными задачами. На узловых участках, где были установлены соотношения различных геодинамических комплексов и террейнов, автором выполнялось геокартирование разных масштабов. Проводились также структурно-геологические пересечения в различных частях каледонского орогена Тянь-Шаня, сопровождавшиеся отбором проб на петрогеохимические исследования, а также для определения изотопного возраста пород. Особенно целенаправленно эти работы проводились во время исследований автора и его коллег по лаборатории по геодинамической программе Киргизского опытного геодинамического полигона (1987-1992гг.) Результаты анализов этих проб, а также данные из опубликованных и фондовых материалов других исследователей, после их компьютерной и графической обработки

были использованы автором для характеристики и обоснования выделения различных геодинамических комплексов.

Существенным направлением геодинамических исследований автора была разработка и обоснование легенд к геодинамическим картам территории Тянь-Шаня различных масштабов и составление этих карт (в том числе и международных; см. Гл.1). Такие работы, как известно, являются действенным способом познания строения и геологического развития различных территорий. Они сопровождались изучением и анализом, как авторских материалов, так и данных из других опубликованных и рукописных работ по тектонике, биостратиграфии, петрогеохимии, седиментологии.

Основные защищаемые положения и выводы, базирующиеся на современных достижениях геотектоники, синтезируют современные данные о строении и геодинамической эволюции каледонид Тянь-Шаня. В процессе исследований установлено, что:

— ряд синхронных (см. Гл. 2) нижнепалеозойских толщ, представляющих различные геодинамические комплексы, находятся в аллохтонном тектоническом чередовании, что свидетельствует о значительных первоначальных палеогеографических вариациях осадконакопления и вулканизма по латерали и последующих крупных горизонтальных перемещениях;

— на основе изучения и актуалистической интерпретации геодинамических комплексов в каледонидах Тянь-Шаня автором выделяются несколько микроконтинентальных, палеоокеанических и островодужно-краевоморских автохтонных и аллохтонных террейнов, ограниченных раннепалеозойскими шовными зонами, или крупными надвигами, и сгруппированными в сложный тектонический коллаж; в строении последнего принимают также участие «сшивающие» и перекрывающие амальгамировавшие террейны неоавтохтонные комплексы изверженных и осадочных образований;

— комплекс метаморфического основания Срединно-Тянь-Шаньского и Северо-Тянь-Шаньского микроконтинентальных террейнов с учетом данных по соседним регионам Центральной Азии представлен структурами краевой аккреционной части континента Восточная Гондвана, включающими, кроме кратонных фрагментов, также и преобразованные комплексы окружающих его океанических и, возможно, островодужных пород; фактически выступы основания микроконтинентов представляют собой композитные террейны, амальгамированные и «сшитые» коллизийными гранитоидами в рифейское время;

— в каледонидах Тянь-Шаня офиолиты океанического типа развивались в двух океанических бассейнах, входивших в систему Палеоазиатского океана – Жалаир-Илийском и Ишим-Нарынском. При их замыкании аллохтоны обдуцирующих офиолитов покрывали Северо-Тянь-Шаньский (в тремадоке) и Срединно-Тянь-Шаньский (в позднем ордовике) микроконтинентальные террейны, формируя при этом два аллохтонных террейна, ограниченных сутурами и крупными обдукционными надвигами;

— процессы каледонской субдукции в Тянь-Шане формировали три островодужные системы западно-тихоокеанского типа, представленные в современной тектонической структуре фрагментами геодинамических комплексов одной кембрийско-тремадокской энсиматической системы (аллохтонный террейн на Северо-Тянь-Шаньском микроконтинентальном террейне) и двух аренигско-среднеордовикских энсиалических систем (островодужно-краевоморский неавтохтон, перекрывающий предшествующий композитный террейн);

— в позднем ордовике композитные террейны в Северном и Срединном Тянь-Шане претерпели коллизию и подверглись амальгамации с образованием еще более крупного Тянь-Шаньского каледонского супертеррейна (каледонского орогена Тянь-Шаня), перекрытого отложениями верхнеордовикского неавтохтона и «сшитого» постамальгамационными массивами гранитоидов (поздний ордовик-силур).

Научная новизна. Личный вклад. В представленной диссертации автором обоснована новая модель геодинамической эволюции каледонского орогена Тянь-Шаня, базирующаяся на теории тектоники литосферных плит с использованием террейнового анализа. Разработка этой модели включала следующие достижения автора:

- обнаружение и обоснование доскладчатых обдукционных покровов задуговых офиолитовых комплексов и сопровождающих их островодужных вулканогенно-осадочных образований на пассивной окраине Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента;
- в каледонидах Тянь-Шаня впервые описаны такие характерные и важные для мобилистических построений образования, как серпентинитовый меланж и олистостромы;
- проведен петрогеохимический анализ с использованием компьютерной обработки данных по химическому составу магматических и терригенных осадочных пород для выделения и характеристики геодинамических комплексов-индикаторов;
- выделены и обоснованы офиолиты двух генетических типов - океанические и надсубдукционно-спрединговые задугового бассейна;
- для широко распространенных в каледонидах Тянь-Шаня гранитоидов определены отличительные петрогеохимические особенности, что в совокупности с их структурным положением и геохронометрическими данными позволило индцировать их геодинамическую принадлежность (островодужные, коллизионные, постамальгамационные).

Тема диссертации находится в соответствии с научно-исследовательскими проектами Института геологии НАН КР Кыргызской Республики, в которых автор является ответственным исполнителем по регионам каледонской «части» Тянь-Шаня. Однако «террейновая» специфика работы является инициативой автора и для Тянь-Шаня предлагается впервые.

Теоретическое и практическое значение. Расшифровка террейновой тектонической структуры и обоснованная интерпретация геодинамической

эволюции каледонид Тянь-Шаня на новом теоретическом уровне позволяют использовать результаты этой работы в различных проектах Института геологии НАН Кыргызской Республики по геодинамике Тянь-Шаня, а также в международных программах для территорий глобального масштаба (например, для Центрально-Азиатского покровно-складчатого пояса). Работа автора имеет существенное значение, в частности, для изучения геодинамики Тянь-Шаня вновь организованным Международным научно-исследовательским центром – Геодинамическим полигоном (г.Бишкек). Ее результаты могут быть использованы также при интерпретации данных по планируемому этим центром геолого-геофизическим транссектам через территорию Тянь-Шаня. Предложенная автором модель играет важную роль и при ее применении для расшифровки геодинамических особенностей рудообразующих систем, рудных районов и узлов.

Приведенные в диссертации геологические материалы и концепция геодинамического развития каледонского орогена Тянь-Шаня могут также служить канвой для крупномасштабных геологических, тектонических, геодинамических и металлогенических карт, составляемых при проводимых здесь геолого-съёмочных работах и геологическом доизучении.

Апробация работы. Основные положения и отдельные разделы диссертации докладывались и обсуждались на Международных конференциях по тектонике плит (Москва, 1987, 1991, 1998), тектонических совещаниях под эгидой Межведомственного тектонического комитета (Москва, 1984, 1997, 1999, 2001, 2003, 2004, 2005; Свердловск, 1989), Всесоюзном симпозиуме «Эволюция офиолитовых комплексов (Свердловск, 1981), Всесоюзном семинаре «Минеральные преобразования океанической коры» (Владивосток, 1982), Международном симпозиуме «Граниты и геодинамика» (Москва, 1991), Международном симпозиуме по Проекту 233 ТСАР «Terranes in the Arctic Caledonides» (Tromsø, Norway, 1991), Международном симпозиуме в рамках проекта МПГК 283 «Геодинамическая эволюция Палеоазиатского океана» (Новосибирск, 1993),

Международной конференции «Высокогорные исследования: изменения и перспективы в XXI веке» (Бишкек, 1996), Международном совещании «Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород» (Санкт-Петербург, 1998), International Conference «Gondwana 11. Corelation and Connections» (Cristchurch, New-Zealand, 2002), Международном симпозиуме «Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов» (Бишкек, 2002), Всероссийском совещании, посвященном 100-летию академика Ю.А.Кузнецова (Новосибирск, 2003), XXXII Международном геологическом конгрессе (Флоренция, 2004) и др. Многие вопросы по проблемам рассматриваемым в диссертации, обсуждались в совместных международных экспедиционных исследованиях (Монголия, 1982, 1984, 1985) и геологических экскурсиях (Австрийские Альпы, 1989, 1990; Урал, 1989; Горный Алтай, 1993).

Структура и объем диссертации. Диссертация состоит из введения, 4 глав и заключения, содержит 211 стр. текста, 18 таблиц, 36 рисунков и список литературы из 163 наименований. Кроме того, к ней приложена «Геодинамическая карта каледонид Тянь-Шаня» масштаба 1:1000000, сопровождаемая «Диаграммой пространственно-временных соотношений террейнов каледонид Тянь-Шаня».

Основное содержание диссертации изложено в 70 публикациях, в том числе в одной монографии и в 6 тектонических, геодинамических геологических и металлогенических картах.

Работа была выполнена в Институте геологии НАН КР Кыргызской Республики (лаборатория геодинамики), где она проводилась в соответствии с институтскими программами по геодинамике, тектонике и металлогении при тесном взаимодействии с учеными Института: академиком А.Б.Бакировым (научный руководитель программ), чл.-корреспондентами Р.А.Максумовой, К.Дж.Боконбаевым, Р.Дж.Дженчураевой, докторами наук В.В.Киселевым, К.С.Сакиевым, кандидатами наук Ф.Х.Апояровым, И.И.Войтовичем, И.А.Мезгиным, Р.Н.Огурцовой, А.М.Мамбетовым,

П.П.Мисюсом, Р.Е.Риненберг и др. Большую роль в целенаправленных исследованиях автора сыграло его участие в работе по проектам Кыргызского геодинамического полигона Министерства геологии СССР, где он имел возможность в экспедициях консультироваться и обсуждать многочисленные вопросы по геодинамике с академиком В.Е.Хаиным, докторами геол.-мин. наук М.Г.Ломизе, А.А.Ковалевым. Важнейшее значение имело также составление в соавторстве с А.Б.Бакировым и Е.В.Христовым Тянь-Шаньской части «Геодинамической карты СССР» масштаба 1:2500000 (руководители Л.П.Зоненшайн и др.) Принципы легенды карты и ее разработка сыграли роль ускорителя в геодинамических исследованиях автора диссертации. Не менее важным в этом плане было и его участие в разработке легенды и составлении международной геодинамической карты по проекту ПМГК 283 под руководством академика Н.Л.Добрецова и профессора Р.Колмана (США). В исследованиях в Тянь-Шане и в Монголии автор плодотворно сотрудничал с доктором геол.-мин.наук Г.И.Макарычевым. Обсуждение результатов работы автора в Тянь-Шане в сравнительном плане с другими регионами (Монголия, Горный Алтай, Урал, Австрийские Альпы) проводилось со многими исследователями из разных стран. Автор искренне благодарен всем названным и неназванным ученым, интеллектуальный потенциал которых оказал неоценимое влияние на развитие его представлений. Вместе с тем многие совместные разработки получили в диссертации дальнейшее развитие и несколько иную трактовку, но автор сознает ответственность за все сделанные им выводы.

Глава 1. Развитие представлений о тектонической структуре и геодинамической эволюции каледонид Тянь-Шаня.

Геологическое изучение Тянь-Шаня, проводится уже более ста лет. Первый этап этих исследований, заключавшийся в накоплении данных путем маршрутных пересечений и составлении первых мелкомасштабных геологических карт отдельных регионов, закончился в 30-е годы, когда была составлена геологическая карта Средней Азии масштаба 1:500000. К этому времени были опубликованы первые схемы тектонического районирования домезозойского сооружения Тянь-Шаня (Д.В.Наливкин, В.И.Попов, В.А.Николаев, А.В.Пейве), основанные на структурно-формационном анализе. Выделенные при этом каледонская (Северный Тянь-Шань) и герцинская (Южный Тянь-Шань) складчатые системы разделялись складчатой системой срединного Тянь-Шаня, участвовавшей как в каледонском, так в герцинском тектогенезе. При этом В.А.Николаев (1929,1933 гг.) установил «Важнейшую структурную линию Тянь-Шаня», разграничивающую Северный и Срединный Тянь-Шань. На изучении складчатых структур Тянь-Шаня базировались и решения общетеоретических вопросов тектоники, в частности учения о глубинных разломах (А.В.Пейве), стадийности геосинклинального процесса (М.В.Муратов, А.А.Багданов), принципов зонального тектонического районирования (Н.В.Синицын).

Дальнейшее накопление новых данных при геологическом картировании и специализированных стратиграфических и структурных исследованиях позволяло выделять в упомянутых складчатых системах все новые и новые более дробные тектонические подразделения (складчатые, или тектонические зоны и подзоны), основанные на фиксистой концепции геосинклинального развития (Н.М.Синицын, В.Н.Огнев, В.И.Кнауф, Е.И.Зубцов, В.Г.Королев и др.). Границами этих структурных элементов, начиная с рубежей складчатых областей, считались глубинные и краевые

долгоживущие разломы, по которым происходили вертикальные перемещения соответствующих зон, или подзон. Между тем, при средне- и крупномасштабном геологическом картировании и специализированных тектонических исследованиях (Г.С.Поршняков, В.С.Буртман, В.Л.Клишевич и др.) уже в 50-60 гг. было установлено широкое распространение чешуйчато-надвиговых структур в герцинидах Южного Тянь-Шаня, что побуждало признавать значительный размах горизонтального сжатия в тектоническом развитии этой области. Однако каледониды Северного и Срединного Тянь-Шаня обычно считались «неподвластными» мобилизму, что наиболее ярко отражалось в содержании тектонических карт и большинства публикаций о строении и тектоническом развитии территории, в том числе и в таких обобщающих изданиях как «Геология СССР. Т. XXV. Киргизская ССР (1954, 1972), «Стратифицированные и интрузивные...» (1982), «Докембрий Средней Азии (1982) и др. Эти же фиксистские представления были отображены и в содержании «Тектонической карты Киргизии» (1987). То-есть идеи классического учения о геосинклиналях проявили себя живучими и в трактовке тектонического развития каледонид Тянь-Шаня. Они утверждали постоянство во времени пространственного положения выделяемых основных структур срединных массивов и геосинклинальных зон. При этом постулировалось заложение в пределах Северного Тянь-Шаня эвгеосинклинальных зон непосредственно на погружающихся блоках раздробленного кристаллического платформенного основания (например, «Докембрий-Средней Азии», 1982; «Путеводитель...», 1984; и др.), сформировавшегося в архее и раннем протерозое. В связи с этим вопросы стратиграфии основных вулканитов нашли свое отражение в работах многих исследователей геологии Северного Тянь-Шаня и длительное время вызывали оживленную дискуссию.

В упомянутых выше сводных публикациях и некоторых других работах (даже в начале 90 гг.) их решения сводятся к следующим традиционным выводам. В рифейско-раннепалеозойских эвгеосинклиналях Северного Тянь-

Шаня существует два стратиграфических уровня вулканогенных толщ базальтового и андезито-базальтового состава. Нижняя из них, представленная зеленокаменно-измененными базальтами, их пирокластами и кремнистыми породами (терекская, терскойская и др. в разных местах региона, см. в след. Главах), является средней частью верхнерифейского разреза, в основании которого находится толща аркозовых и кварцевых субконтинентальных песчаников, залегающих несогласно на денудированной поверхности карбонатов со среднерифейскими строматолитами. В свою очередь утверждалось, что на этих вулканитах и на среднерифейских отложениях несогласно залегает терригенно-карбонатная толща с позднерифейскими строматолитами и юдомскими микрофитолитами. Она с несогласием покрывается андезито-базальтами второго уровня (караарчинская, чолойская и др. толщи), на которых с размывом залегают отложения среднего кембрия-раннего ордовика. В этих построениях отмечается локальное распространение, «выклинивание» вулканогенных толщ, что как будто создает конседиментационную зональность, обусловленную неравномерным погружением сиалического фундамента под позднерифейские эвгеосинклиналии.

Однако после того, как было установлено, что фиолиты представляют собой океаническую кору геологического прошлого (Пейве, 1969; и др.) и во многих районах мира было описано их аллохтонное залегание на континентальных комплексах, эти новые идеи послужили своеобразным импульсом к более интенсивным исследованиям и пересмотру представлений о строении и положении офиолитовой ассоциации и в Северном Тянь-Шане. Было бы странным продолжать поддерживать вышеприведенную трактовку положения шаровых лав базальтов, а также толковать габбро-гипербазитовую часть офиолитовой ассоциации, как интрузивные комплексы. Полученный нами в конце 70-х - начале 80-х гг. XX века новый фактический материал по тектоническому строению и петрохимии офиолитов менял существующие представления об их положении в

тектонической структуре (Макарычев, 1978; Гесь, Королев, 1979; Макарычев, Гесь, 1981; Гесь, Макарычев, 1985; и др.) Было показано их аллохтонное залегание на образованиях континентальных блоков (срединных массивах в каледонидах Тянь-Шаня), что позже подтвердилось новыми палеонтологическими данными (см. гл. 2 и 3). Впервые была сделана попытка актуалистической интерпретации палеогеодинамических обстановок на основе петрохимической трактовки рифейских (?) и нижнепалеозойских вулканитов с выделением и обоснованием среди них океанических и островодужных. Первые, по представлению авторов, развивались в окраинном море, сформировавшемся при процессах деструкции гранитно-метаморфического слоя, что было близко к моделям формирования некоторых современных бассейнов (например, бассейна Японского моря).

Упомянутое раннепалеозойское море, по мнению авторов, входило в систему океана Палеотетис, отделяясь от него Срединно-Тянь-Шаньским микроконтинентом. Закрытие этого окраинного моря произошло в результате сближения Северного и Срединного Тянь-Шаня в среднем кембрии-арените. Показателями тектонического скупивания представляются серпентинитовый меланж (Гесь, 1979) и олистостромы (Гесь, 1980).

В то же время с целью индикации палеогеодинамических режимов формирования образований, являвшихся исходными для меланократовых метаморфитов основания микроконтинентальных массивов Тянь-Шаня, были проведены петрохимические реконструкции (Гесь, 1984, 1987), показавшие их принадлежность к офиолитовой ассоциации. Метаморфиты, представленные эклогитами, А.Б.Бакировым (1978, 1984 и др.) рассматривались как отторженцы пород океанической коры, образовавшиеся в результате высокобарического метаморфизма в условиях погружения в зоне Бенъофа. В последующем в виде глубинного меланжа с метапелитовым метриксом они поднялись в верхнюю часть земной коры.

Упомянутые выше и другие новые данные по геологии Тянь-Шаня, а также бурное развитие нового тектонического мышления, наталкивали на

необходимость разработки новой цельной модели тектонической эволюции Тянь-Шаня в свете концепции тектоники литосферных плит. Первой такой синтезирующей работой было обоснование легенды и составление «Геодинамической карты Тянь-Шаня» масштаба 1:2500000 (А.Б.Бакиров, М.Д.Гесь, Е.В.Христов, 1986 г.), вошедшей составной частью в «Геодинамическую карту СССР» того же масштаба (1988, гл. редактор Л.П.Зоненшайн). Она демонстрировалась впервые на I Всесоюзном совещании по тектонике литосферных плит в 1987 г. и на XXVIII Международном геологическом конгрессе в 1989 г., где вызвала одобрительный интерес специалистов. Научные представления, положенные в основу этой карты с учетом многих принципиально новых данных, послужили теоретической базой первой «Геодинамической карты Кыргызской ССР» (А.Б.Бакиров, М.Д.Гесь, Е.В.Христов, Р.А.Максумова, 1989 г.), послужившей в свою очередь основой «Металлогенической карты Киргизской ССР» того же масштаба (А.Б.Бакиров, И.Д.Турдукеев, А.И.Денисов, И.И.Войтович и др.). На этих картах в пределах каледонского орогена Тянь-Шаня впервые были отражены геологические комплексы континентальных рифтов, дивергентных и конвергентных (островодужных и коллизионных) окраин, нерасчлененные по происхождению офиолиты, а также кристаллическое основание микроконтинентальных блоков.

Главные тенденции в последующем развитии представлений о строении и геодинамической эволюции каледонид Тянь-Шаня зависели, как и до этого, от различного понимания господствующей теоретической базы и поступления нового фактического материала. В этом плане важное значение имели организация и проведение (1987-1992гг.) мультидисциплинарных исследований научных (Институт геологии НАН Кыргызстана, МГУ, ВСЕГЕИ, ЛГУ и др.) и производственных геологических организаций (Агентство по геологии Кыргызстана) согласно Межведомственной геодинамической программе в пределах Кыргызского опытного геодинамического полигона с целью разработки и внедрения во многом

принципиально новой методики геодинамического анализа, позволяющего с учетом глубинных процессов в литосфере проводить актуалистические реконструкции геодинамических обстановок прошлого и тектонических структур со свойственными им месторождениями полезных ископаемых. Специализированные исследования по программе Полигона, а также и другим проектам геологических исследований в Тянь-Шане (с того времени и поныне), были направлены на получение биостратиграфических, петрогеохимических и геохронологических характеристик различных осадочных, магматических и метаморфических комплексов и тектонической структуры с целью обоснованных реконструкций палеогеодинамических обстановок их формирования. Полученные данные и их интерпретация отражены в различных научных разработках и публикациях, в том числе и международных. В частности на основе анализа большого фактического материала и научных обобщений в рамках Международного проекта IGCP № 283 «Геодинамическая эволюция Палеоазиатского океана» был составлен новый вариант «Геодинамической карты восточной части Киргизского Тянь-Шаня» масштаба 1:2000000 (М.Д.Гесь, 1992г.) который вошел составной частью в международную карту «Tectonic transect Map across Russia, Mongolia, China (Western part)» масштаба 1:2500000, изданную в Стэнфордском Университете, США под редакцией Р.Г.Колмана (США), Н.Л.Добрецова (Россия) и Э.З.Чанга (США). Эта работа позволяет рассматривать структуру и развитие Тянь-Шаня в тесной связи со строением и эволюцией всего Центрально-Азиатского складчатого пояса, что с точки зрения тектоники литосферных плит имеет важнейшее значение при геодинамическом террейновом анализе.

В это время появились исследования, неоднозначно интерпретирующие раннепалеозойские геодинамические события в Тянь-Шане в связи с эволюцией всего Центрально-Азиатского пояса. Так в работе А.А.Моссаковского и др.(1993, 1994) структура Тянь-Шаня трактуется как мозаичная аккреционного происхождения западно-тихоокеанского типа,

включающая микроконтинентальные блоки, «отчленившиеся» и «прибывшие» от континента Восточная Гондвана. Они заключены, или разделены, фрагментами сутур, островных дуг и других структур, возникших при развитии Палеоазиатского океана. Однако, как справедливо заметили М.Г.Ломизе и др. (1997), «конвейер» микроконтинентов был причиной формирования зон субдукции и связанных с ними островных дуг лишь небольшой протяженности.

В отличие от этой концепции в предложенной реконструкции А.М.Дж.Шенгера с соавторами (1994 и др.) предполагается наличие огромной и длительно существовавшей Кипчакской островной дуги при полном отсутствии микроконтинентальных блоков, что не характерно для межконтинентальных океанических бассейнов, каким был Палеоазиатский океан. Судя по имеющимся в настоящее время данным по строению раннепалеозойских островных дуг и зональности их вулканизма в Северном Тянь-Шане, вызывает также сомнение структура «гармошки» (повторения и ороклинальные изгибы) в расположении отдельных частей единой островной дуги, образованная под влиянием дрейфа и вращения Сибирского континента. Однако, нельзя и отрицать, что отдельные изгибы и повороты дуг происходили и отражены в их фрагментарной современной структуре.

В последнее десятилетие геодинамические исследования включали обоснование и детализацию моделей заложения и развития палеоокеанических бассейнов и роль последних в формировании каледонского орогена Тянь-Шаня. На основе изучения структурного положения различных фрагментов офиолитовой ассоциации, их петрогеохимических и петрологических особенностей было сделано заключение (Гесь, 1997, 1999 и др.) о появлении и развитии в раннем палеозое достаточно крупных океанических бассейнов, разделявших микроконтиненты. Размеры этих бассейнов позволяли проявляться субдукционным процессам на их конвергентных границах с последовательным развитием энсиматической и энсиалической

островодужных систем (Ghes, Bakirov, 1993; Гесь, 1997, 1999, 2003; Ghes, 2002 и др.; 1997; Зарщиков, 2003; и др.)

Естественно, в реконструкциях геодинамического развития такого сложного тектонического сооружения, как каледонский ороген Тянь-Шаня, всегда присутствует дискуссионность. В частности это относится к идентификации характера палео-бассейнов, с которыми ассоциировали островные дуги. В одном варианте – это океанические Ишим-Нарынский и Жалаир-Илийский и задуговой спредингово-надсубдукционный Кыргызско-Терский (Ghes, Bakirov, 1993; Гесь, 1997, 1999; Ghes, 2002). В других представлениях (Ломизе и др., 1997; и др.) последний, несмотря на петрогеохимические данные, рисующие его, как надсубдукционный задуговой, трактуется как палеоокеанический. Существует также мнение (Абдуллаев и др., 1983; Максумова, 1991; и др.) о «протоокеаническом» бассейне, сходном с малыми океаническими бассейнами рифтогенного типа, аналогичными Красному морю, однако уже сопровождавшемуся задуговым бассейном. При этом отмечается, что океанический бассейн развивался без какой-либо связи с островными дугами, наличие и происхождение которых в Северном Тянь-Шане не объясняется.

В последние годы геологи, изучавшие каледониды Тянь-Шаня, продолжали уделять большое внимание соотношениям нижнепалеозойских офиолитовых и других сопровождающих их комплексов с образованиями микроконтинентов, с которыми они ассоциируют в современной структуре. Как показано в недавних публикациях (Ghes, 1994; Гесь, 1997, 2001 и др.; Ломизе и др., 1997; Хераскова и др., 1997; Миколайчук и др., 1997; и др.), для парагенеза каледонской структуры характерны доскладчатые и послескладчатые тектонические покровы, складки-покровы, залегающие на автохтонах и совместно с последними перекрывающиеся неоавтохтонами. Это приводит к выводу о том, что основные тектонические формы каледонид Тянь-Шаня прошли несколько последовательных этапов деформаций и развивались по плану, свойственному многим покровно-складчатым

областям, например, Аппалачско-Ньюфаундлендским, Скандинавским, Алтае-Саянским каледонидам (Зоненшайн и др., 1990; Lyons and Bothner, 1989, Shybinski and Jenner, 1991, Gee, 1991, Steltenpohl and Andresen, 1991, Gibsher et al, 1991; и др).

Не углубляясь здесь в анализ деталей дискуссионных проблем палеогеодинамики Тянь-Шаня, которые в конкретном содержании будут рассмотрены в следующих главах, подчеркнем лишь активное участие в последнее время в разработке геодинамических моделей исследователей Института геологии НАН Кыргызстана. Одним из последних значительных результатов этой работы выделяется «Metallogenic Map of Kyrgyzstan» (Editor – in – chief A.Bakirov) of scale 1:1000000 (2001), изданная в Лондоне под эгидой Международной ассоциации по генезису рудных месторождений (IAGOD) и Института геологии НАН Кыргызской Республики. В геодинамической основе этой карты, составленной А.Б.Бакировым, М.Д.Гесем, Л.В.Гусак и Р.А.Максумовой отражены согласованные представления о структурно-вещественных комплексах, индицирующих различные палеогеодинамические обстановки, и элементы дизъюнктивной структуры, имеющие одно из ведущих значений для прогнозно-геодинамических построений.

Принципиальное значение имеют исследования геодинамики Тянь-Шаня вновь организованным Международным научно-исследовательским центром – Геодинамическим полигоном при участии специалистов из научных учреждений России, США, Швейцарии, Германии, Франции и других стран, в том числе из Кыргызстана (Институт геологии, Институт сесмологии). Важное значение имеют также ведущиеся в настоящее время исследования ученых Института геологии совместно с исследователями Российской Академии Наук по программе «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса – от палеоокеана к континенту по проекту Становление литосферы Тянь-Шаня», в котором принимает активное участие и автор предлагаемой диссертации.

Глава 2 Некоторые проблемы возраста доверхнепалеозойских стратифицированных комплексов Северного и Среднего Тянь-Шаня

Достоверность палеогеодинамических реконструкций каледонид Тянь-Шаня, естественно, находится в прямой зависимости от качества стратиграфической основы. Здесь имеется в виду в первую очередь достаточно надежное палеонтологическое обоснование возраста образований различных геодинамических комплексов. Всего 15 лет тому назад Северный и Средний Тянь-Шань большинством исследователей рассматривались как регионы с широким распространением верхнедокембрийских стратифицированных (а в связи с этим и интрузивных) образований («Стратифицированные и интрузивные...», 1982; «Докембрий Средней Азии», 1982; Киселев, 1991; Максумова, 1991; и др.). Соответственно, кроме каледонских, в значительном объеме выделялись байкальские структурные единицы и рассматривалось геодинамическое развитие этой территории. При этом возраст толщ обосновывался немногочисленными остатками строматолитов и микрофитолитов, а так же определенными представлениями большинства авторов о строении литолого-стратиграфических разрезов.

Однако с 1985 года в связи с работами в рамках Всесоюзной программы Кыргызского опытного геодинамического полигона на основе тектоники литосферных плит, а так же при геологическом доизучении и составлении новых геологических карт масштаба 1:50000, начался следующий этап биостратиграфических исследований.

Сборы раннепалеозойских органических остатков в отложениях, считавшихся до этого докембрийскими, поставили вопрос о коренном пересмотре их стратиграфии и, как следствие, тектоники и геодинамической эволюции. Но уже и раньше становилось ясным, что нормальные стратиграфические взаимоотношения таких резко различных комплексов, как

глубоководные толеитовые базальты с кремнистыми прослоями и кварцевые, аркозовые песчаники, терригенно-карбонатно-кварцитовые толщи, невозможны. А при исследовании их на месте (например, в западной части Кыргызского хребта, в хр. Терскей-Алатоо) такое сомнение подтвердилось, и обнаружились разломные границы между упомянутыми толщами (Макарычев, Гесь, 1981, 1985). Такие взаимоотношения между ними стали одной из причин разрушения традиционных представлений о докембрийско-раннепалеозойской стратиграфии Тянь-Шаня.

Новые данные по тектонике рассматриваемого региона требовали своего «укрепления» достаточно обоснованным фактическим материалом по стратиграфии. Основные проблемы, решаемые при этом, заключались в:

- 1) возрастном положении доверхнепалеозойских стратифицированных образований;
- 2) характере их латеральных соотношений;
- 3) шарьяжной тектонике, искажающей нормальную стратиграфическую последовательность.

Весомые изменения в доверхнепалеозойской стратиграфии в последнее пятнадцатилетие произошли, главным образом, в Северном Тянь-Шане, где за счет протерозойских образований резко «добавилось» количество нижнепалеозойских толщ, распространенных по всей этой территории. Среди них присутствуют следующие основные группы разрезов: терригенно-карбонатная, офиолитовая и вулканогенно-осадочная. При этом нахождение образований этих резко различных разрезов в единых тектонических «пакетах» не обязывает, как это предполагалось раньше, считать их единой стратиграфической последовательностью. Фактически мы здесь имеем дело с тектоническим совмещением отложений из разных геодинамических комплексов близкого возраста.

В этой главе рассматриваются полученные новые данные о раннепалеозойском возрасте различных по составу стратифицированных

комплексов, считавшихся ранее рифейскими, или искусственно включавшихся в разрезы других нижнепалеозойских толщ.

Терригенно-карбонатные отложения, представляющие собой образования пассивных окраин (см. главу 3), в современной структуре в пересечениях с юга на север выделяются в виде субширотных полос. Океанические и островодужные осадочно-вулканогенные толщи отдельными фрагментами распространены в пределах терригенно-карбонатных разрезов. Последние в традиционных схемах стратиграфии имеют двучленное строение. Нижние части их представлены существенно терригенными олигомиктового состава толщами (или свитами), такими как курганташская, овская, чачойская, тарагайская, джилусуйская, чонкеминская и др. Верхние преобладающе карбонатные толщи обособлены под названиями терсбутакской, суекской, торайгырской, айлампатаусской, талдысуйской, ченерской, ашуайрыкской и других свит. К ним же приурочены немногочисленные строматолитовые и микрофитолитовые остатки ранее предполагавшегося рифейского возраста. Терригенные толщи, в которых не было обнаружено органических остатков, на основе тесной связи их с карбонатными свитами также датировались рифеем.

В последнее время во многих регионах появились данные, указывающие на необходимость критического отношения к выделению докембрия по строматолитам и микрофитолитам. Например, в течение нескольких десятилетий к эталонам докембрийских строматолитов относились конофитоны из стратотипической местности Восточного Саяна, изучавшиеся такими специалистами, как В.П.Маслов и И.К.Королюк. Однако в дальнейшем здесь были установлены и изучены микрофоссилии, а также различные макрофаунистические остатки, указывающие на ордовик-силурийский возраст толщ (Бутов, 1985; и др.). В Зап. Узбекистане совместно с микрофитолитами, считавшимися раньше рифейскими и присутствующими, в частности, в Северном Тянь-Шане, собраны остатки брахиопод кембрия - раннего ордовика (Журавлева, Пяновская, 1985).

Можно привести примеры еще многих таких несоответствий и из других районов, однако не менее представительны для обоснования возраста палеонтологические материалы и по Тянь-Шаню, собранные и частично опубликованные в последние пятнадцать лет.

Из упомянутых выше существенно терригенных толщ органические остатки пока обнаружены только в чонкеминской свите, обнажающейся в Заилийском и Кунгейском хребтах. Ее «омоложение» наметилось в конце 80-х годов, когда в ней были установлены немногочисленные остатки *Hyolithellus*, характеризующие по определению В.В.Мисаржевского вмещающие слои, как нижнепалеозойские (Миколайчук, Нурманбетов, 1988). В дальнейшем при проведении исследований по проекту Кыргызского опытного геодинамического полигона и геологического доизучения масштаба 1:50000 в большей части разреза чон-кеминской свиты, представленного флишоидным переслаиванием песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с немногочисленными прослоями известняков, А.М.Мамбетовым был выявлен значительный комплекс органических остатков. Среди них установлены: трубчатые проблематики *Cylindrochites* cf. *dayzhuandzienensis* Liu, *Panshitubulus* cf. *hulanensis* Liu et Gao, *Hyolithellus* cf. *gingheensis* Liu, *H.* ex gr. *flexa* Liu et Gao; губки *Hyastelia* cf. *tranzitiva* Fedor., *Abnormisella* cf. *insperata* Fedor. (определения А.М.Мамбетова и А.Б.Федорова); водоросли рода *Girvanella*; брахиоподы *Lingulella* sp. (определения А.М.Мамбетова) и обломки трилобитов. Кстати, еще в 70 г.г. XX века В.А.Грищенко в отложениях рассматриваемой свиты обнаружил, а В.И.Гончарова определила трилобиты рода *Asaphidae*. Однако довление во взглядах на возраст этой толщи позднего докембрия привело к тенденциозному отнесению фрагмента ее разреза с трилобитами к другой (ордовикской алматинской) свите. Подобным образом «пострадал» и фрагмент чонкеминской свиты в Заилийском хребте, к востоку от пер. Алматы. Там еще в 60-х годах В.Н.Охотников собрал, а А.Г.Вологдин определил («Стратифицированные...», т.1, 1982) позднекембрийско-

раннеордовикские водоросли *Actinophycus* и *Galinia*. Однако содержащий их фрагмент разреза под названием талгарской толщи был исключен из состава чон-кеминской свиты, хотя фактически он относится к ней. По структурному положению и составу с чон-кеминской свитой сопоставляется преобладающе песчано-алевролитно-сланцевая коскаринская толща. Ее фрагмент обнажается в северо-восточном окончании гор Улькен-Бугуты (Казахстан), где он находится в эрозионном окне среди отложений среднего ордовика. В коскаринской толще А.В.Авдеевым (неопубликованные данные) собраны трилобиты *Solenopleura suavis* Ivch., *S. cf. brachymetopa* Ang., *Coldinella* (?) sp., *Misterella* sp., *Basocephalus* sp., *Phalacroma* sp.

Как видно по приведенным выше спискам окаменелостей, резкое увеличение биостратиграфических материалов показало ошибочность рифейского датирования чон-кеминской свиты. По мнению А.М.Мамбетова (со ссылкой на китайские источники) комплекс упомянутых трубчатых микропроблематик характерен для отложений кембрия-нижнего ордовика Китайской платформы, а аналогичные кремнистые губки присутствуют в средне-верхнекембрийских толщах Сибирской платформы. Остатки брахиопод и трилобитов этот интервал датируют так же (включая низы ордовика). Основываясь на приведенных данных, приходим к заключению, что большая часть отложений чон-кеминской свиты накопилась в кембрии - раннем ордовике. Вместе с тем необходимо отметить, что аркозово-кварцевые конгломерато-печаниковые низы этой свиты, не содержащие органических остатков, могут относиться к позднему венду, тем более, что они имеют рифтогенный облик. Такой вывод поддерживается их сходством с верхнедокембрийскими рифтогенными отложениями и других районов Тянь-Шаня (см. Главу 3).

Существенно карбонатные толщи, перечисленные выше, в некоторых местах Северного Тянь-Шаня в вертикальной последовательности наращивают разрезы, начинающиеся терригенными отложениями. Как отмечено выше, до недавнего времени на основе находок строматолитов и

микрофитолитов они датировались средним-поздним рифеем («Стратифицированные...», 1982; «Докембрий Средней Азии», 1982; и др.). При этом выделялось два возрастных уровня терригенно-карбонатных ассоциаций – среднерифейская и позднерифейская или позднерифейско-вендская, хотя между ними и не было нормальных стратиграфических отношений.

Усиление целенаправленных биостратиграфических работ при геодинамических исследованиях на Кыргызском опытном полигоне и геологическом доизучении масштаба 1:50000 привело к повсеместному изменению возрастных рамок «рифейских» карбонатных толщ. Разнообразные органические остатки были обнаружены почти во всех выделяемых толщах. В западной части Кыргызского хребта, в бассейне р.Кенкол, первыми среди этих окаменелостей были обнаружены остатки из рода *Radiocata* (Клишевич, Журавлева, 1983), находящиеся в «рифейской» овской (терсбутакской) свите, однако характерные для среднего кембрия. Здесь же наблюдаются многочисленные следы илоедов. Практически уже почти во всех перечисленных выше существенно карбонатных свитах установлены водоросли *Proaulopora* sp., *Botomella* sp., *Calcibionta* Luch., *Subtifloria* Masl., *Girvanella* Nich. et Ether., *Tubofyllum* Kras., *Obruchella* Reitl., *Renalcis* div. sp., *Solenopleura* div. sp. (определения Р.Н.Огурцовой), существовавшие в позднем кембрии - раннем ордовике. Этот временной интервал подтверждается сборами акритарх подгрупп *Sphaeromorphitae*, *Acantomorphitae* и *Tasmanitae* (Огурцова, Гесь, Миколайчук, 1992), а также *Ambusculidium* aff. *destombesii*, *Leiofusa* sp., *Timofuvia* aff. *janischevskiy* (определения Р.Н.Огурцовой). Спикулы губок *Hexactinellida* Sollas, *Tetrahonida* Sollas, *Hyastellia* Zittel, *Abnormisella* Fedor., *Ulcundia* sp. и *Triaxonida* (определения А.М.Мамбетова и А.Б.Федорова) характеризуют этот промежуток геологического времени так же. Его фиксируют и определения трубчатых проблематик *Cylindrochites* Liu et Gao (определение А.М.Мамбетова), хиолитов *Ortothecidae* Marek. (определение

В.В.Миссаржевского), *Circoteca Sues.* (определение А.М.Мамбетова), радиолярий *Entactinia* sp., *Conurium* sp., *Sphaeroidae* (определения Б.М.Садрасламова, Р.Н.Огурцовой). Вместе с тем, судя по некоторым окаменелостям, начало накопления рассматриваемых толщ относится к раннему кембрию. Так по заключению А.М.Мамбетова трубчатые проблематики *Cylindrochites* sf. *inflata* Liu et Gao, *Changtuella* ex. gr. *mirabilis* Liu et Gao, хиолительминты *Hiolithellus* cf. *micons* Billings, брахиоподы рода *Linquila* Brugniere, склериты рода *Chancelloria* Walc. начинали свое развитие в раннем кембрии. К раннекембрийским фоссилиям относятся также археоциаты *Syrgoncnema* sp. indet, *Edelstainia* aff. *ramosa* Korde (определения Л.Ногаевой) и скелетные проблематики *Yacutiosphera* Valcovi Вукова (определения А.М.Мамбетова и Р.Н.Огурцовой). Верхняя возрастная граница существенно карбонатных толщ большинством перечисленных выше форм акритарх и трубчатых проблематик определяется тремадоком. Палеозойский возраст отложений карбонатных толщ подтверждается также наличием в них фрагментов трилобитов, мшанок, брахиопод, гастропод, табулят.

Еще один тип терригенно-карбонатных разрезов, считавшихся до недавних пор («Стратифицированные...», т.1, 1982; Беккер и др., 1988; Киселев, 1991; Максумова, 1991; и др.) представителем среднего-верхнего рифея, широко распространен в Таласском хребте и присутствует также в пределах хребтов Кокийримтоо, Капкатас, Байдулы. Как и рассмотренные выше, эти разрезы также состоят из двух частей: практически полностью терригенной нижней (тагыртаусская, сарыджонская, джолджилгинская, джакшинская, улахольская свиты) и терригенно-карбонатной верхней (чаткарагайская, карагырская свиты). Вместе с тем таласские разрезы от обсуждавшихся выше резко отличаются по своим седиментологическим особенностям. Это преобладающий граувакковый флиш с небольшим присутствием вулканогенного обломочного материала в терригенной составляющей разрезов и калькаренитов в карбонатных слоях. Это позволяет считать их представителями комплекса преддугового и задугового прогибов (см. Главу

3) в отличие от обсуждавшихся выше осадков пассивной окраины. Все они сходно покрываются комплексом отложений морской молассы (узунахматская, кызылбельская и др. свиты).

Рифейский возраст таласских разрезов основывался на немногочисленных сборах остатков микрофитолитов и соответствующей трактовке стратиграфических соотношений. Последние привязывались к хорошо фаунистически обоснованному кембрийско-ордовикскому известняку бешташской свиты, как будто согласно завершающей стратиграфию этого региона. Однако в последние годы, наряду с другими аллохтонными взаимоотношениями толщ таласского комплекса отложений, установлен шарьяжный нижний контакт бешташской свиты (Худолей, Семилеткин, 1992; Клишевич, Семилеткин, 1995; и др.). Таким образом, стратиграфические построения лишились прямых геологических доказательств допалеозойского возраста упомянутых выше свит. Более того, в них были выявлены раннепалеозойские органические остатки. Они обнаружены, главным образом, в калькаренитовых прослоях и имеют явные следы переотложения (Мамбетов, Максумова, 1995).

Еще в начале 80-х годов в шлифах из образцов, отобранных из калькаренитов чаткарагайской свиты Р.А.Максумовой и А.Г.Малюжинцем, Б.Ш.Клингер (ЦКГЭ, г.Караганда) обнаружила обломки раковин брахиопод, трилобитов и водорослей, свидетельствующих о палеозойском возрасте вмещающих пород. Однако такой факт в то время почему-то не произвел сдвига в убеждениях исследователей в докембрийском возрасте этих отложений. Но уже в конце 80-х годов при исследованиях по программе Кыргызского опытного геодинамического полигона В.Л.Клишевич с сотрудниками (Клишевич, Семилеткин, 1995) там же в чаткарагайской свите провел отбор образцов для палеонтологических исследований. В них были установлены нижнекембрийские радиолярии *Azirtalia* sp. (по заключению Б.Б.Назарова), тремадокские хитинозои *Agetocystus* и др. (опр. Н.М.Заславской), нижнепалеозойские губки *Protospongia* (опр.

Б.С.Садрасламова), а также лимонитизированные фрагменты трилобитов. Позже (в первой половине 90-х годов) при геологическом доизучении Таласского хребта в этих же толщах были обнаружены спикулы кембрийско-ордовикских кремнистых губок классов *Hexactinellida* и *Monoxinellida* (определение А.М.Мамбетова), кембрийские водоросли родов *Eriphiton* и *Girvanella* (определение В.А.Лучининой) и хиолиты *Allathecidae* gen. et sp. indet (определение А.М.Мамбетова), кембрийско-раннеордовикские беззамковые брахиоподы *Acrotretidae* gen. et sp. indet (определение С.П.Коневой) и другие раннепалеозойские органические окаменелости. Все они находятся в смешанном переотложенном состоянии и происходят из первоначальных отложений от раннего кембрия до тремадока. Отсюда следует, что накопление рассматриваемых флишевых карбонатно-терригенных толщ Таласского хребта началось в раннеордовикское (посттремадокское) время. А так как их седиментологические характеристики близки свойствам фаунистически охарактеризованных ниже-среднеордовикских флишоидов других районов Северного Тянь-Шаня, то верхний возрастной рубеж таласских толщ можно датировать средним ордовиком. Подтверждением этому служит также раннепалеозойский возраст (включая ордовик, по радиоляриям) обломочного материала отложений покрывающей флиш морской молассы (Клишевич, Семилеткин, 1995; Апаяров, Мамбетов, 2001), по седиментологическим характеристикам сходной со (средне-) верхнеордовикской морской молассой Северного и Срединного Тянь-Шаня (см. Главу 3).

Как отмечено выше, к сходным с таласским типом разрезов относятся карбонатно-терригенные отложения хребтов Капкатас и Байдуллы (Макарычев, Гесь, 1981). К ним принадлежат такие свиты как джолджилгинская, джакшинская и карагырская. Они, как и таласские толщи, датировались преимущественно поздним рифеем («Стратифицированные...», 1982; «Докембрий Средней Азии», 1982; и др.). Между тем, необходимо отметить, что уже в 60-х годах прошлого столетия В.Г.Королев

(Криволуцкая, Королев, 1960) геологически обосновал их возраст, как среднеордовикский, хотя отсутствие палеонтологических данных и приводило к различным выводам в отношении их датировки. Надежное обоснование возраста произошло лишь в конце 80-х и начале 90-х годов при исследованиях по программе Кыргызского опытного геодинамического полигона, а так же при геологическом доизучении этого района в масштабе 1:50000 (Миколайчук, Мамбетов, 1998). При этом в нижней (джолджилгинской) свите были найдены остатки ранне-среднеордовикских граптолитов *Expansograptus* ex gr. *extensus* (Hall.) и *Glossograptus* cf. *fimbriatus* (Hopkinson) (опр. Б.М.Шеина). В согласно вышележащей джакшинской свите обнаружены граптолиты лланвирна – карадока *Pseudoklimacograptus* cf. *romanovski* Keller. и *Pseudoklimacograptus* ex gr. *sharenbergi* (Lapworth). Таким образом, по возрасту эти свиты соответствуют ниже-среднеордовикским отложениям соседних районов Северного Тянь-Шаня (например, долонской серии). Об этом свидетельствуют и седиментологические характеристики упомянутых флишоидных и флишево-вулканогенных комплексов (см. след. главу), содержащих граптолиты раннего-среднего ордовика.

Терригенно-карбонатная карагырская толща, отделяющаяся крупным разломом от упомянутых выше свит, в карбонатных (калькаренитовых) горизонтах содержит остатки спикул губок *Hexactinellida sollas* (опр. Р.Н.Огурцовой), радиолярий родов *Sphaeroidae* и *Entactinia* (опр. Р.Н.Огурцовой), водорослей *Tubophyllum* ex gr. *victory* (Krasnop.), *Girvanella problematica* Nich. (опр. В.А.Лучининой), акритарх *Baltispheridium* sp. и *Mistridium* sp. (опр. Р.Н.Огурцовой), трубок червей *Hyolithellus* cf. *micans* Bill. (опр. А.М.Мамбетова) и беззамковых брахиопод *Lingula* sp. (опр. П.П.Мисюса). Все вместе эти фоссилии по заключению Р.Н.Огурцовой и А.М.Мамбетова (Миколайчук, Мамбетов, 1998) обозначают возрастной интервал в пределах кембрия-ордовика. Вместе с тем беззамковые

брахиоподы сужают его до раннего-среднего ордовика, не исключая и ограничение возраста в пределах среднего ордовика.

Как упоминалось выше, в пределах Северного и Срединного Тянь-Шаня установлены фрагменты разрезов офиолитовых вулканитов и осадочно-вулканогенных образований, сформированных в трех геодинамических обстановках: спредингового задугового бассейна, спредингового океанического бассейна и энсиматической островной дуги. При этом в современной структуре относительно наиболее полно сохранились разрезы основных вулканитов задугового бассейна и энсиматической островной дуги. Необходимость критического анализа возрастного положения этих образований вызывалась существованием противоречивых взглядов на датировку конкретных толщ, представляющих соответствующие геодинамические комплексы. Так среди комплексов, отнесенных мной в этой и других работах к представителям задуговых бассейнов, еще лет пятнадцать-десять назад по «стратиграфическим» взаимоотношениям с терригенно-карбонатными толщами выделялись образования позднерифейского (терекская, терсейская, ириторская толщи) и раннекембрийского (караарчинская, каракаттинская толщи) возраста. Однако современные картируемые разрезы Северо-Тянь-Шаньского региона отражают не исходную стратиграфию, а, как упоминалось выше, комбинацию тектонически наложенных покровных пластин (Макарычев, Гесь, 1981). Но уже тогда были получены сведения о петрогеохимическом составе пород всех упомянутых свит и появилось предположение о их синхронности в пределах раннего палеозоя (Гесь, Макарычев, 1985). Оно основывалось также на первых органических остатках палеозоя, собранных в прослоях кремней среди «рифейских» и кембрийских вулканитов (Митрофанова и др., 1983). При этом набор микрофоссилий был практически общим для предполагавшихся двух возрастных групп вулканитов.

Достаточная аргументация возраста рассматриваемых базитовых толщ была достигнута лишь в конце 80-х - 90-х годах при исследованиях по

программе Кыргызского геодинамического полигона и работах по геологическому доизучению масштаба 1:50000. В это же время появились отдельные публикации, основанные на новых сборах и определениях органических остатков в «рифейских» толщах, доказывающих их раннепалеозойское происхождение (Максумова, Коновод, Огурцова, 1987; Васильев, 1989; Огурцова, Коновод, 1993; и др.). Дополнительное надежное подтверждение возраста получили также базальты, считавшиеся кембрийскими (Колосов и др., 1983; Киселев, Апаяров, 1987; Хераскова и др., 1997; Миколайчук и др., 1997). Особое влияние на обоснование раннепалеозойского возраста офиолитовых базальтов оказали палеонтологические исследования А.М.Мамбетова, Р.Н.Огурцовой, В.П.Чернышука, С.В.Лихомана, В.А.Лучининой, Б.М.Садрасламова и др. В разрезах практически всех упомянутых выше вулканогенных свит в кремнистых прослоях, горизонтах и в яшмовидном заполнении между базальтовой шаровой отдельностью ими определены преобладающе раннекембрийско-тремадокские окаменелости конодонтов *Furnishina* cf. *furnishi*, *Westergardodina* cf. *amplicava* Muller, *Diaphanodus* cf. *memorabilis* Dub., *Oistodus fungangensis* Lungi., *O. ex gr.americanus* (Serpogli), *Acodus* sp., *Pacelodus tenuis* Muller, *Prooneotodus* ex. gr. *multiformis* Dub., *P. gallatini* Muller, *Cordilodus* ex. gr. *proavus* Muller, *C. cf. lensi* Muller, *Amphigeisia* cf. *Renae* Mamb. et Miss., *Hercinia* ex gr. *Danica*, *Proacontiodus jilinensis* (Chen et Gong), *Prosagitodontus* sp. (опр. А.М.Мамбетова, В.П.Чернышука, С.В.Дубининой); радиолярий *Entactinosphaera* ex gr. *aksakensis* Naz., *Ulcundia* aff. *incomperta* Naz., *Entactinia* cf. *elongata*, *Naplentactinia* aff. *armillata* (опр. Б.М.Садрасламова, С.М.Лихомана, Б.Б.Назарова); спикул губок классов *Hexactinellida*, *Monactinellida*, а также *Protospongia* sp., *Hiastella transitiva* Fedor., *Abnormisella inspirata* Fedor., *Cancelloria* (опр. А.М.Мамбетова); хиолитов *Alateca* sp., *Alphiteca* Miss., *Micatheca explicata* Mamb. et Miss., *Contithecata* sp., *Micriastridium* cf. *abscurum* Volk., *Izhoria angilata*, *Poligonium minimum*, *Implowiculus fimbriata*, *Pterospermopsis* div. sp., *Ovulum* div. sp.,

Crystallinum cf. batullatum, *Cr. cf. cambriense*, *Cymatiogalea cf. culivieri* (опр. Р.Н.Огурцовой). Кроме того, специализированные сборы в межшаровых кремнях каракаттинской свиты «обогатили» кембрийскую коллекцию окаменелостей водорослями, длинный список которых приводится в работе (Колосов и др., 1983). Обнаружены также остракоды из рода *Paleosonida* и ядра беззамковых брахиопод *Lingulidae* (опр. А.М.Мамбетова и П.П.Мисюса).

Упомянутые выше базальты энсиматической островной дуги раньше относились к представителям океанических хребтов, или задуговых бассейнов (Гесь, Макарычев, 1985). Однако их петрогеохимические особенности (см. главу 3), изученные мной в 90-х г.г. привели к заключению (Гесь, 1997, 1999, 2003 и др.) об их островодужной природе. Что же касается их возраста, то они, как и задуговые вулканиты, раньше («Стратифицированные...», т.1, 1982; «Докембрий Средней Азии», 1982; и др.) датировались поздним рифеем (бельтепшинская, ашутурукская толщи), или условно ранним кембрием (тургенъаксуйская толщи). Однако эти представления о возрасте были основаны на общих рассуждениях. Но уже в конце 80-х – 90-х гг. при исследованиях по проектам геодинамического полигона, геологического доизучения в рассматриваемых толщах были собраны и определены микропалеонтологические остатки.

Так в кремнях из бельтепшинской базальтовой толщи, начинающей видимый разрез, были обнаружены микросклеры кремнистых губок *Protospongia* sp. (опр. Б.М.Садрасламова), известные с раннего кембрия (Васильев, 1983). Этими исследователями такие же остатки губок, а также радиолярий *Inanigutta* sp. indet, были установлены в кремнях среди вулканитов тургенъаксуйской и ашутурукской толщ. Но наибольшее количество органических остатков собраны и определены в течарской вулканогенно-обломочной толще с прослоями карбонатов, завершающей островодужный разрез (Миколайчук и др., 1998; Хераскова и др., 1998). Здесь в калькаренидах установлены хиолиты *Microcornus parvulus* Mamb., M.

talassicus Mamb., хиолительминты *Hyolithellus vladimirovae* cf. Miss., *Torelrella grandis* Meshk.; гастроподы и ростроконховые моллюски *Yochelcionella conformis recta* Miss., *Mellopegma* cf. *georgiensis* Runn. et Jell, *Pelagella lorenci* Kob.; протоконодонты *Amphigeisina renae* Mamb. et Miss. *Hercina bisulcata* Mull., *Proconodontus* sp.; трилобиты *Olenoides*; беззамковые брахиоподы *Paleoschmidites* sp., *Eotella* sp., *Linnarsonia* sp., *Micromitra* sp., *Canalilatus* sp. По заключению определявших палеонтологов (А.М.Мамбетов, Г.Т.Ушатинская, П.П.Мисюс, Г.Х.Ергалиев) этот набор окаменелостей характеризует временной интервал ранний кембрий, ботомский век – средний кембрий. Налегание с размывом и несогласием на эти толщи аренигско-среднеордовикских отложений (джолджилгинская свита) в принципе позволяет «повысить» верхний временной рубеж накопления этих образований по тремадокский век раннего ордовика.

Из рассматриваемых «стратиграфических» разногласий следует также обратить внимание еще на одно. Это – возраст вулканогенно-осадочных отложений (караджоргинская, котуджанская, таштамбекторская свиты и их аналоги), которые по своим характеристикам отнесены мной к геодинамическим комплексам задугового и преддугового бассейнов, сопровождавших энсиматическую островную дугу (см. след. главу) и имеющие также пространственную и парагенетическую связь с задуговыми базальтами. Еще недавно («Стратифицированные...», т.1, 1982; и др.) представление об их возрастном положении основывалось на сборах фаунистических остатков в так называемых известняковых «риффах». Однако мною и другими было установлено (Гесь, 1980; Максумова, 1987), что эти «риффы» представляют собой олистолиты и олистоплаки, сконцентрированные в несколько горизонтов среди турбидитов. Соответственно время накопления последних не может определяться органическими остатками в олистолитах, а для надежной датировки осадконакопления требуются поиск и определение фоссилий в матрице, вмещающей олистолиты. Мной уже было показано (Гесь, 1980), что возраст

матрикса «отстает» от датировки олистолитов («рифов»): в нем были встречены трилобиты *Hysterolenus* позднекембрийско-тремадокского облика, в то время как олистолиты заключали более древние трилобиты. В дальнейшем (Максумова и др., 1988; Хераскова и др., 1997; Миколайчук и др., 1997) в матриксе олистостромов, а также и в «безолистолитовых» карбонатно-углеродистых, туфосилицитовых и граувакковых турбидитах были обнаружены (опр. В.П.Чернышука, С.В.Дубининой) детрит беззамковых брахиопод (E_3), остатки конодонтов *Prooneotodus gallatini* (E_3-O_{1tr}), *Westergaardodina* sp., *Furnishina* sp. (E_3), а также *Oistodus parallelus* Pander, *Drepanodus proteus* Lind., *Scolopodus* aff. *quadraplicatus* (Br. et M.), *Acodus* sp., *Cordilodus* sp. тремадокского возраста. Кроме перечисленных конодонтов, в туфокремнистых отложениях караджоргинской свиты собраны позднекембрийско-тремадокские радиолярии, спикулы губок и акритархи (опр. Р.Н.Огурцовой). Они же встречаются в таштамбекторской и др. свитах. Рассматриваемые отложения с размывом и несогласием покрываются аренигско-среднеордовикским флишем, что дополнительно «закрепляет» их верхний возрастной рубеж.

Обоснование возраста спрединговых океанических базальтов и сопровождавших их отложений значительно затруднено из-за фрагментарности их аллохтонов, сохранившихся в пределах Срединного и северной части Северного Тянь-Шаня. Останцы metabазальтового комплекса с прослоями апокремнистых кварцитов и известняков в Срединном Тянь-Шане в Чаткальском хребте представлены зеленосланцевой каратерекской толщей с постепенным наращиванием ее разреза базальтово-кремнисто-сланцевой чаткальской и покрывающей ее чаначской свитой кремнистых яшмовидных сланцев с редкими покровами базальтов (Е.Христов, Иванов и др., 1999).

До недавнего времени («Стратифицированные...», т.1, 1982) каратерекская толща по «метаморфическим» признакам считалась рифейской. Однако упомянутые выше авторы установили постепенное

снижение степени метаморфизма от апобазальтовых динамосланцев каратерекской свиты к базальтово-кремнисто-сланцевой чаткальской свите. В кремнистых алевролитах они обнаружили комплекс конодонтов «глубоководной» ассоциации *Drepanoistodus* sp., *Paracordylodus* sp., *Periodon* cf. *aculeatus* (Hadding) и др., характерных для аренига – начала среднего ордовика. Кроме того, в чаначской свите ими установлены ордовикские радиолярии. Учитывая несогласное налегание на различные части разреза этого фрагмента океанического комплекса верхнеордовикской молассы неоавтохтона (см. главу 3), приходим к выводу о его среднеордовикской верхней возрастной границе. Нижний рубеж каратерекской толщи, с учетом ее постепенного вертикального перехода в аренигско-среднеордовикскую чаткальскую свиту, может быть понижен до кембрия-тремадока. Этот вывод подтверждается и наличием кембрийских хиолитов в прослоях известняков среди апобазальтовых зеленых динамосланцев конгуртобинской толщи в северных отрогах Ферганского хребта (по неопубликованным данным С.Е.Христова), имеющей полное сходство с каратерекской толщей.

Фрагменты различных частей офиолитового комплекса спредингового типа из Жалаир-Илийского океанического бассейна в аллохтонном залегании на Северо-Тянь-шаньском микроконтиненте присутствуют в Заилийском хребте и в хр.Кунгей-Алатоо (см. главу 3). Из стратифицированных образований к ним относятся базальты с немногочисленными прослоями кремней и известняков (аксайская, ичкесуйская и курсайская толщи) и фтаниты-радиоляриты жилыспайской толщи. Некоторые из этих литостратиграфических единиц, как и рассмотренные выше, согласно общегеологическим и структурным представлениям датировались или поздним рифеем (например, ичкесуйская толща) или «вводились» в состав других толщ раннепалеозойского возраста, имеющих иные геодинамические характеристики (например, в джамбульскую свиту на северном склоне Заилийского хребта и в хр. Кындыктас). Однако геологическое доизучение этого региона и другие тематические исследования позволили прийти к

новому современному варианту стратиграфии верхней части рассматриваемой офиолитовой ассоциации. Так А.В.Авдеевым (Авдеев, Ковалев, 1989) в прослоях кремней среди базальтов аксайской толщи установлены кембрийские хиолиты и редкие спикулы губок. В кварцитизированных фтанитах-спонголитах, залегающих выше базальтов, им же обнаружены конодонты, среди которых Л.С.Тимофеева описала следующие формы: *Cordylodus angulatus* Pander, *C. rotundatus* Pander, *Drepanodus pristinus* Viyga., характерные для тремадокского яруса нижнего ордовика. Таким образом, довольно определенно устанавливается кембрийско-тремадокский возраст стратифицированной части обсуждаемых офиолитов. Их верхний возрастной рубеж фиксируется также несогласным налеганием аренигско-среднеордовикского флиша, содержащего в своем базальном горизонте обломки кремней с конодонтами тремадока.

Еще одно подтверждение раннепалеозойского возраста верхней части фрагментов офиолитового комплекса, обдуцированных из Жалаир-Илийского океанического бассейна, поступило из района южного склона Заилийского хребта и хр. Кунгей-Алатоо. Здесь в последние годы при геологическом доизучении масштаба 1:50000 в прослоях кремней, известняков среди базальтового разреза «рифейской» ичкесуйской толщи А.М.Мамбетовым обнаружены и определены трубки проблематик *Cylindrochites* cf. *daizhuangriensis* Liu, *C. sp.*, спикулы губок *Hexactinellida*, беззамковые брахиоподы и обломки трилобитов. По мнению этого палеонтолога перечисленные формы характерны для позднего кембрия-раннего ордовика. Однако нижний возрастной рубеж базальтов ичкесуйской свиты еще не ясен. Сверху же она с размывом покрывается аренигскими отложениями.

Таким образом, выполненный анализ нового палеонтологического фактического материала, изложенного выше, вскрывает недостаточную строгость исходных положений «классических» схем стратиграфии доверхнепалеозойских отложений Северного и Среднего Тянь-Шаня. С его

помощью произведена «передатировка» большинства докембрийских отложений в раннепалеозойские. При этом выяснилось, что достоверность выделения протерозойских образований при помощи биостратиграфического метода (микрофитоциты, строматолиты) ненадежна. Новые палеонтологические материалы подтвердили появившиеся наблюдения не стратиграфического, а аллохтонного тектонического, чередования и синхронность ряда толщ, принадлежавших резко различным геодинамическим комплексам, что свидетельствует о крупных первоначальных вариациях осадконакопления и вулканизма по латерали и последующих значительных тектонических перемещениях. Все это имеет весомое значение для раскрытия важнейших закономерностей геологического строения и геодинамической эволюции каледонского орогена Тянь-Шаня.

Глава 3 Геодинамические комплексы и террейновая структура каледонид Тянь-Шаня

На основе изучения и актуалистической интерпретации геодинамических комплексов в каледонидах Тянь-Шаня мною выделяются несколько микроконтинентальных, палеоокеанических и островодужно-краевоморских автохтонных и аллохтонных террейнов*, а также «сшивающие» и покрывающие объединившиеся террейны неоавтохтонные комплексы изверженных и осадочных пород. Террейны ограничены раннепалеозойскими шовными зонами (сутурами), или крупными надвигами, и сгруппированы в сложный тектонический коллаж (мозаику), сформировавшийся как аккреционная структура к концу ордовика-силуре.

Значительная часть этих террейнов перекрыта верхнепалеозойскими-мезокайнозойскими отложениями и нарушена позднепалеозойскими и неотектоническими дизъюнктивными дислокациями, поэтому характер строения террейнов может быть представлен путем сопоставления их отдельных обнажающихся фрагментов, имеющих чаще всего вторичные границы.

* Террейном в понимании основоположников этого термина (Jones et al., 1983; Glossary of geology, 1987; и др.) является ограниченное разломами геологическое тело (тектоническая единица) региональной протяженности, характеризующееся геологической историей, отличающейся от таковой смежных террейнов. Этот термин означает то, что каждый террейн характеризуется определенной возрастной последовательностью представляющих его геодинамических комплексов.

Под термином «геодинамический комплекс» понимается естественная ассоциация структурно-вещественных комплексов, сформировавшихся в определенной геодинамической обстановке и образующих закономерные пространственно-временные сочетания, определяемые условиями формирования (Буш, Кац, Хаин, 1988). Террейны классифицируются по происхождению в соответствии с природой слагающих их геодинамических комплексов (Jones et al., 1983; Парфенов и др., 1993, 1998; и др.)

Ниже приводится описание и анализ геодинамических комплексов и террейновой структуры каледонид Тянь-Шаня. Они иллюстрируются «Геодинамической картой» масштаба 1:1000000 и «Диаграммой террейнов» (приложение 1). Этот анализ проводился мной с позиций классических интерпретаций и опыта основателей террейновой концепции (см. ссылки выше, в примечании) с учетом особенностей геологического строения рассматриваемого региона.

3.1 Микроконтинентальные террейны

В пределах каледонского орогена Тянь-Шаня под названием срединных или стабильных массивов с давних пор выделялись выступы раннедокембрийских комплексов глубокометаморфизированных пород. Их современное положение с фиксированных позиций трактовалось неизменным еще с докембрия. При этом считалось, что эти метаморфические комплексы образуют общее основание колонны геосинклинальных отложений верхнего докембрия-нижнего палеозоя в пределах рассматриваемых здесь Северного и Срединного Тянь-Шаня (Геология СССР, т. XXV, 1972; Стратифицированные..., т. 1, 1982; Докембрий Средней Азии, 1982; и др.). Однако, как будет показано ниже, такой единой последовательности резко различных по происхождению отложений не существует. Они образовались в разных геодинамических обстановках и совмещены в более позднее время.

Что касается метаморфических комплексов Северного и Срединного Тянь-Шаня, то с учетом данных по соседним регионам Центральной Азии можно достаточно надежно предположить, что они представляют собой кратонные террейны, являющиеся фрагментами распадавшегося в рифее-венде континента Родиния (Коваленко и др., 1993; и др.), или Восточная Гондвана (Зоненшайн и др., 1990; Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994; и др.), окруженного до этого океаническими и, возможно,

островодужными террейнами, которые впоследствии аккретировались к континенту. Вместе они образовали сложную структуру, состоявшую из фрагментов континентальных, океанических и других геодинамических комплексов, подвергшихся метаморфизму и коллизионной гранитизации. Именно такое строение метаморфических выступов основания и представляло собой краевую часть Восточной Гондваны, на которую впоследствии (в позднем рифее-венде) воздействовал континентальный рифтогенез, сменившийся в части рифтов спредингом и отделением микроконтинентов (террейнов), окружавшихся новообразованными океаническими бассейнами (см. Главу 4).

Фрагменты Северо-Тянь-Шаньского и Срединно-Тяньшаньского террейнов (микроконтинентов) включают в себя (1) глубокометаморфизованное досреднерифейское основание, (2) комплексы среднерифейско-вендских континентальных рифтов и (3) поздневендско-раннепалеозойский осадочный чехол, представленный комплексами пассивных окраин этих микроконтинентальных террейнов. Судя по такому строению террейнов, можно было бы предполагать, что толщи, залегающие на метаморфическом основании, представляют собой «сшивающие» единицы террейновой тектоники. Однако, учитывая то, что комплексы континентальных рифтов начинали дисперсию кратона Восточной Гондваны, а чехольные комплексы завершали формирование уже разделенных кратонных террейнов (микроконтинентов) - Срединно-Тянь-Шаньского и Северо-Тянь-Шаньского, более достоверным будет включать их в единую структуру каждого в отдельности микроконтинентального террейна, несмотря на значительное сходство комплексов их оснований.

3.1.1 Срединно-Тянь-Шаньский террейн: границы, геодинамические комплексы и структура

3.1.1.1 Очертания и границы террейна

Срединно-Тянь-Шаньский террейн* в современной тектонической структуре представлен несколькими выступами его метаморфического основания субширотно-северо-западного простирания, а также фрагментами образований континентальных рифтов и пассивных континентальных окраин. Судя по размещению этих выступов и фрагментов, сохранившихся среди других останцов различных более молодых геодинамических комплексов после позднепалеозойских и неотектонических дислокаций (сжатие и дисперсия), рассматриваемый террейн имеет видимую ширину от 15-20 км до 150-200 км при длине на территории Кыргызского Тянь-Шаня до 800 км с продолжением на восток в Китайский Тянь-Шань и на северо-запад в горы Большой Каратау и Улутау в Казахстане.

От Северо-Тянь-Шаньского микроконтинентального террейна (с севера) и герцинид Южного Тянь-Шаня (с юга) Срединно-Тянь-Шаньский террейн отделяется структурными швами (сутурами) соответствующего возраста: северная сутура трассирует след уничтожения литосферы разделявшего микроконтиненты каледонского палеоокеана (см.ниже), а южная-герцинского. В предлагаемой работе согласно ее цели рассматривается только каледонский шов. Южный шов обсуждался во многих публикациях (см. в частности: Буртман, 1976; Бискэ, 1996; и др.) и ввиду принадлежности его формирования к посткаледонскому (герцинскому) этапу развития Тянь-Шаня, здесь он не анализируется.

* *Срединно-Тянь-Шаньский террейн находился в составе более крупного Таримского микроконтинента, от которого он был отделен зародившимся в ордовике Туркестанским палеоокеаном. С того времени в тектонических процессах он участвовал уже самостоятельно.*

Как известно (Dewey, 1977; Хаин, 1992; и др.), структурные швы, или сутуры, являются важнейшими элементами структуры континентов или орогенных поясов. Они представляются также основными границами в террейновой тектонике (Coney et al., 1980; Jones et al., 1983; Парфенов и др., 1998; и др.). Согласно упомянутым работам главными признаками сутур являются линзы офиолитов (серпентинитов, серпентинитового меланжа и др.), глаукофановых сланцев, эклогитов, а также различия в строении геодинамических комплексов определенных этапов развития соседствующих террейнов и возможные резкие перепады в гравитационном поле.

Сутурный шов, разделяющий Северо-Тянь-Шаньский и Срединно-Тянь-Шаньский террейны давно известен, как Важнейшая структурная линия Тянь-Шаня (Николаев, 1933), или Линия Николаева, рассматриваемая в качестве яркого примера глубинных разломов (Пейве, 1945).

Значительным вкладом в изучение рассматриваемой структуры является работа М.Г. Ломизе (1994), основанная на собственных исследованиях с анализом данных и представлений других авторов. Определенный вклад в изучение этого шва внес и автор предлагаемой работы (Макарычев, Гесь, 1981; Гесь, 1997 и др.). Эти данные и использованы для приведенной ниже краткой характеристики Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня с точки зрения на нее, как на каледонский сутурный шов, подвергшийся интенсивному последующему тектоническому воздействию позднепалеозойских и альпийских дизъюнктивных дислокаций. Последние и явились одной из причин отсутствия, или ограниченного наличия, в современной тектонической структуре некоторых из упомянутых выше индикаторов сутуры. Однако их все же достаточно для того, чтобы проследить последнюю, разграничивающую Северо-Тянь-Шаньский и Срединно-Тянь-Шаньский террейны.

Прослеживая разломы, наиболее подходящие для трассирования границы между этими террейнами, убеждаемся, что наиболее близка к ней система неотектонических сдвигов, имеющих (с запада на восток)

субширотно-северо-восточное простираение. На западе они срезаются известным позднепалеозойско-неотектоническим Таласо-Ферганским сдвигом, по которому западная часть Срединно-Тянь-Шаньского террейна на 250 км сдвинута на северо-запад (Буртман, 1964; и др.)

В последние годы появились мнения (Замалетдинов, Осмонбетов, 1988; Ломизе, 1994) о резком повороте сутуры в районе Сусамырского хребта с субширотного на северо-западное направление. При этом так называемая Таласская зона отнесена к Срединному Тянь-Шаню, а граница между террейнами проводится по очертаниям выходов офиолитов. Между тем последние, как будет показано ниже, имеют аллохтонное залегание, а нижнепалеозойские (раньше-рифейские) таласские терригенные и терригенно-карбонатные толщи по своему минералогическому составу и петрохимическим особенностям полностью соответствуют нижне-среднеордовикским образованиям неавтохтона в Северном Тянь-Шане, индицирующим отложения преддугового прогиба. Как было уже показано нами ранее (Макарычев, Гесь, 1981), крупные фрагменты этого таласского разреза сохранились в современной структуре и восточнее Таласа (горы Байдуллы, Капкатас) в тесном сообществе с другими элементами раннепалеозойских островных дуг (см. ниже).

Как отмечено выше, одним из основных признаков сутурного (коллизийного) шва, отделяющего Срединно-Тянь-Шаньский террейн от Северо-Тянь-Шаньского, представляется разница в характере геодинамических комплексов пассивных континентальных окраин этих микроконтинентов. Так чехол Срединно-Тянь-Шаньского микроконтинента представлен флишоидно-карбонатно-кремнистыми отложениями поздневендско-раннепалеозойских континентальных склона и подножья, обнажающихся к югу от «Линии Николаева». В то же время с северной стороны этой структуры к ней примыкают разрезы терригенно-карбонатных мелководных отложений шельфа Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента (террейна), местами покрытого аллохтонными фрагментами комплексов

кембро-ордовикских энсиматической островной дуги и краевого моря. Кроме того, в предполагаемой сутурной зоне местами сохранились круто погружающиеся дуплексы, сложенные офиолитами океанической коры, очевидно, представляющие аккреционную призму океанического бассейна.

К «Линии Николаева» (по материалам А.Н.Лобанченко и др.) приурочена резкая гравитационная ступень: к северу от нее установлено положительное гравитационное поле, а к югу плотность пород значительно понижается, что можно объяснить присутствием в первом случае упомянутых выше крупных аллохтонных фрагментов основных краевоморских геодинамических комплексов. Кроме того, граница отрицательных и положительных значений вертикального градиента скорости продольных сейсмических волн в слоях 50-35 и 35-20 км коры совпадает со многими звеньями рассматриваемой сутуры. Таким образом, все эти признаки тектонического и геофизического строения достаточно достоверно подтверждают сутурный характер Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня, как граничного элемента между Северо-Тянь-Шаньским и Срединно-Тянь-Шаньским террейнами.

3.1.1.2. Геодинамические комплексы и структура

3.1.1.2.1 Докембрийское аккреционное основание террейна (р R₂)

Выступы докембрийских комплексов глубокометаморфизированных пород в Срединно-Тянь-Шаньском (для того времени-Таримском) каледонском террейне являются фрагментами его основания. Наиболее представительными среди них являются Сарыджазский и Кассанский выступы площадью до нескольких сотен квадратных километров каждый и ряд более мелких блоков. В современной тектонической структуре все они находятся в автохтонном (параавтохтонном), или аллохтонном, залегании

среди разновозрастных образований различных, более молодых, геодинамических комплексов. На поверхности это основание обычно обнажается в ядрах антиформ или в моноклинальных автохтонах из-под аллохтонных средне (верхне) рифейских-раннепалеозойских пластин. Кроме того, они значительно диспергированы позднепалеозойскими и неотектоническими движениями.

Интенсивные структурно-вещественные преобразования исходных пород этого основания затрудняют достаточно объективную интерпретацию геодинамических обстановок их формирования. Однако анализ состава развитых по ним метаморфитов и их структурных соотношений позволяет все же прийти к выводу о сложной первичной структуре основания микроконтинентального террейна, представляющей собой аккреционные ансамбли первоначально различных геодинамических комплексов, фрагменты которых можно реставрировать в современной структуре отдельных блоков основания.

Сарыджазский блок основания микроконтинентального террейна, протягивающийся от истоков р. Сарыджаз до истоков р. Нарын, более чем на две трети составлен амфиболитами совместно с амфиболизированными метадиабазами, амфиболовыми, биотит-амфиболовыми и меланократовыми биотитовыми сланцами и амфиболовыми плагиогнейсами, образующими сложно-складчатую структуру этого комплекса. Реже встречаются прослои мраморов, пироксеновых и слюдяно-гранатовых сланцев, слюдяных микрокварцитов. По нашим наблюдениям (Макарычев, Гесь, 1981) и неопубликованным данным Т.А.Додоновой между амфиболизированными диабазами, метагаббро, местами серпентинитами, амфиболитами, амфиболовыми, биотит-амфиболовыми сланцами, амфиболовыми и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами существуют постепенные переходы, обусловленные степенью метаморфических преобразований при участии метасоматоза и гранитизации. Следовательно, протолитами меланократовых метаморфических пород являются вулканиты основного состава близкие к

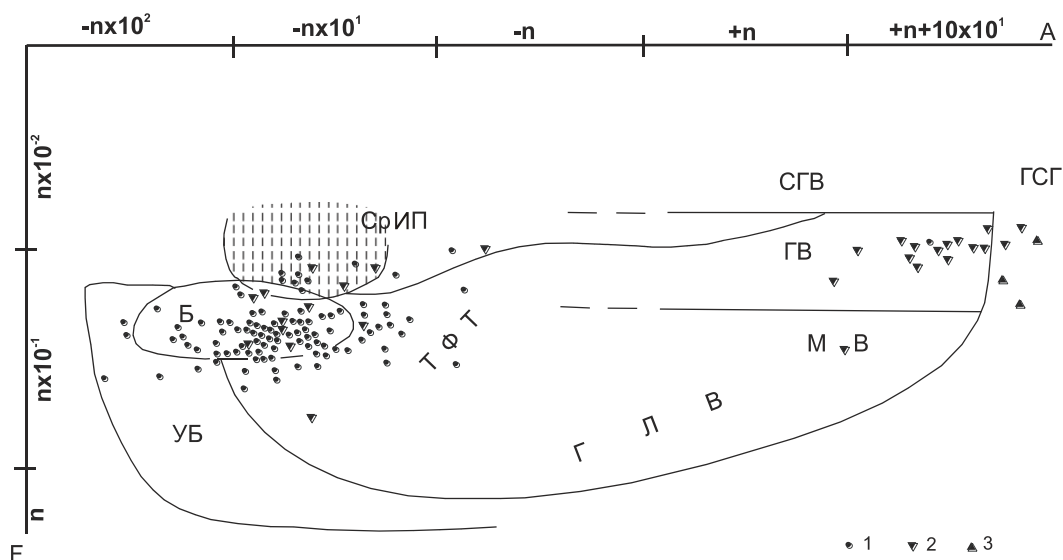


Рис. 1. Диаграмма А.А. Предовского для меланократовых метаморфитов Тянь-Шаня.

1– амфиболитизированные эклогиты, амфиболиты и биотитовые амфиболиты Северного и Среднего Тянь-Шаня; 2– биотитовые сланцы в Актюзском и Кеминском районах Северного Тянь-Шаня и в Среднем Тянь-Шане; 3– гранат-мусковит-кварцевые сланцы в Макбальском районе Северного Тянь-Шаня. Поля исходных пород обозначены буквами: УБ – ультрабазиты, Б – базиты, СрИП – изверженные породы среднего состава, ТФТ – туффиты с основным и ультраосновным материалом, ГЛВ – смешанные продукты глубокого выветривания основных и ультраосновных пород, СВ – граувакки, СВГ – субграувакки, МВ – мелановакки, ГСЛ – гидрослюдистые глины. Заштриховано поле щелочных магматитов.

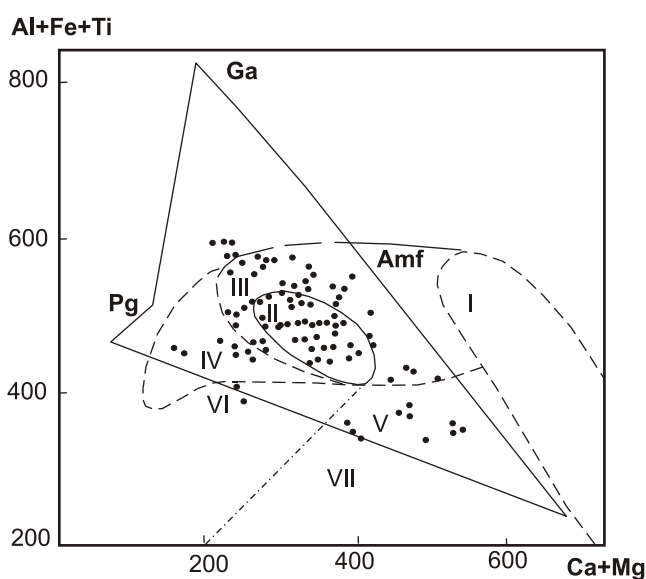


Рис. 2. Диаграмма распределения составов ультраосновных (I), основных (II – поле максимальной концентрации составов и III – с учетом возможных разновидностей) и средних (IV) изверженных пород, а также песчано-глинистых граувакк, пелитовых туфов, туфогенных песчаников, основных мономиктовых и полимиктовых песчаников (граувакки основного состава), известковистых туфов (V), глин, аргиллитов, алевролитов, аркозовых и мергелистых песчаников (VI) и глинистых, доломитовых и известковистых мергелей (VII) относительно области устойчивости амфиболитов и гранатовых амфиболитов. Последняя ограничена линиями переменных составов роговой обманки (Amf), олигоклаз-андезина (Pg) и граната (Ga). Черные точки – амфиболиты, гранатовые амфиболиты, эклогитоподобные породы нижнего протерозоя Тянь-Шаня.

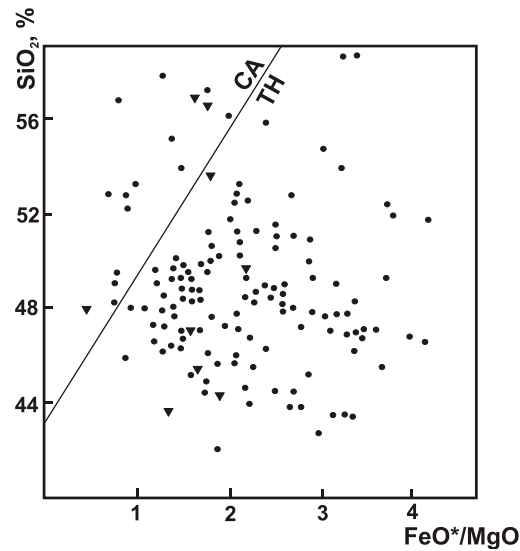


Рис. 3. Составы меланократовых метаморфитов (в вес. %), выраженные через вариации содержаний SiO_2 , с увеличением отношений FeO^*/MgO . CA – известково-щелочные составы, TH – толеитовые составы. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

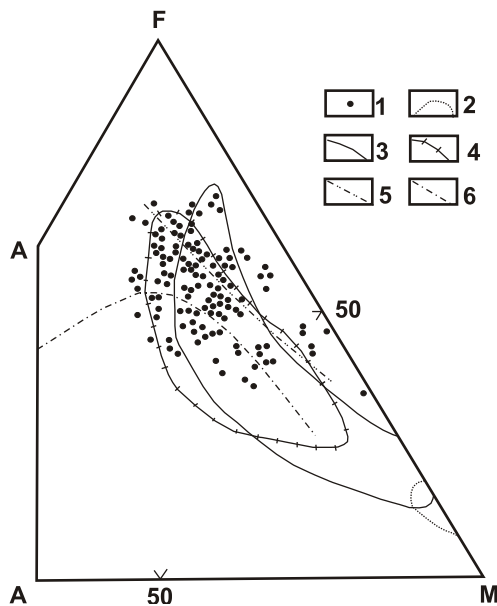


рис. 4

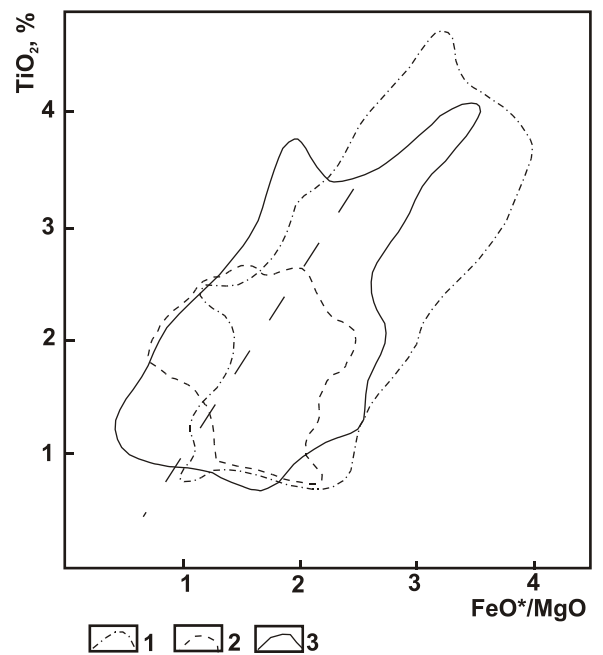


рис. 4а

Рис. 4. Диаграмма AFM для пород протогабброидной ассоциации докембрийских выступов Тянь-Шаня.

1– амфиболиты, амфиболовые сланцы; 2–3– породы меланократового фундамента: 2– ультрабазиты, 3– габброиды; 4– вулканические породы дна океанов; 5– линия составов толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов; 6– линия раздела толеитовых и щелочных серий.

Рис. 4а. Составы пород меланократовых метаморфитов (в вес. %), выраженные через вариации содержаний TiO_2 , с увеличением отношений FeO^*/MgO .

1-3– линии, ограничивающие поля составов меланократовых метаморфитов Актюзского (1) и Макбальского (2) районов Северного Тянь-Шаня, Срединного Тянь-Шаня (3). Пунктирная прямая линия показывает направление эволюции составов океанических базальтов. Остальные условные обозначения см. на рис.4

породам офиолитовой ассоциации. Это подтверждается также петрохимическими реконструкциями состава протолитов (см. рис.1-4а; прилож.2, табл. 1-2) Вместе с тем часть биотитовых сланцев совместно с карбонатной и кварцевой составляющей видимого разреза представляют собой осадочные отложения чехла микроконтинента (или пока еще континента Восточная Гондвана). Такая «смесь» основных метавулканитов офиолитового характера с осадочными чехольными отложениями, естественно, могла образоваться в определенной обстановке амальгамации, или аккреции океанических и континентальных образований, при этом метаморфизованных и гранитизированных.

По данным свинец-свинцового отношения в цирконах наиболее древняя цифра возраста получена для амфибол-биотитовых сланцев, обнажающихся в Сарыджазском блоке в бассейне р. Куйлю*. Она соответствует возрасту 2616 ± 50 млн. лет (Киселев, 1991). Авторы этого определения считают, что оно отражает время гранулитового метаморфизма. Между тем исследователи лаборатории объединения «Южказгеофизика» (В.А.Халилов), определявшие возраст по той же пробе и получившие близкую цифру, на основе тщательного минералогического изучения циркона приходят к выводу о его детритовой природе, что указывает на возраст его источника, который присутствовал в пределах Восточной Гондваны. Это подтверждается также определениями в 3200 млн. лет из пород глубокометаморфизированной толщи, обнажающейся в северо-восточном Тариме (горы Куруктаг) (Hsu et al., 1994, со ссылкой на (Zhou L., 1987).

* Здесь и далее при систематизации геохронологических данных использованы материалы автора, а также опубликованные и неопубликованные данные В.В.Киселева, А.Б.Бакирова, В.Л.Клишевича, Т.С.Замалетдинова, М.Тагири и др. геологов, полученные главным образом U-Pb (по циркону), реже K-Ar и Rb-Sr изотопными методами в геохронологических лабораториях Института геологии НАН КР, объединения «Южказгеофизика», ВСЕГЕИ и университета Ибараки (Япония).

Следующим рубежом в датировке метаморфических пород Сарыджаза представляются определения возраста циркона из мигматито-гнейсов в пределах 1900-2250 млн. лет, что, по-видимому, также свидетельствует о процессах, происходивших в это время в пределах Восточной Гондваны. Докембрийские породы с Rb-Sr возрастом в 1700-1900 млн. лет были также идентифицированы в Келпинском кряже Тарима (Hsu et al., 1994, со ссылкой на (Cheng S. et al., 1986).

Касанский блок основания Срединно-Тянь-Шаньского террейна в Чаткальском хребте также представлен преобладающе меланократовыми метаморфитами (Макарычев, 1978; Гесь, 1984, 1987; Бакиров, 1984 и др.).

Так в разрезе в междуречье Чалкиды-Иштамберды-южный, состоящим из нескольких надвинутых друг на друга тектонических пластин с серпентинитами в основании, участвуют два комплекса пород. Один объединяет метагаббро-ультрамафитовые породы (полосчатые и массивные габбро, гранатовые амфиболиты, серпентиниты и апосерпентинитовые породы, габбро-гнейсы). Они являются фундаментом для второго комплекса-переслаивания амфиболовых и биотитовых сланцев. Фрагменты разреза габбро-ультрамафитового комплекса обнажаются во многих тектонических пластинах, или в опрокинутых изоклинальных складках Кассанского блока (Макарычев, 1978). При этом гранатовые амфиболиты, кроме линзовидных прослоев, местами содержатся в серпентинитах в виде закатанных глыб и обломков. В них содержатся реликты эклогитоподобных пород, впервые установленных в ядре Кассанской антиклинали (антиформы) А.Б.Бакировым (1973). Выше габбро-ультрамафитового комплекса, как и в междуречье Чалкиды-Иштамберды-южный, обычно залегают переслаивающиеся амфиболовые, биотит-амфиболовые, гранат-кварц-плаггиоклаз-биотитовые и двуслюдяные сланцы. В этот разрез "вклинивается" горизонт мраморов. Петрографический состав и петрохимические реконструкции метаморфитов кассанского комплекса (см. рис.1-4а) показывают, что исходными породами для меланократовых метаморфитов служили базитовые изверженные

породы, а среди различных биотитовых сланцев устанавливаются как базиты, так и граувакки (Гесь, 1984, 1987).

Таким образом, разрез исходных стратифицированных отложений кассанского комплекса представлял собой чередование покровов базальтов и пачек глинисто-граувакковых пород с редкими горизонтами и прослоями пелитоморфных известняков (карбонатных илов). Совместно с описанными выше габбро-гипербазитовыми образованиями он составлял офиолитовую ассоциацию, что подтверждается также петрохимической интерпретацией. Об этом свидетельствуют и интенсивные положительные аномалии гравитационного поля (Ю.В.Рехемьяе). Наличие высокобарических образований (тела апоэклогитов) в рассматриваемом комплексе указывает на погружение части его в определенные РТ условия, соответствующие субдукционному. Последующие процессы метаморфизма амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, обусловленные коллизией, сопровождались проявлением фельдшпатизации и плагиогранитизации метаморфитов (Гесь, 1978, 1997) с образованием очковых плагиогнейсов, развивавшихся по сланцам и бластомилонитам амфиболитов и габбро. Эти процессы и привели к формированию основания Касанского микроконтинентального блока Срединно-Тянь-Шаньского террейна.

Прямые данные о времени формирования метаморфического аккреционного основания Кассанского выступа отсутствуют. Наиболее древняя стратиграфическая граница, которую можно наблюдать, представлена налеганием с размывом на кассанские метаморфиты иштамбердинской толщи, условно датируемой рифеем («Стратифицированные...», 1982). Калий-аргоновые определения возраста биотитов из кассанских сланцев показывали средне-позднепалеозойские цифры, обусловленные широко проявившимися тектоно-термальными процессами этого времени. Между тем имеются и редкие определения возраста циркона из кристаллических сланцев рассматриваемого комплекса (Шванов и др.). По изотопному свинец-свинцовому отношению была

получена цифра радиометрического возраста цирконов, равная 1100 ± 200 млн. лет (средний рифей). Зерна цирконов (1000 штук), используемые в определении, происходят из породы реконструируемой по составу петрогенных элементов, как песчаная, поэтому можно предполагать их обломочное происхождение. Эти зерна-изометричные, шаровидные, или яйцевидные. Они таким образом происходят из соответствующего субстрата, более древнего, чем цифра, приведенная выше. Однако частично он мог быть немного «омоложен» метаморфическими процессами.

Есть и определения более древних цифр по цирконам. Например, 1920 ± 20 млн. лет (Бакиров и др., 1996), отображающая дискордию. Свинец-свинцовое отношение в этих же цирконах соответствует возрасту 1400 млн. лет. Авторы пробы считают, что все эти цифры отражают возраст метаморфизма, не предполагая возможное детритовое происхождение циркона.

3.1.1.2.2 Постаккреционные «сшивающие» гранитоиды (R₂₋₃)

Судя по строению выступов основания Срединно-Тянь-Шаньского (для этого времени Таримского) микроконтинентального террейна, существенную роль в его становлении сыграли рифейские гранитоидные комплексы. Массовая гранитизация и образование гранитоидных массивов в то время происходили в условиях коллизии ранее сформировавшихся различных геодинамических комплексов и структур, фрагменты которых «просвечивают» в метаморфическом континентальном основании. Сами рассматриваемые террейны в этот период, очевидно, входили в состав континента Восточной Гондваны. Гранитоиды продолжали и завершали процесс консолидации этого аккреционного основания, «сшивая» аккретированные фрагменты окраинной части континента и пристыковавшиеся к нему другие (в том числе океанические) комплексы.

Комплекс постаккреционных гранитоидов включает ряд близких по структурно-вещественным признакам (см. также рис. 10; приложение 2, табл. 3-4) и тектоническому положению массивов, мелких тел и полей мигматизации. Наиболее представительными из них в Срединном Тянь-Шане

являются такие массивы, как Сарыджазский, Бешторский и другие.

Сарыджазский массив, относящийся к одноименному комплексу ("Стратифицированные...", т.2, 1982), обнажается в восточной части Срединного Тянь-Шаня (хребты Акшийрак, Кеулюу-Тоо и Сары-Джаз) на площади около 1200 кв.км. Он вытянут в восток-северо-восточном направлении согласно с основной складчатой структурой Сарыджазского выступа микроконтинентального основания. Палеозойскими и неотектоническими разломами, полосой метаморфических пород этого основания и фрагментами залегающих на нем вулканогенно-осадочных отложений верхнего рифея-нижнего палеозоя обнажающаяся часть массива разделена на отдельные поля.

С вмещающими породами описанного выше метаморфического комплекса Куйлюу на фоне общего конкордантного залегания Сарыджазский массив имеет сложные границы, сопровождающиеся зонами мигматитов (20-200м). При этом состав лейкосомы мигматитов заметно зависит от состава вмещающих пород. Так среди более меланократовых метаморфитов (например, амфиболитов, меланократовых биотитовых сланцев) лейкосома представлена мезократовыми порфиробластовыми плагиогранитами и кварцевыми диоритами, а в местах мигматизации плагиогнейсов и предшествующих плагиомигматитов лейкосома выражена лейкогранитами и пегматоидными гранитами. В краевых (эндоконтактовых) частях массива присутствует огромное количество скиалитов и крупных останцов в разной степени плагиогранитизированных вмещающих пород. Породы массива здесь мелкозернисты и часто гнейсовидны. При этом их гнейсовидность наследует директивные текстуры субстрата вмещающих метаморфитов. Как и в магматитах, от состава вмещающих пород в значительной мере зависит и состав образований эндоконтактовой зоны: у контактов с амфиболитами в них присутствует роговая обманка в повышенном количестве за счет понижения содержания полевых шпатов и кварца. Породы классифицируются как кварцевые диориты, а на границе с гнейсами

гранитоиды массива лейкократовы.

Большая часть Сарыджазского массива сложена серыми и розовато-серыми гранитоидами средне- и крупнозернистого часто порфиробластического строения с массивной и гнейсовидной текстурой. Среди них, по данным Т.А.Додоновой (Додонова и др.,1984) и М.М.Пуркина (неопубликованные сведения) ведущее значение имеют плагиогранодиориты (тоналиты) и плагиограниты (трондьемиты). Менее развиты граниты, в которых биотит почти полностью замещен мусковитом, что характерно для калишпатизированных плагиогранитов. Между отмеченными разновидностями пород обычны постепенные переходы, обусловленные как первоначальным фактором различия в составе вмещающих метаморфитов, так и различной интенсивностью наложенной калишпатизации. Последняя проявилась в виде порфиробластов микроклина, а также его ксеноморфных зерен и микроскопических прожилковидных выделений. Микроклинизация обычно сопровождалась окварцеванием. Эти процессы развивались больше в центральных частях Сарыджазского массива, где породы по составу соответствуют гранитам. В сторону вмещающей рамы они сменяются гранодиоритами и плагиогранитами.

Формирование Сарыджазского массива завершилось образованием мелких тел (до 2 кв.км) и жил светло-серых и розовато-серых мелко- или среднезернистых порфиробластовых лейкогранитов и аляскитов массивной и иногда гнейсовидной текстуры. При этом гнейсовидность лейкогранитов наследует направление гнейсовидности предшествующих образований независимо от простираения их контактов. Тела лейкогранитов обычно присутствуют в центральных частях массива среди более микроклинизированных плагиогранитов и плагиогранодиоритов.

Очевидно, этот факт, а также наследование (или сохранение) директивных текстур вмещающих гранитоидов, может свидетельствовать о (по Коржинскому) метамагматическом происхождении тел лейкогранитов и аляскитов.

Время формирования Сарыджазского массива определяется его секущими отношениями с дорифейскими метаморфитами комплекса ("свиты") Кеулюу и трансгрессивным налеганием на его эрозионной поверхности верхнерифейско-вендских вулканогенно-терригенных отложений. Радиологическое датирование гранитоидов Сарыджазского массива уран-свинцовым методом по цирконам показало преобладающе позднерифейский возраст лейкогранитов (изохрона 800 ± 30 млн.лет) с отклонениями в отдельных пробах из гранодиоритов, кварцевых диоритов до среднего рифея (около 1360 млн.лет) (Киселев и др., 1988), что может указывать на влияние вмещающих пород на возраст последних.

Обнажающийся в западной части Срединного Тянь-Шаня *Бешторский* (Пскемский хр.) и *Музбельский* (Таласский хр.) гранитоидные массивы площадью по 150-200 кв.км, судя по наличию в них немногочисленных ксенолитов нижнепротерозойских метаморфитов и перекрытию их верхнерифейско-вендскими отложениями, имеют возрастное и структурное положение, сходное с таковыми Сарыджазского массива. Это подтверждается и позднерифейскими датировками пород этих массивов калий-аргоновым методом по слюдам (824-915 млн.лет; Гесь, 1967; и др.). Большая часть выходов Бешторского и Музбельского массивов сложена двуслюдяными порфировидными породами, по своему минеральному составу варьирующими от плагиогранитов (трондьемитов) до гранитов, имеющих между собой постепенные переходы. Встречаются также участки гранодиоритового состава. Как и в Сарыджазском массиве, различия в составе пород вызваны главным образом процессом микроклинизации, наложенной на первоначально плагиогранитный состав и проявлявшийся в образовании крупных (до 2-5 см) порфиробластов микроклина и замещении им плагиоклаза.

3.1.1.2.3 Комплексы континентального рифта (R_3-V_1)

Наличие континентально-рифтогенных образований в Срединном Тянь-Шане в последние годы обосновывалось многими исследователями (Бакиров,

Буртман, 1984; Сагындыков, Судоргин, 1984; Далимов и др., 1986; Гесь, 1988; Замалетдинов, Осмонбетов, 1988; Максумова, 1991 и др.). Согласно имеющимся данным изотопных определений возраста уран-свинцовым методом по цирконам (Киселев, 1991 и др.) и геологическим наблюдениям в этом регионе их накопление происходило в позднем рифее-венде. В позднем рифее (705-830 млн. лет) на поверхность комплекса метаморфического основания микроконтинентального террейна изливались вулканы кислой серии (рис.5; прилож. 2, табл. 5.), выделяемые под названием свиты Бол.Нарына. На них, или непосредственно на комплексе основания, резко несогласно залегают грубозернистые косослоистые аркозовые и кварцевые песчаники, гравелиты и конглобрекции с резкими маломощными покровами лав и туфов липаритов, дацитов и миндалекаменных базальтов (120-400 м). Они покрываются вулканогенной толщей переслаивания риолитов, трахириолитов, трахидацитов и их туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов с покровами и силлами базальтов, трахибазальтов (250-750м) (см. рис. 5).

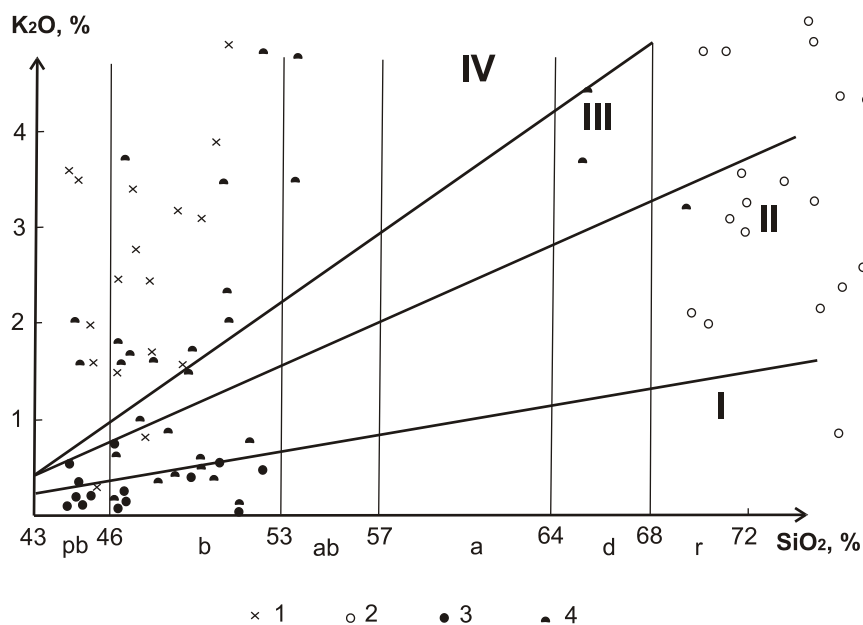


Рис. 5. Диаграмма K_2O-SiO_2 для вулканических пород рифейско-вендских континентальных рифтов Тянь-Шаня.

I-IV – поля: I – низкокалийное, II – среднекалийное, III – повышенно-калийное, IV – высококалийное.

Буквы: pb – пикрито-базальт, b – базальт, ab – андезит-базальт, a – андезит, d – дацит, r – риолит.

Точки составов пород: 1 – тундукского дайкового комплекса, 2-4 – эффузивных покровов (2- свита Большого Нарына и экургенкольская свита, 3- бельчийская, 4- мурсашкая, чон-галдысуйская и талдысуйская свиты).

Разрезы верхнерифейских терригенно-вулканогенных образований континентального рифта наращиваются обломочными толщами вендского (ранневендского) возраста. Они включают в себя в нижней части плохо сортированные аркозовые песчаники, гравелиты, конгломераты, содержащие прослой доломитов, покровы и дайки риолитов, риорацитов, трахибазальтов и их туфов. Характерны резкие вариации мощностей (до 500 м) и

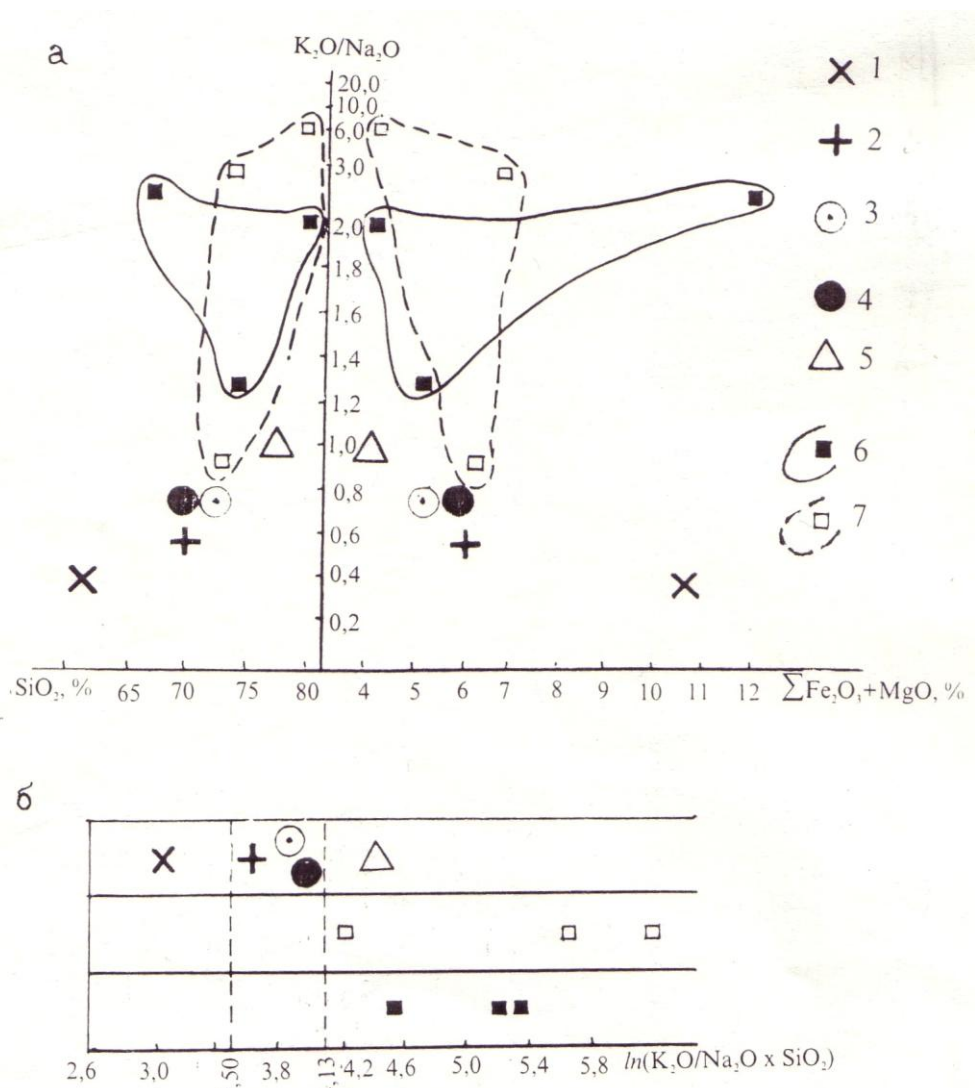


Рис 6. Соотношение калиевой и кремнезёмистости, калиевой и фемичности (а), степень континентальности-океаничности (б) песчаников из комплекса грабеновых фаций рифейско-вендских континентальных рифтов в Тянь-Шане. 1-5 – точки соотношений, рассчитанные по средним химическим составом песков современных геодинамических обстановок (составы по Maynard et al., 1981): 1 – бассейн передовой дуги, 2 – бассейн тыловой дуги, 3 – фронтальный край плиты с субдукцией, 4 – фронтальный край плиты без субдукции со скольжением, 5 – тыльный край плиты; 6-7 – точки и поля составов песчаников грабеновых фаций континентальных рифтов: 6 – в пределах Северного (актугайская, курганская, тушашуйская свиты) и 7 – Срединного (кичиталдысуйская, мурсашская, шорашуйская и др. свиты) Тянь-Шаня. Здесь и далее использованы также данные химических анализов песчаников из (Клишевич, Семилеткин, 1992).

латеральная изменчивость состава и строения разрезов. Мощная (до 3000 м) толща грубообломочно-глинистых отложений завершает формирование

комплекса. Обычно она датируется началом венда, с размывом залетает на различных предшествующих образованиях и представлена глинистыми, различных предшествующих образованиях и представлена глинистыми, углеродисто-глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, содержащими горизонты конгломератов олистостромового типа (т.н. тиллитоподобные конгломераты джетымской и джакболотской свит и их аналогов), а также редкие маломощные покровы базальтов, нередко сопровождающиеся «роями» даек диабазов, секущих, например, комплекс основания, или постамальгамационные гранитоиды (Гесь, 1967).

Анализ данных по петрографическому и минералогическому составу обломочного материала песчаников, рассматриваемого с применением трехкомпонентной диаграммы Q F R (по Dickinson and Suchek, 1979) подтверждает его континентальное происхождение. На это указывают также коэффициенты калиевости (K_2O/Na_2O) и континентальности ($K_2O/Na_2O \times SiO_2$) обломочных пород (рис. 6) комплекса. Сравнение их с таковыми для отложений современных геодинамических обстановок показывает сходство между ними и осадками тыльного края плиты, то есть пассивной континентальной окраины (Maynard et al., 1982).

Таким образом, строение и состав рассмотренных обломочных отложений и характерные черты ассоциирующих с ними вулканических серий (бимодальность, повышенная щелочность основных вулканитов, большие объемы пород кислого состава) индицируют геодинамические обстановки континентального рифта.

3.1.1.2.4 Комплексы пассивной континентальной окраины-отложения континентального склона и подножья (Є-O₂)

Отложения этих геодинамических комплексов согласно обнаруженным многочисленным фаунистическим остаткам (трилобиты, брахиоподы, граптолиты, конодонты, радиолярии, хиолиты и др.), формировались в кембрии-лланвирне ("Стратифицированные...", т.1, 1982; и др.) на северном

(в современных координатах) склоне и частично подножье Таримского микроконтинента. В современной тектонической структуре они фрагментарно прослеживаются вдоль всего Срединного Тянь-Шаня (Макарычев, Гесь, 1981; "Геодинамическая карта...", 1989; и др.), до среднего ордовика являвшегося частью этого микроконтинента. Местами с предполагаемой корой выветривания в основании, или по тектоническим контактам, они залегают на образованиях континентального рифта и, в свою очередь, покрываются среднепалеозойскими отложениями. В отдельных районах вместе с последними отложения рассматриваемого комплекса участвуют в сложных позднепалеозойских складчато-надвиговых структурах.

В наиболее полных разрезах, очень сходных по всей территории Срединного Тянь-Шаня, нижняя часть комплекса отложений континентального склона и подножья представлена черными и темно-серыми лидами, углеродисто-кремнистыми, кремнисто-глинистыми и алевролитоглинистыми сланцами так называемой черносланцевой формации (шорторская, ольдзобайская и сандалашская свиты), обогащенной P, Mo, W, U, TR. Предполагается, что эта пятиэлементная формация при современном осадконакоплении имеет парагенетическую связь с вулканизмом океанических бассейнов (Мурдмаа и др., 1976; Конюхов, 1977; и др.). В черных сланцах содержатся пачки и прослои плитчатых пелитоморфных, кремнистых или доломитовых известняков и калькаренитов. Эти резко различные сланцевые и карбонатные отложения латерально и вертикально замещают друг друга, отражая смену частных фациальных обстановок на общем фоне континентального склона. Большое количество углеродистого вещества и пирита в сланцах указывает на застойные условия, близкие к изоляции. Вместе с тем доломитовые известняки, содержащие местами пластовые строматолиты, могли формироваться на горстообразных возвышенностях в пределах континентального склона, поставлявших местами карбонатный обломочный материал в депрессионные ловушки

(градированные калькарениты, олистостромы). Мощности отложений колеблются от 100 до 700 метров, отражая сложный конседиментационный рельеф и фациальные условия в отдельных частях континентального склона.

В среднем ордовике рассмотренная выше седиментация сменилась флишеобразованием, происходившим, согласно определению палеонтологических остатков, до позднего ордовика. За это время на континентальном склоне Срединного Тянь-Шаня накопилась терригенная

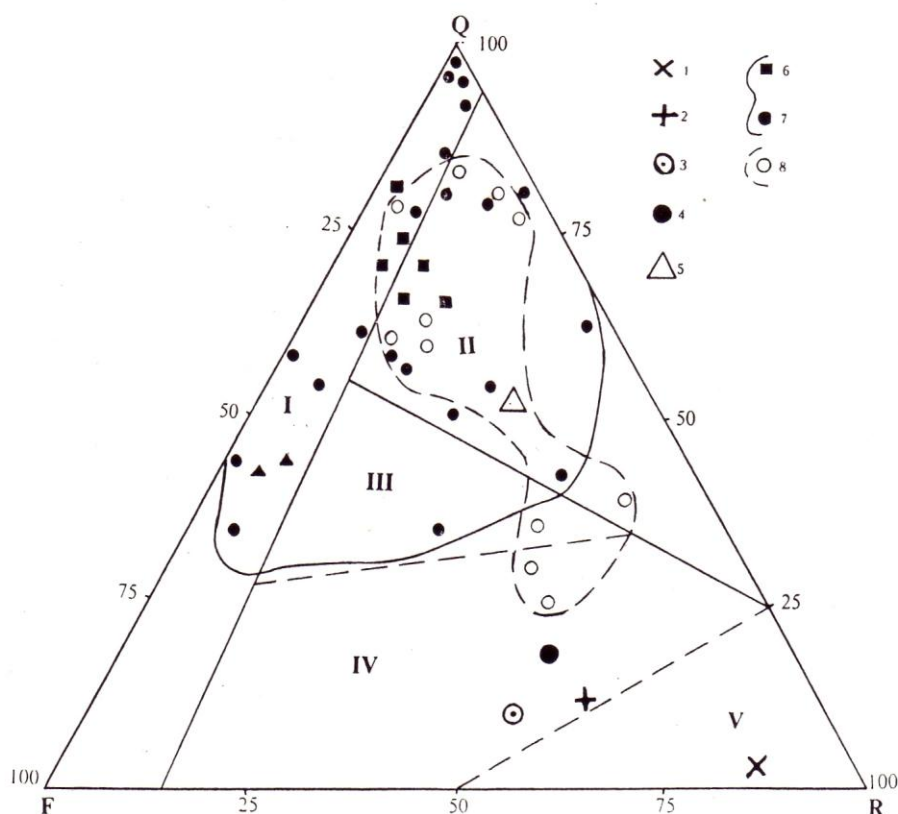


Рис 7. Диаграмма QFR (Q – кварц, F- полевые шпаты, R – обломки пород), показывающая предполагаемое происхождение (источники сноса) песчаников из отложений раннепалеозойских пассивных окраин в Тянь-Шане. Поля источников сноса по В.Р. Диккинсону (Тейлор, Макленнан, 1988): I – континентальные блоки; II – рециклированные орогены (приподнятые орогенные зоны); III-V – магматические дуги: III – расчлененные (более зрелые дуги, где эрозией вскрыты зоны плутонических подводных каналов и интрузивы; пески состоят из вулканического и плутонического материала; осадконакопление происходит в бассейнах передовых и тыловых дуг), IV – переходные, V – нерасчленённые (поставляют вулканокластические (типично андезитовые) обломки; осадконакопление происходит в бассейнах передовых дуг, в желобах и окраинных морях). Фигуративные точки средних петрографических составов песков современных геодинамических обстановок по (Valloni, Maynard, 1981): 1 – бассейн передовой дуги (северная часть Тихого океана), 2 – бассейн тыловой дуги (Берингово море), 3 – фронтальный край плиты с субдукцией (Тихий океан, Южная Америка), 4 – фронтальный край плиты без субдукции со скольжением (Тихий океан, Калифорния), 5 – тыльный край плиты (Атлантический океан). Точки и поля составов песчаников из отложений пассивных окраин: 6-7 – Северо-Тянь-Шаньского (6 – суекская, курганташская, талдысуйская свиты и их аналоги, 7 – чонкеминская и шукуртурская свиты) и 8 – Таримского (Срединно-Тянь-Шанский блок, среднеордовикские толщи) микроконтинентов.

толща (ичкебашская, сарыджазская свиты и их аналоги), состоящая из песчаниковых, алевролито-песчаниковых, песчаниково-алевролитовых и алевролито-глинисто-сланцевых пачек. В ней преобладает флишевая стратификация. Вместе с тем в отдельных регионах наблюдается слоистость ряби течения, волнения. Все это свидетельствует о накоплении осадков в различных частях континентального склона с дифференцированным рельефом. При этом рассматриваемые отложения на большей части Срединного Тянь-Шаня согласно наращивают разрезы вышеописанной

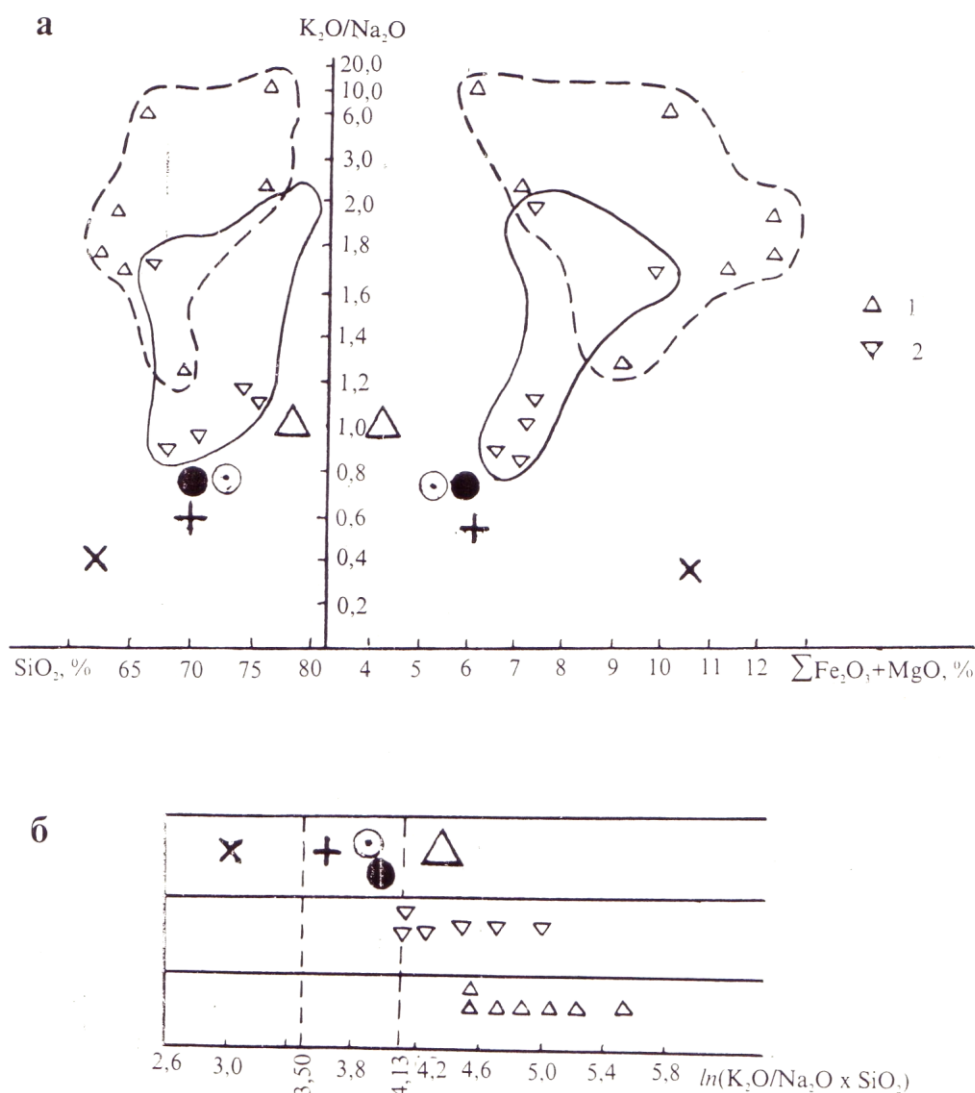


Рис 8. Соотношение калиености и кремнезёмистости, калиености фемичности (а), степень континентальности-океаничности (б) песчаников из комплекса раннепалеозойских пассивных окраин в Тянь-Шане. Точки и поля составов песчаников из отложений пассивных окраин: 1 – Северо-Тянь-Шаньского (курганташская, ичкелетауская, терсбутацкая свиты и их аналоги) и 2 – Таримского (Срединно-Тянь-Шаньский блок, сандалашская, олджобайская, мазарбашинская, ичкебашская свиты) микроконтинентов. Остальные обозначения см. на рис. 6.

толщи, а на востоке его они с размывом залегают и на более древних (включая и основание микроконтинента) образованиях.

Анализ данных по химическому составу (данные В.Л.Клишевича и С.А.Семилеткина (1992, 1995) песчаников и алевролитов из редких прослоев в нижней части комплекса континентального склона Срединно-Тянь-Шаньского блока указывает на их сходство с современными осадками тыльного края плиты (континентальная окраина атлантического типа) (рис. 8) (Maynard et al., 1982). Песчаники среднеордовикского флиша также сходны с осадками этой окраины (см. рис. 8). Вместе с тем для них характерны (особенно для верхней части флишевых разрезов) значительно более низкая калиевоность и коэффициент континентальности, чем в обломочных породах нижней части отложений описываемого комплекса континентального склона. По этим характеристикам они приближаются к осадкам фронтального края плиты, что, очевидно, свидетельствует о появлении уже в конце среднего - позднем ордовике нового, более меланократового источника сноса. Им могла быть приближающаяся островная дуга, что подтверждается составом обломочного материала песчаников, представленного кварцем (20-25%), плагиоклазом (15-25%) и эффузивными породами (базальты, андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты (до 50%). На диаграмме QFR точки конкретных составов, идентифицирующие источники сноса, располагаются как в поле континентального блока, или рециклированного орогена, так и в полях вулканических дуг (рис. 7).

3.1.2 Северо-Тянь-Шаньский террейн: границы, геодинамические комплексы и структура

3.1.2.1. Очертания и границы террейна

Северо-Тянь-Шаньский микроконтинентальный террейн является большим фрагментом палеозойского Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньского

микроконтинента (Авдеев, Ковалев, 1989), или Казахско-Северо-Тянь-Шаньского массива (Зоненшайн и др., 1990), включающего в себя еще такие континентальные блоки, как Кендыктасский, Чуйский, Кокчетавский, находящиеся уже за пределами Тянь-Шаня. Дугообразная, с выпуклостью к юго-западу, форма Кокчетавско-Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента обусловлена (Зоненшайн и др., 1990) постепенным заворотом всех структур по часовой стрелке в позднем палеозое. Рассматриваемая здесь под названием Северо-Тянь-Шаньского террейна часть вышеупомянутого микроконтинента в настоящее время имеет субширотное простирание при ширине 150-200 км и протяженности более 700 км. С юга он ограничен описанной выше сутурой (Важнейшая структурная линия Тянь-Шаня, «Линия Николаева»), а с севера – Джалаир-Илийской сутурой, находящейся уже за пределами Тянь-Шаня и отделяющей его (террейн) от Атасу-Жунгарского микроконтинента, находящегося к северо-востоку от этой сутуры. Если судить по длительности (от венда до среднего ордовика) формирования комплексов пассивных континентальных окраин (см. ниже) после разделения микроконтинентов, то приходим к выводу о значительной ширине океанического бассейна, наследуемого Жалаир-Илийской сутурой. Последняя в настоящее время представляет собой систему сближенных разломов. К ней приурочен Чу-Балхашский офиолитовый пояс, для которого характерны покровные структуры (Зоненшайн и др., 1990).

По данным А.В.Авдеева (Авдеев, Ковалев, 1988), на западе она трассируется серпентинит-родингит-гидроэклогитовыми протрузивами с клиньями базальтово-фтанитовых разрезов офиолитов ашисуйской свиты. Параллельно сутуре, на разграниченных ею микроконтинентальных террейнах присутствуют образования континентального рифта и пассивных окраин этих микроконтинентов, или местами выступают метаморфические породы их основания.

3.1.2.2 Геодинамические комплексы и структура

3.1.2.2.1 Докембрийское аккреционное основание террейна (p R₂)

Основание Северо-Тянь-Шаньского микроконтинентального террейна представлено в нескольких тектонических блоках, где оно в одних местах сопровождается комплексами континентального рифта и пассивной континентальной окраины венда-раннего палеозоя, а в других – редуцировано интрузивами, или покрыто стратифицированными образованиями более молодого возраста. В рассматриваемом террейне наиболее представительными фрагментами его основания представляются Актюзский и Макбальский выступы, а также некоторые другие небольшие блоки в пределах территории Северного Тянь-Шаня.

Актюзский блок (Бакиров, 1978, 1984 и др.; Штрейс и др., 1981; Макарычев, Гесь и др., 1983; Гесь, 1984, 1987, 1997) включает в себя меланократовые метаморфиты (гранатовые амфиболиты с подчиненными реликтами эклогитов, безгранатовые амфиболиты, гранат-биотитовые, гранат-хлоритовые, серпентинитовые, хлоритовые и тремолитовые сланцы), образующие пластообразные, глыбообразные тела (от нескольких метров до полукилометра), заключенные в виде скиалитов в изоклинально-складчатой толще различных гнейсов, сформировавшейся при метасоматическом преобразовании этих метаморфитов. Среди последних установлены постепенные переходы от амфиболитизированных эклогитоподобных пород (зеленый пироксен с 26-43% жадеита - 50%, гранат пироп-альмандинового ряда - 40% и рутил - 7%, по А.Б.Бакирову, 1984) через гранатовые амфиболиты в безгранатовые амфиболиты за счет замещения пироксена роговой обманкой, уменьшения количества граната, появления альбит-олигоклаза, замещения роговой обманки биотитом, а последнего - мусковитом. Серпентинитовые сланцы замещаются актинолитом или флогопитом.

Среди гнейсов, включающих тела меланократовых метаморфитов, выделяются роговообманковые, биотит-роговообманковые,

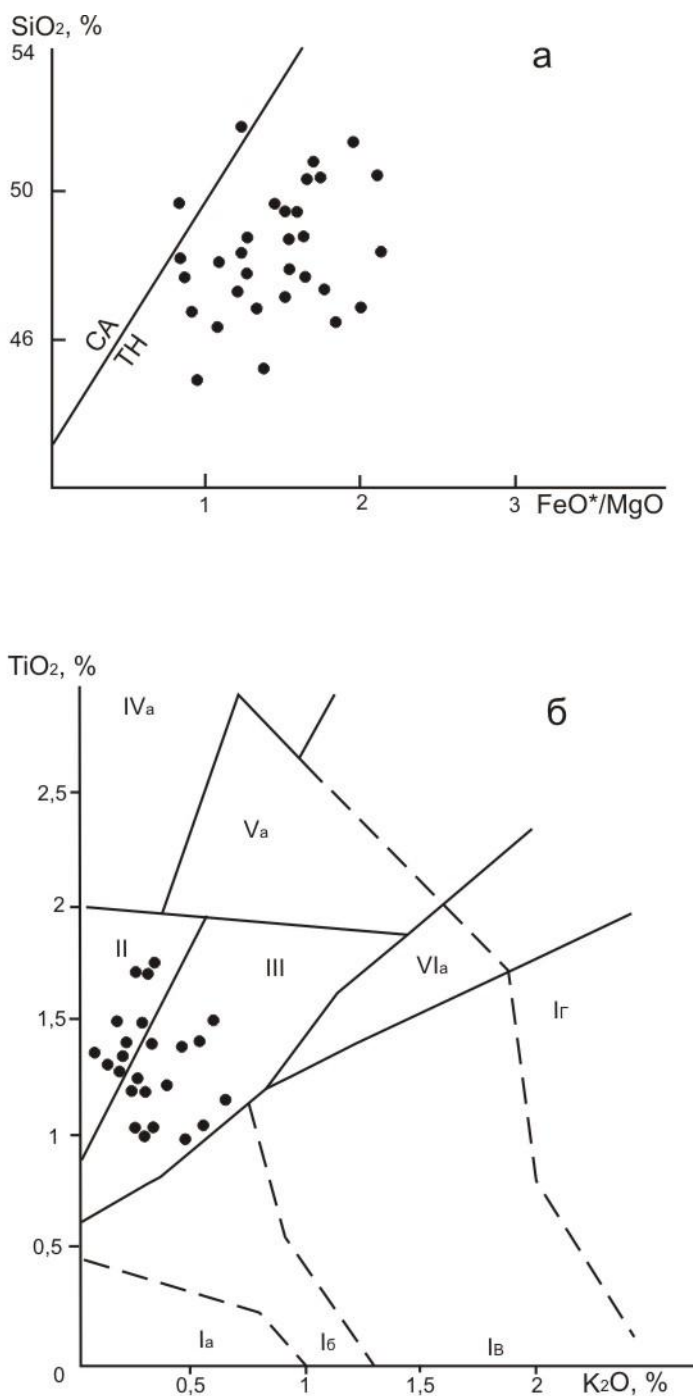


Рис.9. Состав аповулканических пород куперлисайской свиты на индикационных петрохимических диаграммах.

а) диаграмма FeO*/MgO-SiO₂, показывающая границу между толеитовыми (ТН) и известково-щелочными (СА) вулканическими сериями, по (Miyashiro, 1974); б) диаграмма TiO₂-K₂O, показывающая поля вулканитов: I - островных дуг (Ia - бониниты, Ib - толеиты, Ib - известково-щелочные породы, Iг - щелочные породы), II - срединно-океанических хребтов, задуговых спрединговых центров и межконтинентальных рифтов, III - задуговых спрединговых центров и трансформных разломов, IV - океанических островов (IVa - толеиты, IVб - субщелочные породы), V - океанических островов и областей активизации кратонов (Va - толеиты, Vб - субщелочные породы), VI - области активизации кратонов (VIa - толеиты, VIб - субщелочные породы), по (Миронов и Котляр, 1991).

роговообманково-биотитовые, меланократовые биотитовые и двуслюдяные плагиогнейсы. Между ними существуют постепенные переходы за счет замещения роговой обманки биотитом, развития кислого плагиоклаза и кварца. В свою очередь существуют переходы между меланократовыми метаморфитами и плагиогнейсами. Позже по всем этим породам проявились процессы гранитизации (калиевый метасоматоз) с образованием полей калишпатовых гнейсов, гранитогнейсов и мигматитов. Петрохимические реконструкции (см. рис.1-4а) показывают магматогенную природу протолитов меланократовых метаморфитов Актюзского блока, а особенности их химизма позволяют относить эти породы к офиолитовой ассоциации. Этот вывод подтверждается также составом ассоциирующей с рассматриваемыми метаморфитами куперлисайской толщи metabазальтов толеитовой серии. От актюзского комплекса она отделена серпентинитовым меланжем (правый борт р. Кичи-Кемин).

Рассматриваемые офиолиты (Штрейс и др.,1981; Макарычев, Гесь, 1983; Бакиров, 1984, и др.; Гесь, 1984, 1987, 1997) в Северном Тянь-Шане сохранились в отдельных тектонических блоках или в ксенолитах среди гранитоидов и скиалитов среди гнейсов в северной части Северного Тянь-Шаня (хр. Заилийский, Таса-Кемин, Кендыктас, восточная часть северного склона Киргизского хребта). При этом наиболее полно представлены породы вулканогенной части (куперелисайская толща) офиолитового разреза, сложенной полосчатыми винчитсодержащими альбит-актинолитовыми, альбит-цоизит-актинолитовыми и хлоритовыми сланцами с прослоями (до 20 м) микрокварцитов (апокремнистые породы), амфиболизированными metabазальтами и метаспилитами, местами с шаровой отдельностью и миндалекаменной текстурой (видимая мощность толщи до 2000 м), переходящими в зеленые сланцы, что указывает на происхождение последних за счет основных вулканитов.

Петрохимические реконструкции (Гесь, 1984, 1987) показывают магматогенную природу протолитов зеленых сланцев куперелисайской

толщи. Особенности химизма этих пород (прилож. 2 табл.1-2; рис. 9) позволяют относить их к базальтам толеитовой серии, сформировавшимся в условиях спредингового центра. Как видно на диаграмме K_2O-TiO_2 (см. рис.9 б) небольшая часть точек попадает в поля островодужных бонинитов и толеитов. Это отклонение от главной тенденции в размещении точек составов metabазальтов могло быть вызвано влиянием метасоматических процессов, несколько изменивших состав первичных пород. Однако не исключена также принадлежность части базальтов к образованиям энсиматической островной дуги.

В видимой нижней части толщи присутствуют силлы амфиболизированных габбро-диабазов протяженностью до 2 км при мощности от нескольких метров до 50 м. Возможно, они являются аналогами комплекса параллельных даек рифейской офиолитовой ассоциации. К ней относятся также тела габброподобных меланократовых средне-крупнокристаллических пород, по химическому составу действительно близких к габбро. Однако интенсивные тектоническая и метаморфическая переработка этих образований совместно с породами куперлисайской свиты маскирует первичные соотношения между ними, которые, кроме того, местами затушевываются наложением на бластомилониты интенсивной альбитизации и перекристаллизации амфиболитов до более крупнозернистых их разновидностей, сходных с габброидами. К рассматриваемой офиолитовой ассоциации относятся также серпентиниты, нередко образующие линзовидные тела, протрудирующие гнейсы актюзского комплекса или metabазальты куперлисайской толщи. Они также представляют матрикс меланжа, разделяющего эти metabазальты и гнейсы (на правом борту долины р. Кичи-Кемин). Как протрузии, так и матрикс меланжа сложены плотными зеленовато-черными хризотил-антигоритовыми серпентинитами, в которых местами развиваются тремолит и вторичный пироксен. Из аксессуарных минералов присутствуют хромит, хромшпинелид, апатит, пирит, магнетит, рутил, гранат. Местами серпентиниты интенсивно рассланцованы и

превращены в антигоритовые, тальковые, тальково-хлоритовые и актинолитовые сланцы, по ним пятнами развиваются листвениты.

В рассланцованном серпентинитовом матриксе меланжа закатаны глыбы и обломки гранатовых амфиболитов (такие же, как в актюзском метаморфическом комплексе) и плотных тонкозернистых серпентинитов, замещенных частично от края к центру глыб актинолититами и флогопититами. Обломки актюзских гнейсов в меланже отсутствуют, что свидетельствует об их образовании после меланжирования высокобарических меланократовых метаморфитов (эклогитов, гранатовых амфиболитов по габбро и базальтам) и ассоциирующих с ними metabазальтов куперлисайской толщи.

В хр.Таса-Кемин видно, как metabазальты куперлисайской свиты подвергались тем же процессам гранитизации, что и меланократовые метаморфиты Актюзского блока, с образованием амфибол-плагиоклазовых гнейсов. Таким образом, можно предполагать, что до гранитизации меланократовые метаморфиты актюзского комплекса и metabазальты куперлисайской свиты составляли единую ассоциацию пород, которая, судя по наличию эклогитов, подвергалась субдукции. Впоследствии в процессе коллизии они были выдвинуты к поверхности. Субдукционное происхождение эклогитов актюзского комплекса предполагается А.Б.Бакировым (1989), считающим их составными частями специфического глубинного меланжа, образовавшегося при смешивании эклогитов с пелитовыми осадками пассивной континентальной окраины, превращенными в гнейсы. Однако отсутствие в гнейсах высокоглиноземистых минералов (силлиманита, дистена, андалузита, кордиерита) противоречит представлению об осадочном генезисе протолита гнейсов. Тем более, что последние развивались и по metabазальтам куперлисайской свиты. Вместе с тем необходимо отметить и присутствие в восточной части Актюзского блока пород осадочного происхождения (кварциты, мраморы), фрагменты которых встречаются среди полей интенсивной мигматизации. Судя по

строению этих фрагментов, они могли относиться к чехлу континента, на который обдуцировали меланжированные офиолиты.

Как видно, характер строения рассматриваемого офиолитового комплекса может свидетельствовать о том, что он геодинамически представляет собой фрагмент эксгумированной аккреционной призмы, составные части которой погружались на разные глубины зоны субдукции. Об этом свидетельствует присутствие глыб высокобарических метаморфических пород в серпентинитовом меланже, наличие в серпентинитах таких минералов, как гранат и рутил, а также признаки метаморофизма повышенных давлений в metabазальтах куперелисайской толщи (присутствие винчита, интенсивная бластомилонитизация). В последнем случае РТ условия характеризуют значительно меньшую глубину погружения, чем глубины, на которых происходило образование эклогитов. Для рассматриваемых офиолитов прямые определения возраста отсутствуют. Однако, как показано выше, вместе с актюзскими меланократовыми метаморфитами, с которыми куперелисайская толща образует единый аккреционно-субдукционный комплекс, они подверглись позднерифейской гранитизации. Это подтверждается данными свинец-свинцовых отношений в цирконах из гнейсов актюзского комплекса (плагиогнейсы и гранитогнейсы), по которым определен изохронный возраст в 850-750 млн.лет (по 4 нашим пробам; определения лаборатории ПО "Южказгеофизика", В.А.Халилов).

Близко к этим цифрам и время проявления диафтореза эклогитов Актюза в амфиболитовой фации, определяющееся рубидий-стронциевой изохроной в 749 ± 14 млн. лет (Tagiri, Bakirov, 1990; Tagiri et al., 1995). Этот диафторез обусловлен эксгумацией высокобарических пород в условиях резкого понижения давления. Как уже доказано (Добрецов, 2000; и др.), мигматизация и образование гранитов – не просто более поздние процессы, чем метаморфизм сверхвысоких давлений, но они проявились только в конце эксгумации. Учитывая то, что подъем сверхвысокобарических пород в верхнюю часть земной коры происходит в течение 5-20 млн. лет (Добрецов,

2000; Herman et al, 1999; и др.), приходим к выводу, что их протолиты образовались в позднем (или в среднем-позднем) рифее.

Макбальский блок основания Северо-Тянь-Шаньского террейна отличается от описанных выше некоторым своеобразием. Его внутренняя структура, по данным специализированных структурных исследований (Вознесенский и др., 1983), представляет собой пакет тектонических пластин с внутренней изоклиальной складчатостью, разделенных поверхностями пологих надвигов, смятых впоследствии (в каледонскую эпоху) в крупную антиформу. Условно ее можно расчленить на литостратиграфические единицы, объединяющиеся обычно в киргизскую серию, сложенную кварцитами, гранат-фенгит-кварцевыми, часто графитистыми, карбонат-хлорит-мусковитовыми сланцами и мраморами. При этом степень метаморфизма уменьшается от нижних к верхним покровам. Петрохимические реконструкции (см. рис 1) исходных пород сланцев показывают на принадлежность их к глинистым и граувакковым отложениям. Кварциты и мраморы образовались по кварцевым песчаникам и доломитистым известнякам соответственно.

В пределах ядра *Макбальской* антиформы залегает метаморфизованный тектонический меланж, в котором тела глыбообразной, эллипсоидальной, линзовидной и неправильной формы размером от нескольких метров до 150 м, представленные эклогитами или эклогитоподобными породами, гранатовыми и клиноцоизит-гранатовыми амфиболитами (по эклогитам) и актинолититами, заключены в глаукофан-гранат-фенгитовые сланцы. Среди последних встречаются участки неправильной формы, сложенные гранат-хлоритоид-талковыми сланцами с новообразованиями флогопита и реликтами серпентинита, по которому образовались эти сланцы. Гранат пироп-альмандинового ряда содержит включения других минералов сланцев и псевдоморфоз кварца по коэситу, что свидетельствует об образовании этих пород при давлениях, соответствующих глубинам в 80 км и более (Tagiri, Bakirov, 1990). Наличие реликтов

серпентина среди талька позволяет предполагать первоначально серпентинитовый матрикс меланжа. На это указывают и петрохимические реконструкции исходных пород (см .рис.1-4а) Согласно им включения эклогитов и гранатовых амфиболитов представляют собой метабазиты (габбро, диабазы), то есть, меланжированию подвергались породы океанической коры (офиолитовая ассоциация).

Тектонические линзовидные пластины и отдельные протрузии меланжа встречаются и в прилегающих к ядру более высоких частях антиформы среди мятых пластин кварцитов и слюдяных сланцев киргизской серии. На более широкое распространение меланжа в пределах Макбальского блока, видимо, указывает и высокоположительная гравитационная аномалия (Ефимов, 1964; А.Н.Лобанченко). Таким образом, можно предполагать, что в Макбальском микроконтинентальном блоке фиксируется сутурная зона, где меланжированная океаническая кора аккретирована с чехлом микроконтинента (киргизская серия). Этот процесс обусловил также и расчленение на тектонические покровы чехла, повышение степени метаморфизма с приближением к ядру антиформы (тектоническому меланжу), проявление в пределах последней фельдшпатизации с последующим образованием небольших автохтонных массивов плагиогранодиоритов, впоследствии калишпатизированных.

Макбальский метаморфический комплекс (т.н. кыргызская серия) до недавнего времени считался нижнепротерозойским («Стратифицированные...», т.1, 1982; «Докембрий Средней Азии», 1982; Бакиров, 1978; Киселев, 1991; и др.). Это обосновывалось определениями возраста по свинец-свинцовым изотопным отношениям в цирконах из кварцитов и гранат-кварц-слюдяных сланцев. Этот минерал считался образовавшимся при метаморфизме содержащих его пород. Однако уже в то время и позже было доказано (Найденов и др., 1981; Бакиров, 1998; и др.) обломочное происхождение циркона, попадавшего в осадочные отложения при размыве какого-то континентального источника сноса (очевидно, части

континента Восточная Гондвана до его расчленения на отдельные террейны). Возраст этих отложений снизу ограничен цифрами около 1,8-2,28 млрд. лет (по обломочному циркону), а сверху временем образования гранитоидов Канджайляуского массива, локализованного в метаморфитах – 640 млн. лет назад (уран-свинцовая изохрона). Кроме того, верхний возрастной рубеж этих пород аргументируется трансгрессивным налеганием на них верхневендско-нижнепалеозойских отложений (осевая часть Кыргызского хребта). Несмотря на такие широкие возрастные рамки, все же можно предполагать, что метаморфизм макбальского комплекса происходил в основном в рифее. Об этом свидетельствует постепенный переход от слюдяных сланцев к рифейским автохтонным гнейсовидным гранитоидам Канджайляуского массива. В последнее время появилось также определение по калий-аргоновому отношению в парагоните из диафторированных эклогитов, дающее цифру возраста в 482 млн. лет (Tagiri, Bakirov, 1990). Очевидно, она отражает время более поздних (каледонских) тектоно-термальных событий, в том числе и эксгумацию эклогитов.

3.1.2.2 Постаккреционные «сшивающие» гранитоиды

Как отмечалось выше, средне-верхнерифейские коллизионные (постаккреционные) гранитоиды распространены и в пределах Северо-Тянь-Шаньского террейна, где они приурочены также к выступам его аккреционного основания. Ими сложены или отдельные массивы разных размеров, или фрагменты массивов, сохранившихся в тектонических блоках, или в крупных ксенолитах среди каледонских и более молодых гранитоидов. По своему составу и соотношениям с вмещающим амфиболито-сланцево-гнейсовым комплексом эти массивы сходны с Сарыджазским. Так, например, *Алабайтальский массив* в восточной части Заилийского хребта, по данным В.К.Краснобородкина (1984), вытянутый меридионально, согласно простиранию вмещающих метаморфитов, имеет гнейсовидно-полосчатое и

шлирово-такситовое строение, обусловленное чередованием полос в разной степени обогащенных кварцем, полевыми шпатами, биотитом или роговой обманкой. Соответственно этому состав пород колеблется от гнейсовидного мелко-среднезернистого биотитового, биотит-роговообманкового кварцевого диорита до существенно биотитового гранодиорита, трондьемита и биотитового гранита порфировидного строения. Характерно присутствие в массиве линзовидно-овальной и ленточной формы скиалитов вмещающих метаморфитов размером от 0,5 до 4 кв.км.

Как и в Сарыджазском массиве, здесь наблюдается определенная зависимость лейкократовости гранитоидов от состава пород рамы. У контактов с более меланократовыми метаморфитами (меланократовые биотитовые сланцы, амфиболиты) обычны гнейсовидные кварцевые диориты, постепенно сменяющиеся гранодиоритами. Гнейсовидно-полосчатой текстурой вмещающих пород контролируется струйчатое расположение темноцветных минералов и развитие новообразованных порфиробластов микроклина. Они встречаются во всех разностях гранитоидов, но преобладающе развиты по наиболее лейкократовым их вариантам, представленным гранитами.

Сходные вариации состава и последовательность формирования рассматриваемых гранитоидов можно проследить и в серии многочисленных мелких массивов в хр.Таса-Кемин в Актюзском выступе основания микроконтинента, объединенных ("Стратифицированние...", т.II, 1982) в долпранский и кашкаджольский комплексы. По имеющимся данным (до 10 определений) радиологический возраст этих пород по свинец-свинцовому изотопному отношению колеблется в пределах 665-760 млн.лет (поздний рифей) и близок времени формирования гнейсов в Актюзском выступе микроконтинентального основания. Для них характерны конформные соотношения с метаморфитами рамы и зависимость их состава от состава вмещающих пород, а также развитие микроклинового порфиробластеза и площадной гранитизации. Соответственно этому происходят постепенные

переходы гнейсо-тоналитов в розовые калишпатовые гнейсо-граниты и аплитовидные граниты, содержащие скиалиты тоналитов, или метаморфитов, и сопровождающиеся мигматитами.

Несколько своеобразно положение и строение *Караджилгинского* массива одноименного комплекса рифейских гранитоидов в хр. Караджилга (ответвление от западной части Киргизского хребта). На современном эрозионном срезе массив имеет вид овала, вытянутого в северо-западном направлении на расстояние около 50 км при ширине до 5 км. Этот массив изучался многими исследователями (Т.А.Додонова, А.А.Конюк, А.А.Черепанов, В.А.Невский и др.), в том числе и мною. Рассматривая структурное положение массива, обычно все отмечали, что он локализован конформно в ядре синклинали, сложенной среднерифейскими отложениями и имеет факолитоподобную форму. В действительности Караджилгинский массив занимает ядро синформы и отделен от стратифицированных отложений тектоническим контактом (деформированной поверхностью надвига), сопровождающимся во многих местах бластомилонитами за счет осадочных пород и гранитоидов. Такой вывод подтверждается и изменением возраста, контактирующей с массивом стратифицированной толщи, в которой в последние годы при геологическом доизучении обнаружены раннепалеозойские микропалеонтологические остатки. Между тем гранитоиды Караджилгинского массива (по моим пробам) уран-свинцовым методом по циркону получили изохронную среднерифейскую датировку в 1105 млн.лет (Киселев и др., 1982). Аналогичные определения возраста получены и для других мелких тел гранитоидов этого комплекса, как теперь установлено, контактирующих с окружающими стратифицированными отложениями также тектонически, или секущиеся ордовикскими гранитоидами.

Ведущие породы Караджилгинского массива представлены трондьемитами (плагиигранитами), постепенно сменяющимися в разной степени калишпатизированными разностями, достигающими в кульминации

состава гранита. Начало калишпатизации выражается появлением в трондьемитах редких порфиробластов микроклина, включающих реликты интенсивно серицитизированного плагиоклаза и хлоритизированного биотита. Постепенно и неравномерно количество этих порфиробластов увеличивается. Кроме того, проявляется вторичное окварцевание и породы приобретают состав гранитов.

На современном эрозионном срезе трондьемиты слагают центральную часть массива, а граниты их окаймляют. Все породы массива в разной степени катаклазированы. При этом наиболее интенсивно катаклаз проявился в краевых зонах, где гранитоиды неравномерно-полосчато субпараллельно контактам бластомилонитизированы. Бластомилониты расланцованы и обладают полосчатой, или свилеватой текстурами. Катаклазу подверглись также порфиробласты микроклина, находящиеся среди мелкозернистого кварц-полевошпатового материала. Кроме того, породы испытали посткатакластическое окварцевание, а местами биотитизацию и флюоритизацию, обязанные своим проявлением метасоматическим процессам.

По-видимому, такие соотношения бластомилонитизированных и подвергшихся метасоматозу гранитоидов вдоль контактов с более молодыми отложениями обусловлены явлениями диапиризма гранитоидов в связи с более поздними тектоно-термальными процессами. Об этом свидетельствует и рубидий-стронциевое изотопное определение возраста новообразованного биотита (Невский, 1967) – 484 млн. лет (средний арениг).

Приведенное выше описание рифейских гранитоидов основания Срединно-Тянь-Шаньского и Северо-Тянь-Шаньского террейнов позволяет акцентировать внимание на их главных особенностях, прежде всего обусловленных геодинамическими условиями формирования. Во-первых, отметим то, что локализация этих массивов происходила в композитном ансамбле разнообразных предшествующих геодинамических комплексов, включая и офиолиты аккретированной океанической коры с

высокобарическими комплексами. Гранитообразование не сопровождалось вулканической деятельностью. Состав гранитоидов в значительной степени зависит от состава вмещающих пород, из-за чего на фоне их лейкократовых разновидностей, контактирующих с гнейсами, теневыми лейкомигматитами и содержащих их скиалиты, присутствуют более меланократовые породы (диориты, кварцевые диориты), вмещаемые амфиболитами (метабазальтами), биотитовыми сланцами (метаосадочными породами) и мигматитами с большим количеством меланосомы. Состав цветных и (в какой-то мере) аксессуарных минералов также зависит от их набора во вмещающих метаморфитах. Все отмеченные особенности состава рифейских гранитоидов, а также конформные соотношения их массивов со складчатыми структурами вмещающей рамы и директивными текстурами скиалитов, указывают на их автохтонный и параавтохтонный характер. Эти массивы совместно с вмещающими метаморфитами участвуют в строении гранито-гнейсовых куполов, формировавшихся в коллизионной (постаккреционной) обстановке в средне-позднерифейское время.

Такой вывод подтверждается и некоторыми петрогеохимическими характеристиками (см. прилож.2, табл. 3-4), рассматриваемых гранитоидов, позволяющими относить их к определенному генетическому типу, а, соответственно, и идентифицировать геодинамическую обстановку формирования. По такому наиболее важному параметру, как коэффициент глиноземистости $K = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (в мол.количествах), 50% проб гранитоидов относятся к гранитам S-типа ($K > 1,1$ (Chappel, White, 1974; White, Chappel, 1977), формирующимся при коллизии континентальных блоков, 35% проб принадлежат гранитам I-типа каледонского подтипа ($K = 1,0-1,1$), свойственных коллизиям каледонского типа (Pitcher, 1983)/ Малая часть проб характеризует граниты, сходные с гранитами I-типа вулканических дуг ($K < 1,0$). Примерно такие же вариации типов гранитоидов определяются и по отношениям (в атом.количествах) $\text{K}/\text{Na}+\text{K}$, $\text{Ca}/\text{Na}+\text{K}$, $\text{Na}+\text{K}/\text{Al}$. Анализ немногочисленных геохимических данных (см.табл. 4)

показывает, что спектр нормализованных по гранитам срединно-океанических хребтов (ORG) содержаний части редкоземельных и некоторых редких элементов в рассматриваемых гранитоидах на спайдер-диаграмме Дж.Пирса (Pearce et al., 1984) наиболее близок к спектру типовых коллизионных гранитоидов (рис. 10).

Таким образом, преобладающий объем информативных петрохимических характеристик рифейских гранитоидов Тянь-Шаня свидетельствует о связи их формирования с коллизионными процессами. Частичные отклонения среди них от типовых представителей (например, к I-типу), очевидно, вызваны меланократовым характером подвергнутой гранитизации и палингенезу части субстрата, представленного фрагментами metabазитов (амфиболиты) в композитном докембрийском основании

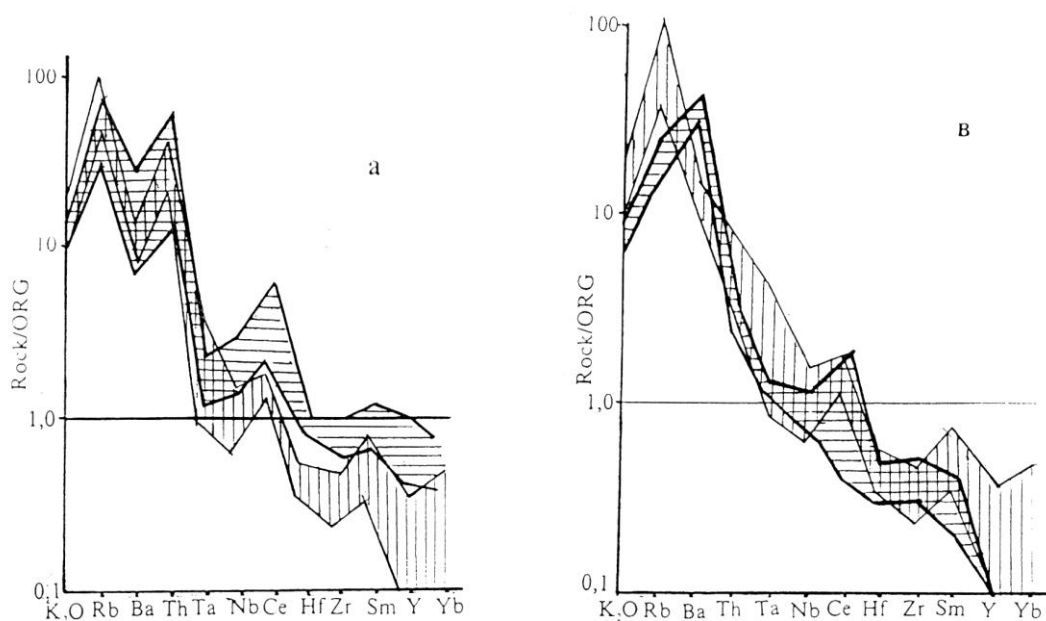


Рис. 10. Сравнение содержаний K_2O , редких и редкоземельных элементов в постаккреционных «сшивающих» гранитоидных комплексах основания микроконтинентальных террейнов Тянь-Шаня и в типовых представителях гранитоидов коллизионной геодинамической обстановки, по (Pearce et al., 1974)

Вертикальная штриховка – поле, обобщающее спектр содержаний редких элементов (нормализованных по расчетным содержаниям в гранитах срединно-океанических хребтов (ORG) в типовых коллизионных гранитоидах.

Горизонтальная штриховка – гранитоидные комплексы аккреционного основания микроконтинентальных террейнов Тянь-Шаня: а- среднерифейский калишпатизированных плагиогранитов и гранодиоритов (караджалгинский в Северном Тянь-Шане), в- средне-верхнерифейский гранитоидов и калишпатизированных плагиогранитов (сарьдзаский, бешторский в Среднем Тянь-Шане)

микроконтинентальных террейнов. Этой же причиной могла быть вызвана и неопределенность в ассоциации акцессорных минералов: например, вместе присутствуют минералы, характерные как для S-типа, так и для I-типа гранитов. Однако, сумма геолого-структурных, петрологических и петрогеохимических признаков рассмотренных гранитоидов свидетельствует об их коллизионном происхождении, как «сшивающих» элементов аккреционной структуры основания рассмотренных микроконтинентальных террейнов.

Как видно из изложенного выше, докембрийское метаморфическое основание микроконтинентальных террейнов представлено композитными ансамблями аккретированных первоначально различных геодинамических комплексов, включающих офиолиты и фрагменты древнего континентального чехла. Аккреция этих комплексов сопровождалась метаморфизмом, гранитизацией (образование плагиигнейсов и гранито-гнейсов) и формированием гранитогнейсовых куполов с массивами автохтонных гранитоидов (например, сарыджазский и др. гранитоидные комплексы). Все эти процессы амальгамировали упомянутые ансамбли и соответственно завершили формирование докембрийского континентального основания.

3.1.2.2.3 Комплексы континентального рифта (R_2-V_1)

Как и в Срединно-Тянь-Шаньском микроконтинентальном террейне, в Северо-Тянь-Шаньском также сохранились фрагменты континентально-рифтогенных комплексов, формирование которых, по немногочисленным геологическим и изотопно-геохронологическим данным происходило в конце среднего рифея-раннем венде.

В восточной части Северного Тянь-Шаня отдельные рифтогенные структуры конца среднего-начала позднего рифея

(«Стратифицированные...», 1982) фрагментарно обнажаются из-под верхневендско-раннепалеозойских отложений шельфа микроконтинентального террейна. В своем основании они представлены расланцованными конгломератами (20-300 м), залегающими с большим размывом и разницей в метаморфизме на метаморфитах микроконтинентального основания и содержащими гальку и валуны последних (кристаллические сланцы, гнейсы, слюдистые кварциты, амфиболиты). Вверх по разрезу конгломераты сменяются массивными и флюидалными полосчатыми порфиридами (по кварцевым порфирам, дацитам и их туфам (эккургенкольская толща, 300-700 м). На кислых вулканитах, а местами и на комплексе основания с размывом и конгломератами в нижней части разреза залегает бельчийская толща покровов миндалекаменных metabазальтов с прослоями метатуфов и туффитов (до 900 м). В верхней части ее местами присутствуют дайки и единичные покровы кварцевых порфиров. Кроме того, для нее характерно множество силловых залежей и секущих тел долеритов и диабазов, переходящих в покровы мандельштейнов. С вышележащей толщей шельфа верхнего венда-нижнего палеозоя основные вулканиты имеют согласный или скрытый трансгрессивно-несогласный контакт, а также в отдельных блоках (например, в долине р. Каракуджур) параавтохтонные соотношения, выраженные так называемыми вязкими надвигами.

В западной части рассматриваемого террейна (Таласский район), кроме тектонической пластины чиимташской толщи (по В.В.Киселеву, 1991) кварцевых порфиров с прослоями карбонатных и углеродистых отложений, а также покровов metabазальтов, присутствуют останцы разрезов, представленных в зримом основании и с горизонтами внутри толщи несортированными олистостромоподобными конгломератами, гравелитами и аркозовыми песчаниками с пачками углеродисто-глинистых сланцев с позднерифейскими микрофоссилиями (по Р.Н.Огурцовой), кислыми туфами и туффитами с силлами кварцевого порфира с изотопной свинец-свинцовой

датировкой в 685 ± 10 млн. лет. Все это позволяет считать рассмотренные отложения грабеновыми фациями разных частей рифейско-вендского континентального рифта. Это подтверждается также петрохимическими особенностями рассмотренных вулканитов (см. прилож. 2, табл. 5; рис.5), а также петрохимическими характеристиками обломочных пород (см. рис. 6).

3.1.2.2.4 Комплексы пассивной континентальной окраины – отложения шельфа, континентального склона и подножья (V_2-O_1)

Шельфовые отложения раннего палеозоя фрагментарно распространены на территории всего Северо-Тянь-Шаньского микроконтинентального террейна и фактически представляют собой его осадочный чехол. До недавнего времени они датировались рифеем ("Стратифицированные...", т.1, 1982; и др.), однако в последние годы получено много новых палеонтологических данных, свидетельствующих о венд (?) -раннепалеозойском (кембрийско-тремадокском) времени их накопления (см. Главу 2). Они субсогласно покрывают образования континентального рифта, а в большинстве случаев надвинуты на них, или на породы комплекса микроконтинентального основания. Вместе с ними рассматриваемые образования в общем образуют антиформные структуры, в которых они представляют ядра и автохтонные или параавтохтонные основания синформ. При этом шельфовые отложения часто деструктурированы на тектонические пластины, на которые надвинуты или перемежаются с ними чешуи других комплексов близкого возраста, в том числе офиолитовых и островодужных (см. в следующих разделах). Сложность складчатой структуры рассматриваемого комплекса в значительной степени зависит от ее соотношений с палеозойскими дизъюнктивными дислокациями, начиная с обдукционных покровов офиолитов. Складки в тектонических пластинах чаще линейны и опрокинуты. Они сопряжены с ограничивающими эти пластины надвигами, деформированными последующими складчатыми и разрывными

дислокациями. В тех местах, где сохранились значительные части ненарушенных разрезов, в них наблюдаются стабильные последовательности, состоящие (снизу вверх) из терригенной свиты, представленной переслаивающимися серицито-глинисто-кварцевыми, хлорито-серицито-кварцевыми, углеродисто-серицито-глинистыми сланцами, алевролитами, кварцевыми и олигомиктовыми песчаниками, и терригенно-сланцево-карбонатной свиты. Основу последней составляют слоистые известняки, доломиты, калькарениты и кальциолиты, местами включающие тела рифогенных массивных известняков и содержащие прослой и горизонты углеродистых известняков, известково-глинистых сланцев и кварцевых песчаников. Отмеченные последовательности представлены такими толщами, как ортоаусская серия с различными по составу пачками (свитами), курганташская, терсбутацкая, джельдысуйская, чачойская, ченерская свиты в западной части Кыргызского хребта, сарыбулакская, суекская, джилусуйская, учемчекская, талдысуйская, ашуайрыкская свиты в хр.Терскей Алатоо, торайгырская свита в хребте Кунгей Алатоо. Мощности терригенно-сланцевой и терригенно-сланцево-карбонатной частей разрезов примерно равны и достигают 1500-2000 м при значительных их колебаниях.

Особенности разрезов рассматриваемого комплекса заключаются в последовательной общей смене терригенно-глинисто-сланцевых отложений терригенно-сланцево-карбонатными. Вместе с тем местами наблюдаются латеральные переходы отдельных частей обсуждаемых разрезов одна в другую и изменения соотношений между отдельными типами пород. Такие разрезы глинисто-терригенно-карбонатной ассоциации образуются в условиях неровного шельфа, обусловленных рифтогенными структурами, создающими горст-грабеновый рельеф, усложняющийся еще и ростом рифогенных построек как внутри шельфовой области, так и барьерного рифа (см. след. раздел) на внешнем шельфе.

На дифференцированный рельеф шельфа указывает также широкое развитие доломитов, сингенетичных карбонатных брекчий, калькаренитов, косо́й слоистости типа мелководья, с одной стороны, и неравномерное распространение углеродистого вещества, часто с сингенетичным пиритом, - с другой. В последнем случае мы имеем дело с показателем застойных условий относительно изолированных частей бассейна.

Анализ состава обломочного материала песчаников, присутствующих в разрезах шельфового комплекса, с использованием трехкомпонентной диаграммы QFR (см. рис.7) указывает на его происхождение из континентального блока или рециклированного орогена. При этом состав литических обломков (кристаллические сланцы, кварциты, редко кислые вулканиты) свидетельствует об их континентальном источнике, включающем комплекс основания и, видимо, породы континентального рифта.

На это указывает также терригенная примесь в карбонатных породах, представленная окатанными зернами кварца, полевых шпатов и упомянутых выше пород. По таким петрохимическим диаграммам, как K_2O/Na_2O-SiO_2 и $K_2O/Na_2O-FeO+MgO$ и характеристике K_2O/Na_2O x SiO_2 (коэффициент континентальности) рассматриваемые песчаники сходны с современными песками тыльного края плиты (рис. 8), то есть пассивной окраины атлантического типа.

Мелководные отложения карбонатных банок внешнего шельфа, представляющие рифовые банки на южном внешнем шельфе Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента, в современной тектонической структуре фрагментарно сохранились в Таласском хребте и в западной части Сусамырского хребта. Здесь они заключены в тектонических блоках, надвинутых на отложения рифейско-вендского континентального рифта. Кроме того, эти отложения контактируют по более молодым разломам с образованиями различных других геодинамических комплексов и прорываются верхнеордовикскими и силурийскими гранитоидами. Местами они наращивают нижнюю сланцево-терригенную часть описанного выше

шельфового комплекса, то есть замещают по латерали его верхнюю сланцево-карбонатную часть.

Наиболее полно рассматриваемый комплекс представлен бешташской и айламтатауской кембрийско-ордовикскими свитами, сдеформированными в простые складки брахиформного характера. В их строении участвуют преимущественно массивно-слоистые мелкокристаллические, иногда мелкообломочные (калькарениты), оолитовые, водорослевые, онколитовые известняки и доломиты (мощность 500-2000 м), местами со стяжениями черных кремней и выклинивающимися горизонтами сингенетичных карбонатных брекчий. Обломочный карбонатный материал, видимо, образовывал гравитационные потоки или свалы, окружавшие отдельные карбонатные банки. Последние объединялись в систему барьерного рифа на краю кембрийско-ордовикского шельфа.

Комплекс отложений раннепалеозойского склона Северо-Тянь-Шаньского террейна объединяет разрозненные аллохтонные и параавтохтонные фрагменты разрезов на южной и северной окраинах этой структуры. Раньше ("Стратифицированные...", т.1, 1982; и др.) они датировались средним-поздним рифеем, или вендом, однако собранные в последние годы многочисленные микро- и макропалеонтологические остатки (см. Главу 2) однозначно свидетельствуют о кембрийско-раннеордовикском возрасте этих отложений. На южной окраине упомянутого микроконтинента они представлены такими свитами, как кенсайская и актерекская в хр.Ичкелетау, арабельская в хр.Суек, в центральной части хр.Терскей Алатао, и, очевидно, некоторые разрезы ордовика в северном Присонкулье. Эти толщи (видимой мощностью до 1,5 км) находятся в тектонических отношениях с образованиями других геодинамических комплексов, в том числе и с описанными выше отложениями раннепалеозойского шельфа, как это видно в хр. Суек, где арабельская свита заключена в синформе, субсогласной слоям подстилающих карбонатных пород шельфа (суекская свита). Этот факт может свидетельствовать о первоначальном

телескопическом надвигании склоновых отложений на шельфовые при обдукции офиолитов на микроконтинент. Среди образований склонового комплекса южной окраины Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента преобладают песчано-алевритовые отложения с флишевым переслаиванием с прослоями углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев (в хр.Ичкелетау). Последние являются автохтонными фоновыми отложениями, в которые вклиниваются псефито-псаммитовые аллохтонные образования автокинетических дебрисных потоков. Они включают также карбонатные олистолиты вместе с валунами и галькой известняков и кварцитовидных песчаников, происходящих, по-видимому, из шельфовых отложений. В хр.Суек (арабельская свита) фоновые породы представлены черными известковыми алевролитами, прослоенными грубыми кварцевыми песчаниками автокинетических зерновых потоков. В отдельных частях разреза алевролиты участвуют в строении тонких ритмитов, текстура которых обусловлена появлением многочисленных контуритов, представленных светло-серыми мономиктовыми кварцевыми песчаниками. В описываемых отложениях присутствуют также олистолиты кварцитов, реже известняков, как и упоминавшиеся выше, относившихся ранее к шельфовому комплексу. Таким образом, характер строения разрезов описанных выше отложений южной окраины Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента свидетельствует о глубоководной склоновой обстановке осадконакопления, нарушавшейся автокинетическими зерновыми и грязекаменными потоками, характерными для верхних частей зонально-веерных систем.

На северной окраине этого же микроконтинента склоновые отложения представлены чонкеминской (бассейн р. Чон-Кемин) и коскаринской (восточная часть Заилийского хребта) толщами кембрия-нижнего ордовика. Первая из них обнажается в тектонических пластинах, включенных в аллохтонные пакеты образований различных геодинамических комплексов, подвергшихся неоднократным складчатым и разрывным дислокациям. Кроме того, в среднем течении р. Чон-Кемин чонкеминская свита служит

автохтоном, на котором залегают параавтохтонная пластина описанных выше шельфовых отложений (торайгырская свита), или аллохтон базальтов офиолитовой ассоциации (ичкесуйская свита).

Породы всех пластин вдоль разделяющих их надвиговых границ значительно бластомилонитизированы и подроблены. В наиболее полных разрезах чонкеминская толща разделяется на две части, характеризующие трансгрессивный ряд отложений и по своим седиментологическим особенностям индицирующие разные геодинамические обстановки их накопления. Видимая нижняя часть разреза, основание которой срезано интрузией гранитов, сложена разногалечными конгломератами с плохо сортированной галькой метаморфических пород комплекса основания микроконтинента и прослоями гравелитов и кварцевых, или аркозовых, песчаников (видимая мощность около 150 м). Количество последних кверху постепенно увеличивается и конгломераты сменяются разнозернистыми несортированными массивными, или косослоистыми, аркозовыми или кварцевыми песчаниками, содержащими гальку и валуны метаморфических пород (мощность до 350 м). Как видно, отложения нижней части чонкеминской свиты накапливались в наземных условиях с резко расчлененным рельефом источника сноса и прибрежно-морских условиях континентального рифта (Макарычев, Гесь и др., 1984).

Вверх по разрезу конгломерато-песчаниковая часть разреза постепенно сменяется ритмично-градационным переслаиванием песчаников, алевролитов и глинистых сланцев (мощность около 1300 м). В верхних частях градационных ритмов встречаются подводно-оползневые складки. Разрез завершается алевролито-глинисто-сланцевым переслаиванием с прослоями известняков. В этой алевролито-сланцевой пачке встречаются олистолиты углеродистых известняков шельфа. Таким образом, судя по седиментологическим особенностям и литологии верхней части обсуждаемого разреза, она представляет собой комплекс турбидитов континентального склона. Это подтверждается также нахождением

одинаковых форм кембрийско-раннеордовикских органических остатков в карбонатной толще шельфа и в прослоях известняков в турбидитах (см. Главу 2). В пределах поля распространения чонкеминской свиты прослеживаются некоторые фациальные изменения, проявляющиеся в увеличении количества и мощности прослоев тонкообломочных пород в северо-восточном направлении, что, по-видимому, трассирует направление погружения микроконтинентального склона (в современной ориентировке).

Северо-восточным продолжением чонкеминской полосы выходов отложений комплекса континентального склона представляется коскаринская толща, которая обнажается в небольших тектонических окнах в поле развития среднеордовикских окраинно-морских отложений в восточном окончании горной системы Заилийского хребта. Восточнее в горах Чушанай, по данным В.К.Краснобородкина (1985), на этой толще, смятой в небольшие изоклинальные складки, с угловым несогласием залегают базальные конгломераты каракиинской свиты аренига-среднего ордовика. Коскаринская толща (видимая мощность около 300 м) сложена, главным образом, различными сланцами, образовавшимися по фоновым глинисто-алеврито-песчанистым породам, содержащим немногочисленные прослои рассланцованных олигомиктовых песчаников и гравелитов (образования автокинетических или зерновых потоков). В разрезах этой толщи проявляется нечеткая градационная слоистость. Местами в них встречаются линзовидные и прослоеподобные олистолиты кварцитов, мраморизованных известняков и доломитов. Очевидно, они происходят из палеогипсометрически вышележавших отложений шельфа.

Состав обломочного материала песчаников склоновых отложений Северо-Тяньшаньского микроконтинентального террейна (см. рис. 7) и их петрохимические особенности (см. рис. 8) указывают на преобладание среди источников этих осадков континентального блока и рециклированного орогена, то-есть их представлял аккреционный комплекс основания микроконтинента.

3.2 Палеоокеанические террейны

Как и во многих других складчатых сооружениях, в тектонической структуре каледонид Тянь-Шаня присутствуют фрагменты комплексов-индикаторов коры океанического типа, (см. Прилож. 1), представленные в разной мере дезинтегрированной и аккретированной офиолитовой ассоциацией* (рис. 11). Ее аккреция (или амальгамация) к континентальным террейнам местами сопровождалась пристыковкой к ним и аллохтонных останцов палеоостровных дуг (см. ниже).

Офиолиты океанического типа развивались в двух океанических бассейнах, входящих в систему Палеоазиатского океана: Жалаир-Найманском или Жалаир-Илийском (Авдеев, 1984, 1985; Mossakovskij et al., 1993; и др.), ограничивавшим Северо-Тянь-Шаньский микроконтинент с севера, и Ишим-Нарынском (Авдеев, там же), отделявшим его от микроконтинента Тарим (Срединно-Тянь-Шаньский блок) с юга. Соответственно этому, при замыкании океанических бассейнов аллохтоны обдуцирующих офиолитов покрывали Северо-Тянь-Шаньский и Срединно-Тянь-Шаньский микроконтинентальные террейны, формируя при этом два аллохтонных террейна палеоокеанического происхождения – Жалаир-Илийский и Сарыджаз-Чаткальский.

Границами, отделяющими офиолитовые блоки от микроконтинентов, представляются описанные выше сутуры, а также обдукционные надвиги, которые будут рассмотрены ниже.

* По этим причинам практически ни одна из выделявшихся многочисленных свит («Стратифицированные...», т.1, 1982; «Геологическая карта ...», 1982 и др.), представляющих вулканогенную часть офиолитовой ассоциации, не может считаться таковой стратиграфической единицей из-за отсутствия нижней и верхней стратиграфической границ, или, во всяком случае, одной из них. Однако для взаимопонимания с другими исследователями в этой работе условно используются названия упомянутых толщ.

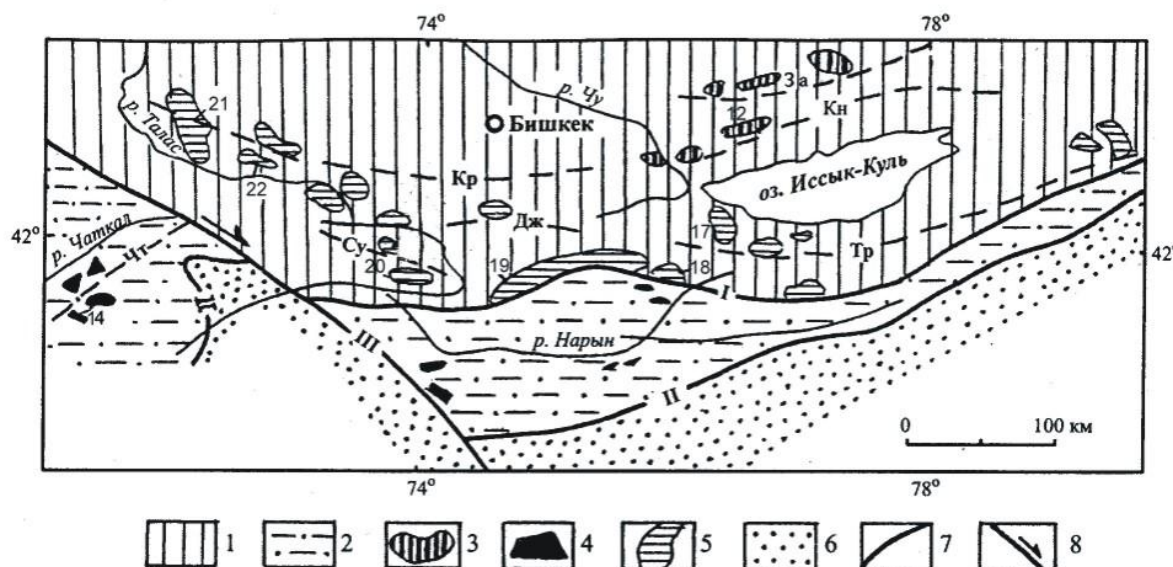


Рис. 11. Схема размещения нижнепалеозойских офиолитов в современной структуре Северного и Среднего Тянь-Шаня.

1-2 - континентальное основание (pR_3) и отложения пассивной окраины (V_2-O_1) Северо-Тянь-Шаньского (1) и Среднего Тянь-Шаньского (2) микроконтинентов; 3-5 - аллохтонные фрагменты нижнепалеозойских офиолитов СОХ (3 - из Жалаир-Илийского и 4 - Ишим-Нарынского океанических бассейнов) и из Кыргызско-Терской задугового бассейна (5); 6 - герцинские комплексы Южного Тянь-Шаня; 7 - постсутурные разломы (I - линия Николаева, II - Ферганско-Атбаш-Иныльчекский); 8 - важнейшие диагональные сдвиги (III - Таласо-Ферганский). Цифрами обозначены номера рисунков, отображающих детали структуры офиолитовых останцов. Сокращенные названия горных хребтов: Дж - Джумгалский, За - Заилийский, Кн - Кунгей Алатоо, Кр - Кыргызский, Су - Сусамырский, Чт - Чаткальский, Тр - Терской-Алатоо.

3.2.1 Жалаир-Илийский палеоокеанический аллохтонный террейн (Є- O_1tr): границы, геодинамические комплексы и структура

Офиолиты, представляющие океаническую кору Жалаир-Илийского бассейна, присутствуют в аллохтонных пластинах и блоках, обдуцированных на северный (в современных координатах) пассивный край Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента и таким образом сформировавших аллохтонный террейн, претерпевший значительную дезинтеграцию позднепалеозойскими и неотектоническими разломами и частично поглощенный палеозойскими гранитоидными интрузивами. Наиболее крупный фрагмент офиолитов рассматриваемого террейна, по данным А.В.Авдеева (1984) и В.К.Краснобородкина (1985), находится в горах

Сарытау (система Заилийского хребта). Данными глубинного сейсмического зондирования (Краснобородкин, там же) для него, как и для некоторых других фрагментов офиолитов в этом районе, доказано аллохтонное залегание. В двух местах оно подтверждено бурением (Авдеев, 1984). Кроме того, Сарытаусский останец офиолитов, по данным В.К.Краснобородкина, надвинут на гнейсовый комплекс основания микроконтинента, а в других местах офиолиты шарьированы на сланцево-терригенно-карбонатные отложения его шельфа (коскаринская свита кембрия). Время обдукции офиолитов на пассивную окраину, вероятнее всего, предаренигское (или предпозднеаренигское?) поскольку по палеонтологическим данным возраст вулканитов аксуйской свиты соответствует кембрию, кремнистых отложений жылыспайской свиты - тремадоку, а обломки этих пород совместно с дебрисом из метаморфического основания и шельфа находятся уже вместе в верхнеаренигско-лланвирнской каракиинской свите, представляющей неавтохтон (Авдеев, Ковалев, 1989).

Наиболее полно представленный разрез рассматриваемой офиолитовой ассоциации в сарытаусском фрагменте имеет отчетливое четырехчленное строение при близвертикальном современном залегании полосчатости, а вверху его - и слоистости. С северо-востока на юго-запад (снизу вверх) здесь обнажаются: 1) в основании - серпентиниты по дунитам, гарцбургитам, верлитам (чередуются с пироксенитами в виде пластов разной мощности (300-500 м); в подошве покрова и частично выше ее серпентиниты неравномерно интенсивно рассланцованы, милонитизированы, будинированы, карбонатизированы, лиственитизированы, оливин и ромбический пироксен нацело замещены шпинелью, карбонатом, уралитом, актинолитом, хлоритом, гроссуляром; 2) вверх по разрезу ультрамафиты сменяются среднезернистыми полосчатыми габброидами, среди которых присутствуют троктолиты, оливиновые нориты, клинопироксеновое пегматоидные габбро (500-700 м); 3) габброиды секутся дайками габбро-диабазов и диабазов (до 500 м), переходящих в горизонт (силл) пятнистых

габбро-диабазов (до 500 м), а выше в слой параллельных диабазовых даек (до 500 м); 4) с дайками связан слой пиллоу-лав миндалекаменных микропорфировых базальтов, афировых спилитов (аксайская толща, до 1 км). В вулканитах на других участках этого района содержатся прослои кремнистых алевритистых туфов и туффитов основного состава и эдафогенных вулканомиктовых песчаников, а разрез завершается толщей фтанитов-спонголитов (жылыспайская свита, несколько десятков метров). Вулканомиктовые эдафогенные песчаники состоят из обломков базальтов, плагиоклаза и, редко, кварца, сцементированных хлоритовым цементом.

Западнее и восточнее описанного сарытаусского останца офиолитовой ассоциации во многих местах встречаются аллохтонные фрагменты различных ее слоев. Это такие образования, как известная ащисуйская свита базальтов, соответствующая упомянутой выше аксайской толще, а также габбро-ультрамафитовые породы чу-балхашского комплекса (в Чу-Илийских горах).

В этот же ореол аллохтонных фрагментов офиолитовой ассоциации океанического типа, перемещенной из сутуры Жалаир-Илийского океанического бассейна, по-видимому, относятся и ее выходы в долине р.Чон-Кемин (на южном склоне Заилийского хребта и северном склоне хр.Кунгей Алатоо). Здесь они продолжают цепочку офиолитовых тектонических останцов, заклиненных в позднепалеозойских и неотектонических разломах, входящих в Чилико-Кеминскую систему разломов запад-северо-западного простирания. В ее северо-восточном сегменте расположены и описанные выше Сарытаусский и другие офиолитовые блоки.

Здесь в долине р. Чон-Кемин офиолитовый разрез чаще всего расчленен упомянутыми разломами на отдельные линзовидные блоки (дуплексы) шириной до одного километра при протяженности до нескольких километров. В них заключены или средне-крупнозернистые массивные и полосчатые габброиды, включающие мелкие тела пироксенитов и

серпентинитов, или зеленокаменно-измененные массивные и шаровые лавы базальтов с линзами кремней и, редко, известняков (ичкесуйская и курсайская свиты). В упомянутых дуплексах базальты чаще всего интенсивно бластомилонитизированы и превращены в зеленые сланцы. Габброиды также содержат зоны бластомилонитизации. Стратиграфические соотношения между габбро и вулканитами здесь отсутствуют. Вместе с тем в некоторых местах в габбро присутствуют фрагменты диабазового комплекса "дайка в дайке", или рассеянные маломощные (0,5 - 1 м) дайки того же состава (в нижнем течении рек Джая и Чон-Койсу), очевидно, являющиеся корнями лавовых покровов.

Широкое развитие упомянутых выше молодых разрывов, ордовикских и силурийских гранитоидов создают большие затруднения в расшифровке соотношений рассматриваемых офиолитов с присутствующими в тектонической структуре одновозрастными отложениями пассивной окраины микроконтинента (чонкеминская и торайгырская свиты). Однако на некоторых участках их можно проследить. Так на левом берегу р. Чон-Кемин, в верховьях ее притока руч. Торайгыр, сохранилось два полосовидных фрагмента аллохтонной пластины офиолитов (рис. 12). Они представляют собой синформы, разделенные антиформой, сложенной сланцево-карбонатной торайгырской свитой шельфового комплекса Северо-Тяньшаньского микроконтинента, которая в свою очередь параавтохтонно залегает на чонкеминской свите терригенных отложений континентального склона. При этом и антиформа, и синформа осложнены многочисленными опрокинутыми на запад-северо-запад складками, оси которых субпараллельны наклону поверхности шарьяжа (30-70°). Северная синформа шириной до 0,5 км сложена лишь основными вулканитами ичкесуйской свиты. От южной синформы сохранился только протяженный останец северного крыла. При этом оно представлено двумя аллохтонными пластинами: нижняя из них мощностью до 150-200 м сложена метабазами, а верхняя - габброидами.

В обеих синформах, представляющих единый покров, смятый в складки, базальты на всю мощность бластомилонитизированы и превращены в зеленые динамосланцы. Мраморизованные известняки торайгырской свиты подверглись изоклиальной складчатости метаморфического течения.

Породы, слагающие южную синформу и частично карбонатные отложения антиформы, интродуцируются предсреднеаренигскими гранитоидами долонатинского комплекса, которые таким образом "запечатывают" обдукцию офиолитов на пассивную окраину.

Еще один вариант соотношений офиолитов с отложениями пассивной окраины можно наблюдать на правом берегу р.Чон-Кемин, в междуречье Четынды-Ичкесу. Здесь базальты ичкесуйской свиты аллохтонно налегают на терригенные отложения чонкеминской свиты. Последние интенсивно рассланцованы, а базальты на большую мощность (до 1,5 км) преобразованы в зеленые динамосланцы, в которых встречаются линзовидные останцы массивных зеленокаменно-измененных базальтов.

В Заилийском хребте габбро-ультрамафиты в виде останцов кровли и многочисленных ксенолитов размером от нескольких десятков кв. метров до нескольких кв. километров довольно часто присутствуют среди больших полей верхнеордовикских гранитоидов. Ультрамафиты представлены серпентинитами, среди которых установлены участки с новообразованным оливином и пироксеном (явления дегидратации серпентина под влиянием гранитоидной магмы). С другой стороны, по массивным и рассланцованным серпентинитам местами образуются тальковые, тальк-хлоритовые сланцы и актинолититы. По трещинам в серпентинитах часто развивается ослюденение, что, по-видимому, также обусловлено влиянием гранитоидов.

Местами можно наблюдать постепенные переходы ультрамафитов в габбро через пироксенизированные серпентиниты и пироксениты. Останцы габбро среди гранитоидов достигают размеров 15 км² (например, т.н. Аксуйский массив в Заилийском хребте). Для этих пород характерны резко такситовые текстуры, частая смена зернистости, бластические структуры.

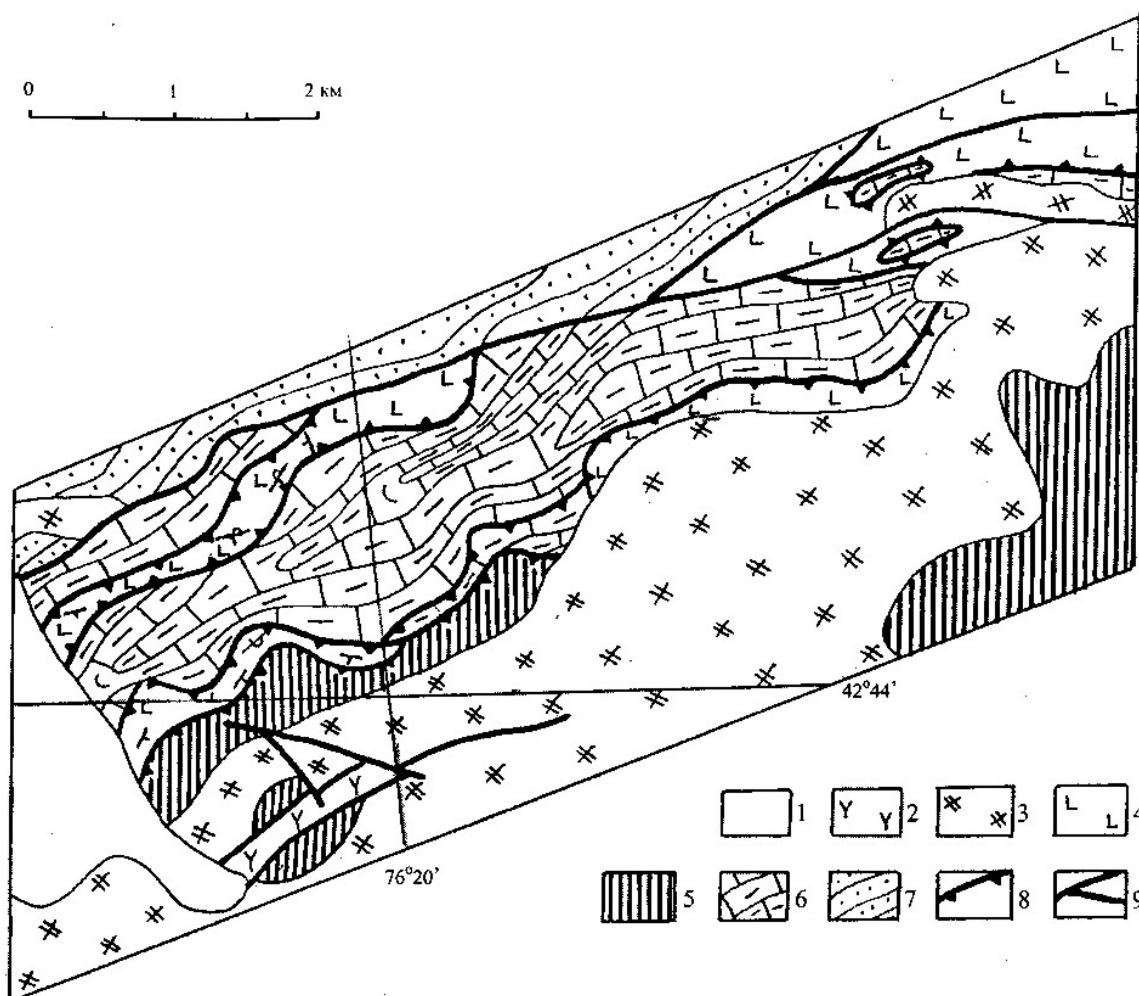


Рис. 12. Геодинамическая схема бассейна рек Торайгыр и Туук, сев. склон хр. Кунгей Алатау (с использованием данных геологической съемки, с изменениями автора).

1 - четвертичные отложения; 2 - штыки пермских сиенитов; 3 - долонатинский коллизионный (постобдукционный) гранитоидный комплекс (O_1); 4 - 5 - аллохтон офиолитового комплекса из Жалаир-Илийского океанического бассейна: 4 - подушечные и массивные базальты, blastsмилониты по базальтам ($V_2? - O_1$), 5 - габбро такситовое, местами полосчатое с горизонтами пироксенитов ($R - V?$); 6 - 7 - автохтон Северо-Тянь-Шаньского микроконтинентального террейна: 6 - углеродисто-сланцево-карбонатные отложения (торуайгырская свита ($V_2? - O_1$) шельфа, 7 - флишодные терригенные отложения (чонкеминская свита ($V - O_1$) склона); 8 - предпозднеаренигский обдукционный надвиг; 9 - прочие позднепалеозойские и неотектонические разломы.

Среди них по составу выделяются нормальные и оливиновые (оливиновые нориты, оливиновые габбро-нориты, троктолиты) разности с постепенными взаимопереходами. В некоторых останцах оливиновые нориты настолько меланократовы, что приближаются по составу к перидотитам. Отдельные участки крупных останцов (главным образом, вблизи контактов с гранитоидами), а также мелкие ксенолиты сложены габбро-амфиболитами. В них пироксен почти нацело уралитизирован, плагиоклаз в отличие от

типового для габбро более кислый (вместо анортита-лабрадора N 60-70 андезин N 40-50), появляется биотит. Эти преобразования обязаны влиянию гранитоидной магмы и приводят к тому, что габбро превращается в диориты и кварцевые диориты, или в монцогаббро и монцодиориты.

Анализ петрогеохимических особенностей базальтов рассматриваемого офиолитового комплекса, как наиболее результативных в отношении геодинамических интерпретаций, свидетельствует (Приложение 2, табл 6-7; рис. 13) об их принадлежности к толеитовой серии. Такие информативные диаграммы, как Ti-Cr, Zr/Y-Zr, (Ti/100)-Zr-(Yx3), (Ti/100)-Zr-(Sr/2), TiO₂-(Y/Nb), TiO₂-K₂O, Cr-Y, указывают на преобладающее формирование этих базальтов в срединно-океаническом хребте. Небольшая часть их могла образоваться и во внутриплитной обстановке, возможно, на океанических островах. Таким образом петрохимические данные подтверждают океанический характер базальтов офиолитовой ассоциации, обдуцированной из Жалаир-Илийского бассейна (сутуры) на Северо-Тянь-Шаньский микроконтинент и образовавшей аллохтонный палеоокеанический террейн.

3.2.2 Чаткальско-Сарыджазский островодужно-палеоокеанический аллохтонный террейн (Є-O₂): границы, геодинамические комплексы, структура

Этот террейн образовался при закрытии Ишим-Нарынского океанического бассейна и, как будет показано ниже, обдукции на Срединно-Тянь-Шаньский микроконтинент сильно нарушенных фрагментов офиолитов из аккреционного клина, а также вулканитов разных частей энсиалической островной дуги. Границами террейна являются описанная выше сутура раннепалеозойского Ишим-Нарынского бассейна (линия Николаева) с севера и Атбаши-Иныльчекский разлом (с юга), наследующий средне-позднепалеозойскую сутуру Туркестанского палеоокеана. Нижняя граница

террейна представлена шарьяжным основанием обдукционного покрова офиолитов на Срединно-Тянь-Шаньском микроконтиненте. Все эти границы,

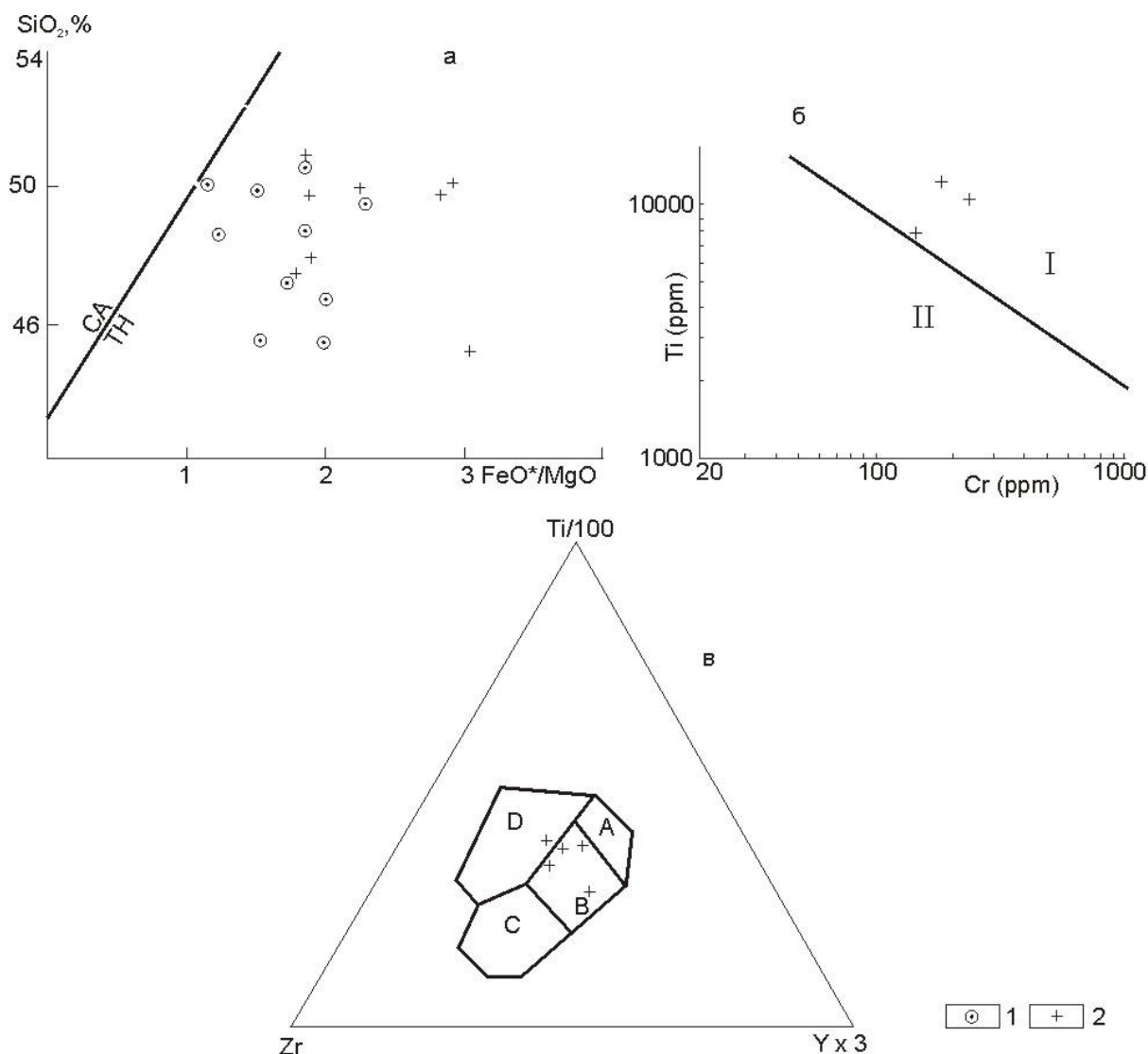
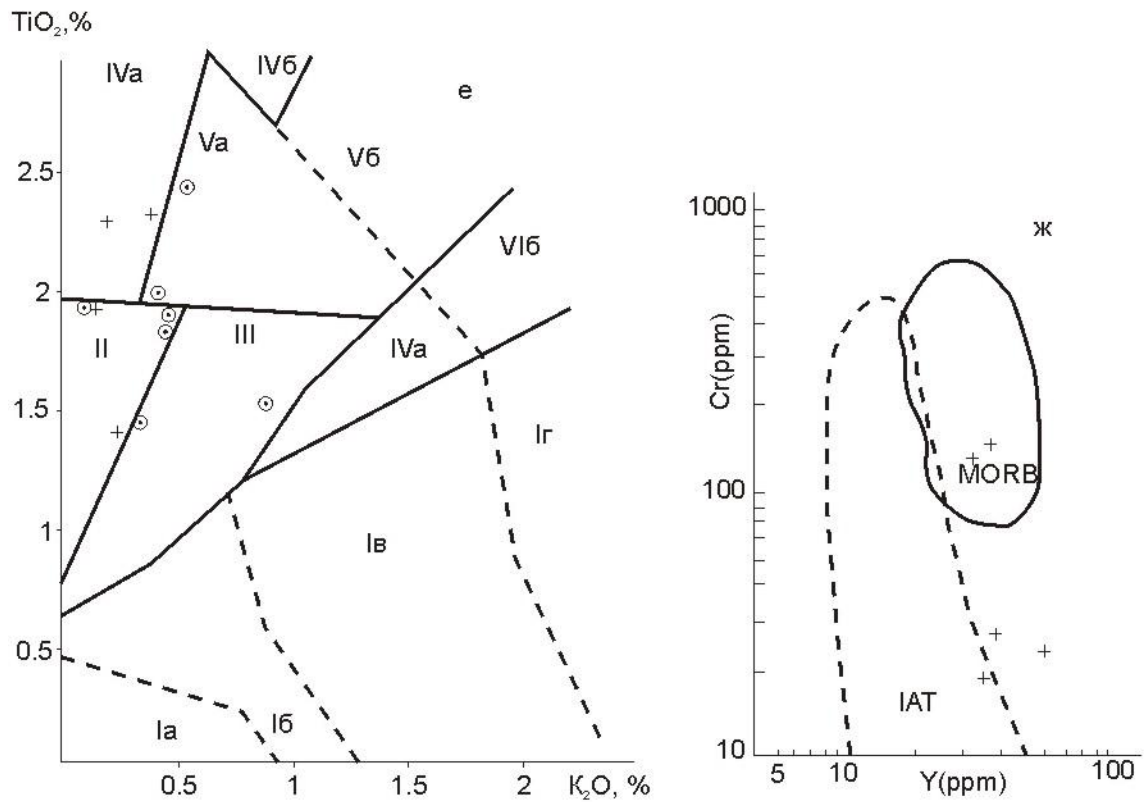
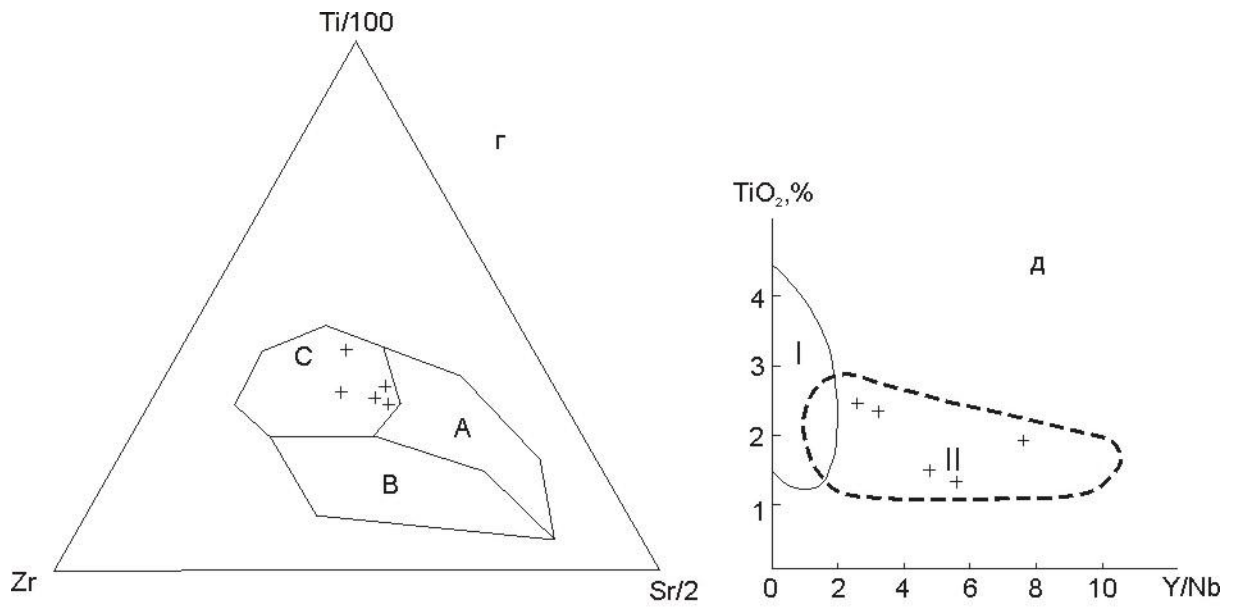


Рис.13. Состав вулканических пород кембро-ордовикских офиолитовых комплексов палеоокеанических террейнов Тянь-Шаня на индикационных петрохимических и геохимических диаграммах.

а) диаграмма $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{SiO}_2$, показывающая границу между толеитовыми (ТН) и известково-щелочными (СА) вулканическими сериями, по (Miyashiro, 1974). Точки составов пород (для всех рисунков): 1-2 - базальты палеоокеанических бассейнов (террейнов): 1 - Ишим-Нарынского (Чапкальско-Сарыджаского террейна) (каратерекская толща), 2 - Жалаир-Илийского (аксайская толща); б) диаграмма Ti-Cr, показывающая поля базальтов дна океанов и окраинных бассейнов (I) и базальтов островных дуг (II), по (Шараськини др., 1980); в) диаграмма Ti/100-Zr-Y/3, показывающая поля толеитов островных дуг (А,В), базальтов срединно-океанических хребтов (В), известково-щелочных базальтов (В,С) и внутриплитных базальтов (D), по (Pearce and Cann, 1973); г) диаграмма Ti/100-Zr-Sr/2, показывающая поля островодужных толеитов (А), известково-щелочных базальтов (В), базальтов срединно-океанических хребтов (С), по (Pearce and Cann, 1973); д) диаграмма $\text{TiO}_2-\text{Y}/\text{Nb}$, показывающая поля щелочных и известково-щелочных базальтов (I) и базальтов срединно-океанических хребтов (II), по (Floyd and Winchester, 1978); е) диаграмма $\text{TiO}_2-\text{K}_2\text{O}$, показывающая поля вулкаников: I - островных дуг (Ia - бониниты, Ib - толеиты, Iв - известково-щелочные породы, Iг - щелочные породы, II - срединно-океанических хребтов, задуговых спрединговых центров и межконтинентальных рифтов, III - задуговых спрединговых центров и трансформных разломов, IV - океанических островов (IVa - толеиты, IVб - субщелочные породы), V - океанических островов и областей активизации кратонов (Va - толеиты, Vб - субщелочные породы), VI - области активизации кратонов (VIa - толеиты, VIб - субщелочные породы), по (Мионов и Котляр, 1991); ж) диаграмма Cr-Y, показывающая поля базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) и толеитов островных дуг (IAT), по (Pearce, 1982).



(Окончание рис. 13)

как и сам покров, почти полностью диспергированы и затушеваны позднепалеозойскими и неотектоническими движениями, или значительно закрыты средне-позднепалеозойскими и кайнозойскими отложениями.

Останцы офиолитовой ассоциации, представляющей океаническую кору Ишим-Нарынского бассейна, в современной тектонической структуре в аллохтонном залегании обнажаются в пределах Срединно-Тянь-Шаньского микроконтинентального террейна. Кроме того, по гравиметрическим данным (В.И.Кнауф и др.), они трассируются и под другими отложениями, по-видимому, рассекая их местами в виде протрузий.

Рассматриваемые офиолиты установлены на северо-восточном склоне Ферганского хребта, в хребтах Чаарташ и Чаткальском. Здесь к ним относятся мелкие протрузии серпентинитов и тела мономиктового серпентинитового меланжа, местами небольшие тектонизированные фрагменты полосчатых амфиболизированных габбро, а преобладают metabазальтовые толщи (каратерекская в Чаткальском и конгуртобинская в Ферганском хребтах). Они дезинтегрированы на разных размеров тектонические пластины. Внутри последних во многих местах присутствуют фрагменты антиформных и синформных структур, а толщи часто смяты в опрокинутые складки. В видимых нижних частях их разрезов (видимая мощность от 150 до 1500м) преобладают аповулканические зеленые динамосланцы (альбит-актинолитовые, эпидот-хлоритовые), включающие реликты лав зеленокаменно-измененных базальтов и их туфов с прослоями микрокварцитов (по кремнистым породам) и известняков с хиолитами кембрийского возраста (в конгуртобинской толще, по неопубликованным данным С.Е.Христов).

Нижняя зеленосланцевая часть каратерекской толщи в Чаткальском хребте постепенно вверх по разрезу сменяется пачками туфопесчаников, дистальных турбидитов с обратной градационной слоистостью (Е.Христов и др., 1999) и с горизонтами подушечных и трубчатых базальтов и их туфов. Видимая верхняя часть разреза завершается тонким переслаиванием

различных кремней, глинисто-кремнистых сланцев с прослоями алевролитов и покровов базальтов. В прослоях кремнистых алевролитов Е.В.Христовым и др. (1999) обнаружены остатки конодонтов, характерных для аренига-начала среднего ордовика.

Петрохимические характеристики metabазальтов рассматриваемой офиолитовой ассоциации, отраженные на диаграммах $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ $\text{TiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ (см. прилож. 2, табл.6-7; рис. 13) свидетельствуют о принадлежности этих пород к толеитовой серии, формировавшейся в условиях срединно-океанического хребта и, частично, на океанических островах. Отклонение отдельных точек составов на диаграмме $\text{TiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ в поле задуговых спрединговых бассейнов обусловлено некоторым повышением содержания K_2O . Однако это явление может быть обусловлено метаморфической дифференциацией.

Упомянутые в начале раздела обдуцированные образования энсиалической островной дуги присутствуют в тектонических останцах в нескольких десятках километров к югу от ордовикской Северо-Тянь-Шаньской дуги (см. ниже), в хребте Чаарташ, в западном окончании хр. Акшийрак и в хр. Сарыджаз. Там сохранились тектонические фрагменты аренигско-среднеордовикских вулканитов, обдуцировавших в позднем ордовике на Срединно-Тянь-Шаньский микроконтинент. Эти вулканиты объединяются в толщи, большая часть расчешуенного разреза которых видимой мощностью 100 и более метров сложена лавами и кластолавами лейкоандезитов, трахибазальтов, андезито-дацитов с единичными горизонтами риолитовых игнимбритов и маломощными линзами и прослоями кремней. Эффузивные образования сопровождаются согласными и субсогласными силлами кварцевых диоритов и кварцевых монцодиоритов субинтрузивного комплекса. Петрохимические характеристики вулканитов и субинтрузивов соответствуют известково-щелочной петрохимической серии (по неопубликованным данным С.Е.Христова, В.А.Грищенко и др.). В этом смысле они очень близки к вулканитам Северо-Тянь-Шаньской ордовикской

энсиалической островной дуги, от которой островодужные вулканы совместно с описанными выше офиолитами ее аккреционного клина и обдуцировали на Срединно - Тянь-Шаньский микроконтинентальный террейн. Подтверждением принадлежности рассмотренных офиолитов к аккреционному клину, связанному с погружавшейся к северу (в современной ориентировке) субдукцией, служат такие структурные и петрографические черты, как интенсивный неравномерный динамометаморфизм, местами сложная изоклиальная складчатость, присутствие фрагментов серпентинитового меланжа, а также наличие в зеленых сланцах реликтов глаукофана. Как отмечено выше, геологический возраст офиолитов этого обдуцировавшего аккреционного клина по данным микропалеонтологических остатков охватывает пределы кембрия – начало среднего ордовика. Аренигско-средне-ордовикский возраст присущ и рассмотренным выше фрагментам островодужных образований, обдуцировавших на Срединный Тянь-Шань от Северо-Тянь-Шаньской островной дуги. Таким образом, можно утверждать, что поглощение океанической коры в зоне субдукции и закрытие Ишим-Нарынского бассейна

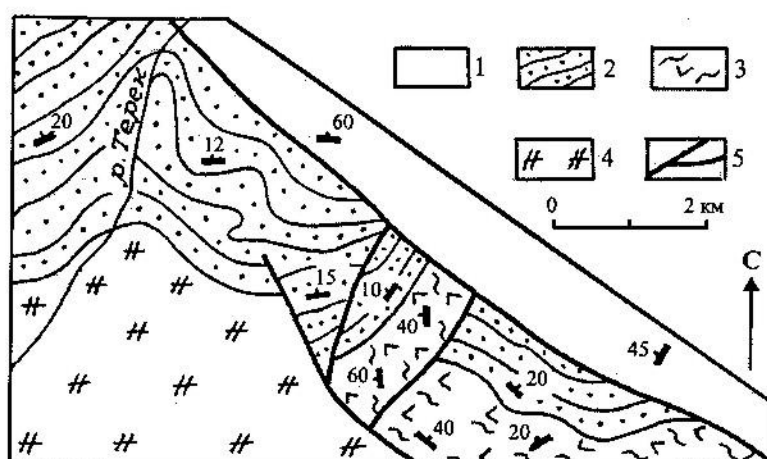


Рис. 14. Геологическая схема строения участка на левом берегу верхьев р. Терек, на южном склоне Чаткальского хребта.

1 - силурийские отложения; 2 - верхнеордовикская моласса; 3 - апобазальтовые зеленые сланцы офиолитовой ассоциации кембрия-среднего ордовика; 4 - силурийские гранитоиды; 5 - разломы.

закончилось в среднем ордовике. До конца среднего и в начале позднего ордовика и происходила упомянутая обдукция и формирование Чаткал-Сарыджазского террейна. Верхняя возрастная граница обдукции офиолитов и островодужных образований фиксируется верхнеордовикской молассой. Как это видно в восточной части Чаткальского хребта (рис.14), последняя залегают трансгрессивно с угловым несогласием на metabазитах обдукционного аллохтона и содержит обломки этих пород в базальных конгломератах наряду с дебрисом из отложений автохтона пассивной окраины. В этом же районе, а также в хр. Сарыджаз, находятся участки, где такая же моласса залегают на обдукционных фрагментах аллохтона, представленного, как отмечено выше, островодужными вулканитами. Таким образом, она служит перекрывающим неоавтохтоном, запечатывающим образовавшийся аллохтонный террейн (более детальное описание неоавтохтона см. ниже).

3.3 Кыргызско-Терской островодужно-краевоморский энсиматический аллохтонный террейн

3.3.1 Очертания и границы террейна

Кыргызско-Терской островодужно-краевоморский террейн, судя по распространению его фрагментов, в качестве тектонических покровов располагался исключительно на Северо-Тянь-Шаньском микроконтинентальном террейне. (см. рис. 11). Пояс распространения этих аллохтонных останцов, разбросанных один от другого на расстояние от первых километров и до нескольких десятков километров, протягивается в виде субширотной (в современной ориентировке) дуги на 700-800 км от восточного окончания хр. Терской Алатау и до западных острогов Кыргызского хребта. Видимая ширина этого пояса (террейна) в современной

структуре от нескольких десятков километров до 100 и более километров. С юга по описанной выше сuture Ишим-Нарынского океанического бассейна (по «Линии Николаева») он контактирует со Срединно-Тянь-Шаньским террейном. С севера его граница не ясна из-за значительного уничтожения террейна молодыми разломами и крупнейшими гранитоидными интрузивами. Важнейшей границей Кыргызско-Терской террейна представляется его обдукционная поверхность шарьяжа на Северо-Тянь-Шаньский микроконтинентальный террейн. Его фрагменты будут рассмотрены в следующих разделах.

3.3.2 Геодинамические комплексы и структура

Геодинамические комплексы, индицирующие процессы каледонской субдукции в Тянь-Шане и слагающие рассматриваемый террейн, представлены (см. Прилож.1) островодужными вулканитами толеитовой и слабодифференцированной известково-щелочной серии и ассоциирующими с ними диорит-тоналитовыми интрузивами, офиолитовой ассоциацией, и вулканично-осадочными комплексами задуговых бассейнов и осадочными комплексами преддуговых бассейнов.

3.3.2.1 Вулканические серии и интрузивные комплексы (Є-О₁)

энсиматической островной дуги

Толеитовая островодужная серия представлена образованиями тургенъаксуйской, бельтепшинской и аштурукской толщ, развитых в восточной части Северного Тянь-Шаня (хр. Терской-Алатоо, горы Капкатас). Следует отметить, что породы этих толщ до недавнего времени относились нами к офиолитовой ассоциации, индицирующей кору океанического типа (Гесь, Макарычев, 1985 и др.). Какие-либо иные мнения других исследователей по этому вопросу отсутствовали. Между тем

дополнительный сбор петрохимических и, особенно, геохимических данных в последнее время и тщательная компьютерная и графическая обработка их при актуалистическом сравнении с породами многочисленных представителей комплексов-показателей современных (или кайнозойских) геодинамических обстановок привели меня к необходимости пересмотра геодинамической интерпретации этих толщ и отнесению их к островодужным образованиям (Ghes, Bakirov, 1993).

В строении упомянутых толщ ведущая роль принадлежит покровам и трубообразным потокам серо- и черно-зеленых зеленокаменно-измененных пиллоу-лав и лавобрекчий миндалекаменных базальтов, гиалобазальтов, местами лейкобазальтов и натровых трахибазальтов. Шары, подушки и потоки лав в поперечном срезе обладают отчетливой зональностью в распределении кальцит-хлоритовых миндалин. В разрезах толщ присутствуют также маломощные линзы и прослои туфов базальтов и осадочных пород (кремни, яшмы, кремнистые сланцы, известняки). В тургенъаксуйской толще встречаются также силловые тела габбро-диабазов, долеритов, являющиеся, видимо, верхними частями подводных субвулканических каналов.

Видимая мощность толщ колеблется от 1 до 2 км. Резкое преобладание в объеме комплекса лав и лавобрекчий (более 80%) при малом количестве туфов (менее 10%) указывает на значительную глубину подводных излияний трещинного типа (Fisher, 1984).

По петрохимическим и геохимическим данным, отраженным на таких информативных диаграммах, как FeO/MgO-TiO_2 , $\text{TiO}_2\text{-K}_2\text{O}$, подтверждается принадлежность рассматриваемых вулканитов к толеитовой островодужной серии (рис.15; прилож. 2, табл. 8,9.). По некоторым соотношениям (например, $\text{TiO}_2\text{-K}_2\text{O}$) часть базальтов близка к бонинитовой серии, свойственной примитивным вулканическим дугам, заложенным на мафическом основании.

Отмеченные признаки строения рассматриваемых вулканогенных толщ являются для них общими. Вместе с тем между их породами имеются некоторые различия в химическом составе. Так, базальтоиды тургенаксуйской толщи более высокотитанисты и содержат больше калия, чем породы аштурукской и бельтепшинской толщ. Можно полагать, что эта характеристика отражает условия магмообразования в различных частях единой островной дуги, как это установлено и в некоторых кайнозойских дугах. Например, А.Я.Шараскин и др. (Sharaskin et al., 1983; а также Marc J.Defant et al., 1989) описывают сходные явления в дугах Тонга, Лузон, обычно рассматриваемых в качестве примера примитивной дуги, заложенной на океанической коре.

Стратиграфические отношения с фундаментом, на котором залегают рассматриваемые базальты, отсутствуют. Однако по некоторым признакам островная дуга, образованная рассматриваемым вулканическим комплексом, заложилась на мафическом (океаническая кора) основании. Кроме отмеченных выше петрохимических данных, об этом свидетельствует также тесная пространственная ассоциация рассматриваемых вулканитов (например, аштурукской свиты в восточной части хр. Терской Алатау) с тектоническими пластинами габбро и ультрабазитов и отсутствие в терригенных отложениях преддуговых и задуговых бассейнов, обломочного материала континентального происхождения. Напротив, они составлены только островодужным материалом, местами с примесью обломков габбро и гипербазитов.

Возраст рассматриваемых вулканогенных толщ до недавнего времени путем искусственных стратиграфических построений определялся поздним рифеем ("Стратифицированные...", т.1, 1982; "Докембрий Средней Азии", 1982 и др.). Однако обнаружение в прослоях кремней среди базальтов бельтепшинской и тургенаксуйской толщ и в обломках яшм и кремней в прослое туфоконгломератов аштурукской толщи остатков макросклер и спикул губок *Inanigutta sp.ind.* и радиолярий (Васильев, 1989)

свидетельствует о раннепалеозойском возрасте этих толщ. Кстати, их кембрийскую датировку уже давно предполагал и В.Г.Королев (Королев, Криволицкая, 1962).

Вулканы слабо дифференцированной известково-щелочной натровой серии наращивают разрезы базальтов толеитовой серии примитивной (юной) островной дуги. Однако стратиграфические соотношения образований этих серий сохранились лишь на отдельных участках (например, в г.Капкатас и в восточной части хр.Терской Алатау). В первом случае пиллоу-лавы базальтов бельтепшинской толщи (см. выше) покрываются туфоконгломератами, начинающими разрез султансаринской толщи и состоящими из хорошо окатанных обломков базальтов различной размерности, сцементированных туфовым цементом. Выше базальтовые туфы и туфопесчаники первой половины разреза содержат покровы пиллоу-лав базальтов мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров. Они сменяются толщей туфов среднего состава с немногочисленными маломощными покровами лав и кластолав андезитов и андезито-дацитов. Коэффициент эксплозивности в этой толще значительно выше 60%.

В верхней половине разреза присутствуют маломощные прослои известняков, в одном из которых, по данным А.М.Мамбетова и П.П.Мисюса, содержатся многочисленные остатки трилобитов, брахиопод, хиолитов, хиолительминтов и гастропод конца раннего и среднего кембрия. Здесь в вулканогенной толще присутствуют субсогласные зоны зеленых динамосланцев, развитых по туфогенным породам. Общая мощность султансаринской толщи по данным разных исследователей достигает более 2000 м. Однако наличие зон динамометаморфизма, видимо, трассирующих надвиговые структуры, и наблюдающихся в отдельных местах опрокинутых складок, не позволяет установить ее достаточно достоверно. На султансаринскую свиту надвинута флишоидная толща среднего ордовика.

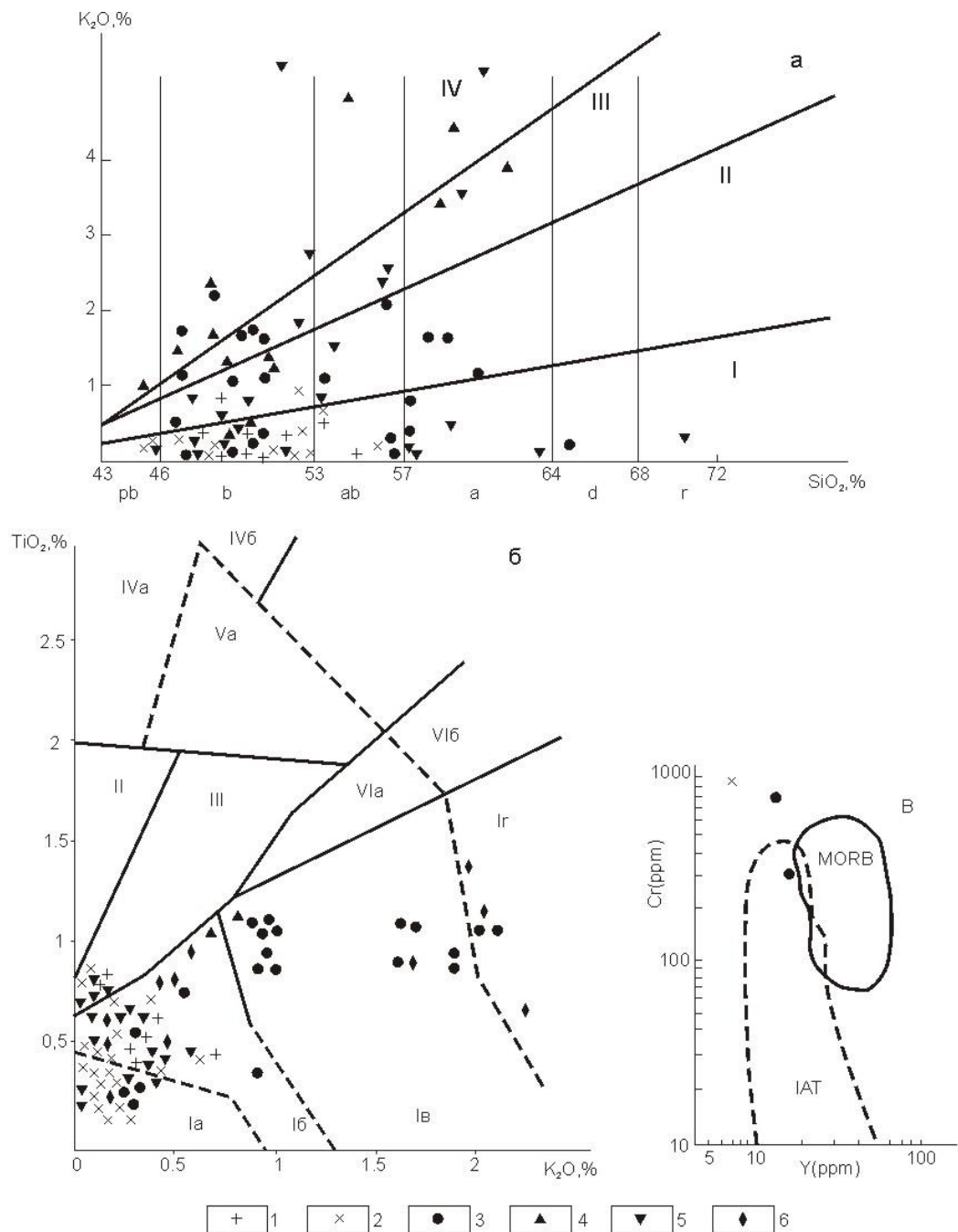


Рис.15. Состав вулканических пород энсиматических островодужных серий Кыргызско-Терской террейна на индикационных петрохимических и геохимических диаграммах.

а) диаграмма K_2O-SiO_2 . I-IV - поля: I - низкокалийевое, II - среднекалийевое, III - повышенокалийевое, IV - высококалийевое. Буквы: pb - пикрито-базальт, b - базальт, ab - андезито-базальт, a - андезит, d - дацит, r - риолит;

б) диаграмма TiO_2-K_2O , показывающая поля вулканитов: I - островных дуг (Ia - бониниты, Ib - толеиты, Ic - известково-щелочные породы, Id - щелочные породы), II - срединно-океанических хребтов, задуговых спрединговых центров и межконтинентальных рифтов, III - задуговых спрединговых центров и трансформных разломов, IV - океанических островов (IVa - толеиты, IVb - субщелочные породы), V - океанических островов и областей активизации кратонов (Va - толеиты, Vb - субщелочные породы), по (Миронов и Котляр, 1991);

в) диаграмма Cr-Y, показывающая поля базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) и толеитов островных дуг (IAT), по (Pearce, 1982).

Точки составов пород (для всех рисунков): 1-6 вулканиты энсиматических островных дуг (1 - аштурукская, 2 - бельтепшинская, 3 - чолойская, 4 - тургеняксуйская, 5 - султансаринская, 6 - байбиченсаруская свиты).

Сходное с султансаринской толщей положение и строение имеет и караашуйская свита в восточной части хр.Терской Алатао, где она с

базальным горизонтом вулканомиктовых конгломератов, гравелитов и песчаников залегает на описанной выше аштурукской толще базальтов островодужной толеитовой серии. Базальный слой содержит обломки подстилающих базальтов и, реже, кремней. В последних, по данным К.В.Митрофановой и Д.Г.Васильева (Васильев, 1989) содержатся спикеры губок и радиолярии *Inanigutta sp.ind.* раннего палеозоя. В вышележащей части вулканомиктовых отложений содержатся маломощные покровы лав базальтов, часто шаровых, андезитов и прослои их туфов. Образования рассматриваемой толщи смяты в складки и расчленены разрывами на небольшие тектонические блоки. Ее сохранившаяся мощность не превышает 500 м.

Кроме описанных выше представителей слабо дифференцированной известково-щелочной серии, ее фрагменты присутствуют в чешуйчато-блоковой структуре к западу от хр.Терской Алатао, прослеживаясь до западного окончания Киргизского хребта. Они повсеместно пространственно соседствуют как с офиолитовой ассоциацией, так и с вулканогенно-терригенными отложениями преддуговых и задуговых бассейнов. Между тем, в отличие от отмеченных выше регионов нигде больше не встречаются образования низкотитанистой толеитовой серии примитивных островных дуг. Можно предполагать, что дальше к западу они целиком редуцированы шарьяжными движениями и уничтожены эрозионными процессами. Об этом могут свидетельствовать обломки дезинтегрированных пород, сходных с островодужными толеитами, встречающиеся совместно с обломками других островодужных вулканитов в вулканогенно-терригенных отложениях задуговых и преддуговых прогибов.

Представителями известково-щелочной серии к западу и северо-западу от хр.Терской Алатао являются такие толщи как чолойская, купребазарская, джузашуйская, байбиченсаурская. В их строении участвуют известково-щелочные базальты, андезито-базальты, андезиты, реже дациты, их лавобрекчии и туфы. Во многих местах присутствуют прослои

туфопесчаников, туфоалевролитов. Иногда встречаются маломощные прослои кремней, кремнистых сланцев и пелитоморфных известняков, содержащие спикулы губок и радиолярии кембрия-ордовика. Неполная мощность разрезов рассматриваемых толщ колеблется от 100-150 до 2000 м.

Анализ распределения вулканитов рассматриваемой серии по составу показывает слабую дифференциацию снизу вверх наиболее представительных разрезов от базальтов через андезито-базальты и до андезитов, а местами и до дацитов. По петрохимическим и геохимическим характеристикам (Гесь, Макарычев, 1985; Ghes, Bakirov, 1993 и др.) эти породы соответствуют типовым вулканитам современных островных дуг. Это подтверждается и более новыми интерпретациями (см. рис. 15).

Формирование рассматриваемых вулканитов происходило в пределах той же островной дуги на мафическом основании, что и излияния лав описанных выше толеитовых базальтов, как это видно по некоторым разрезам. Вместе с тем, учитывая высокую эксплозивность толщ известково-щелочной серии, можно предполагать, что извержения происходили в мелководных и субаквальных условиях из вулканов центрального типа, то есть в зрелую стадию островной дуги.

Нижнеордовикский диорит-тоналитовый островодужный комплекс объединяет в себе относительно небольшие интрузивы, пространственно и по возрасту тесно ассоциирующие только с образованиями кембрийско-раннеордовикской островодужной системы. Они представлены такими массивами, как Минторский, Каракырский, Турукский, Ашуторский в восточной части хр. Терской Алатао, Сонкультооский в хр. Сонкультоо, Ногайсайский в западной части Кыргызского хребта и другие, более мелкие тела, или ксенолиты в более молодых интрузивах. До последнего времени, несмотря на сходство тектонического положения и состава, эти массивы разделялись на два интрузивных комплекса, резко различные по возрасту: минторский рифейский в восточной части хр. Терской Алатао и ногайсайский нижнеордовикский в хр. Сонкультоо и в западной части

Кыргызского хребта ("Стратифицированные" ..., т.2, 1982; неопубликованные работы). Такое положение базировалось на необоснованной трактовке возраста вмещающих пород, как докембрийского, и противоречивых цифрах геохронометрических определений возраста. В этой работе мной принимается раннеордовикский возраст рассматриваемого комплекса, объединяющего все упомянутые выше интрузивы, на том основании, что они прорывают вулканогенные и вулканогенно-терригенные образования островодужной системы, содержащие кембрийско-раннеордовикские органические остатки (в том числе и те толщи, которые ранее считались рифейскими, например, аштурукская в хр. Терской Алатау). В свою очередь некоторые массивы (например, Ногайсайский) прорываются предсреднеордовикскими гранитоидами и покрываются вместе с ними среднеордовикскими отложениями. Галька и валуны пород Сонкультооского массива находятся в изобилии в базальных конгломератах толщи верхнего аренига-среднего ордовика. Таким образом, устанавливается раннеордовикский возраст рассматриваемого комплекса.

Упомянутые выше массивы обычно имеют резко удлинённые очертания протяженностью от 3 до 25 км при ширине 1-4 км, а Сонкультооский интрузив дугообразно вытянут на 50 км при ширине 0,5-6 км. Все они обладают формой пластовых тел, субсогласных тектонической структуре вмещающих пород. Большинство массивов сложены серыми и зеленовато-серыми средне- и крупнозернистыми гнейсовидными кварцевыми диоритами - тоналитами, в эндоконтактовых зонах имеющими переходы в мелкозернистые диориты. Породы состоят (в объем.%) из андезина N30-35 (55-80), кварца (7-20), роговой обманки (преобладает) и биотита (5-30), местами калишпата (1-5), и акцессорных минералов (магнетит, сфен, апатит, циркон; в отдельных массивах дополнительно присутствуют ильменит, ортит, торит). Некоторые мелкие массивы сложены целиком светло-серыми или розовато-серыми средне- и крупнозернистыми слабо гнейсовидными трондьемитами (плагιοгранитами), состоящими (в объем.%) из олигоклаза

N20-26 (60-70), кварца (20-35), биотита и роговой обманки (до 15) и аксессуарных минералов (магнетит, апатит, циркон и др.). Калиевый полевой шпат и, частично, кварц в породах комплекса имеют вторичный характер, очевидно, обусловленный влиянием последующих процессов гранитообразования.

Данные химического анализа этих пород (прилож. 2, табл.10) показывают, что по содержанию SiO_2 их состав колеблется от диоритов до гранодиоритов-тоналитов. По сумме щелочей часть из них достигает субщелочного поля, что, видимо, вызвано альбитизацией и калишпатизацией отдельных участков массивов. Для определения геодинамической обстановки формирования пород рассматриваемого комплекса по некоторым информативным петрохимическим параметрам они сопоставлялись с известными представителями различных генетических (и геодинамических) типов гранитоидов, обоснованных к настоящему времени специальными исследованиями (Chappel, White, 1974; White, Chappel, 1983; White, 1979; Pitcher, 1983, 1987; и др.). К этим параметрам можно отнести такие соотношения, как $K = \text{в мол.кол-вах Al}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$; в ат. кол-вах $\text{Na}+\text{K}/\text{Al}$, $\text{K}/\text{Na}+\text{K}$, $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$. Среди полученных показателей по обсуждаемым породам преобладают следующие: $K = 0,90-1,05$, $\text{Na}+\text{K}/\text{Al}=0,50-0,70$; $\text{K}/\text{Na}+\text{K}=0,20-0,45$; $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}=0,50-0,74$. Сравнивая эти данные с параметрами упомянутых выше гранитоидов, можно видеть, что они указывают на сходство пород рассматриваемого комплекса с М-типом и I-типом гранитоидов, то есть индицируют обстановки примитивных островных дуг и активных континентальных окраин или энсиалических островных дуг. Такое перекрытие по величинам петрохимических параметров частично присутствует и в исследованных типовых гранитоидах. В нашем случае, видимо, в какой-то мере оно усугубляется более поздними наложенными изменениями состава пород.

Анализ распределения редкоземельных и некоторых редких элементов в рассматриваемых породах по имеющимся немногочисленным данным

(см.прилож. 2, табл.11) на широко известной спайдер-диаграмме Дж.Пирса (Pearce et al., 1984) показывает хорошее совпадение спектра распределения содержаний этих элементов в исследуемых породах, нормированных по гранитам океанических хребтов (ORG), со спектром гранитов вулканических дуг (рис.16).

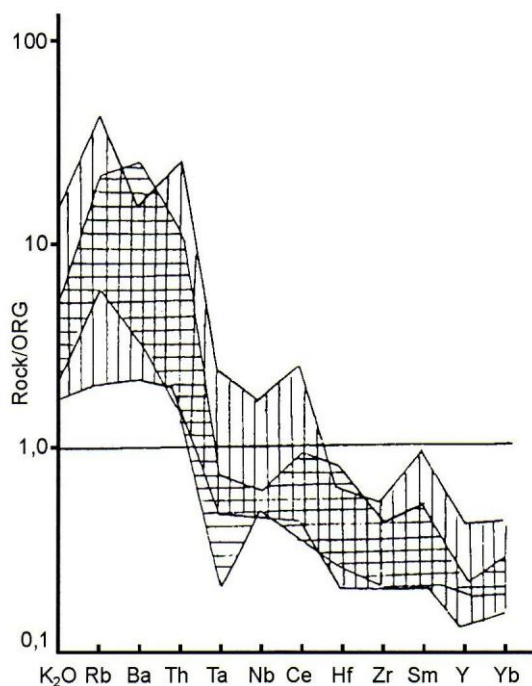


Рис.16. Сравнение содержаний K_2O , редких и редкоземельных элементов в нижнеордовикских островодужных гранитоидах, по (Pearce et al., 1974)

Вертикальная штриховка – поле, обобщающее спектр содержаний редких элементов (нормализованных по расчетным содержаниям в гранитах срединно-океанических хребтов (ORG) в типовых коллизионных гранитоидах.

Горизонтальная штриховка – нижнеордовикские островодужные комплексы кварцевых диоритов-тоналитов (сонкультооский, ногайсайский и др.).

Видимо, этот метод, как отмечали его авторы, пока не позволяет детализировать разделение надсубдукционных обстановок формирования гранитоидов. Однако привлечение сведений по тектоническому и возрастному положению и некоторым особенностям минерального состава пород рассматриваемого комплекса разрешает уточнить геодинамическую обстановку их внедрения. То, что вмещающие породы представлены только островодужными толеитовыми базальтами, известково-щелочными андезито-базальтами и вулканогенно-терригенными отложениями, а содержание

темноцветных минералов в породах самого интрузивного комплекса колеблется от 10 до 25% с преобладанием роговой обманки и некоторые другие признаки, позволяет прийти к более обоснованному выводу о принадлежности рассматриваемых пород к М-типу, а соответственно к заключению об их формировании в условиях примитивной островной дуги.

3.3.2.2 Офиолитовая ассоциация задугового бассейна (Є-O_{1tr})

Формирование энсиматической островной дуги сопровождалось задуговым спредингом и образованием офиолитовой ассоциации в Кыргызско-Терской окраинном море (задуговом бассейне), отделявшем эту дугу от Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента. Эта ассоциация имеет специфические черты, обусловленные геодинамической обстановкой спрединга над зоной субдукции. В этом смысле можно отметить двойственность режима ее образования: наряду с условиями конвергенции не меньшую роль играли и дивергентные процессы.

Офиолиты, представляющие кору задугового спредингового бассейна, распространены исключительно в пределах Северного Тянь-Шаня (см. рис. 11). Как и описанные выше офиолиты океанического типа, они присутствуют лишь в виде небольших аллохтонных фрагментов, разобщенных один от другого на расстояние от нескольких километров до нескольких десятков километров. Пояс распространения этих фрагментов протягивается на расстояние около 700 км от восточного окончания хр.Терской Алатао до западных отрогов Кыргызского хребта. Дальше на северо-запад, по данным бурения (Авдеев, 1984; Алексеев, 1991) и гравиметрии (А.Н.Лобанченко, устное сообщение), офиолиты погружаются под Чу-Сарысуйскую неотектоническую впадину.

В одно время мы (Макарычев, Гесь, 1981; Гесь, Макарычев, 1985) группировали эти фрагменты офиолитов в параллельные узкие протяженные зоны (Кенкольско-Восточно-Терскую, Сонкульско-Аштурукскую, или

зону сочленения Северного и Срединного Тянь-Шаня), ограниченные крупными разрывами субширотного и северо-западного простирания, кулисообразно подставляющими друг друга и обязанными своим происхождением многократным тектоническим движениям. Как справедливо заметили М.Г. Ломизе и др. (1997), такое объединение офиолитов Северного Тянь-Шаня в отдельные узкие зоны условно, учитывая вероятность аллохтонного залегания многих их фрагментов. Между тем, из наших более ранних представлений условностью страдает то, что мы предположительно считали упомянутые выше зоны корневыми, то есть офиолитовыми швами, отмечая при этом аллохтонность офиолитовых останцов и зависимость их современных очертаний от более поздних разломов.

Судя по строению и составу этих останцов, они, очевидно, принадлежали единой офиолитовой ассоциации, обдущировавшей с юга (в современных координатах, или с востока в палеоориентировке) на Северо-Тянь-Шаньский микроконтинент. Выделявшиеся ранее нами Кенкольско-Восточно-Терской и Сонкульско-Ашутурукской зоны представляют собой "выкроенные" более поздними разломами части этого единого обдукционного аллохтона.

Учитывая аллохтонность офиолитов на территории Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента, приходим к выводу об их образовании за пределами последнего. Размещение фрагментов офиолитов указывает на их выдвигание из бассейна, окаймлявшего этот микроконтинент с юга (в современных координатах), то есть как будто из упоминавшегося выше Ишим-Нарынского океанического бассейна, разделявшего микроконтиненты Северного и Срединного Тянь-Шаня. Однако обдукция офиолитов из этого бассейна, как показано выше (раздел 3.2), происходила на юг, на Срединный Тянь-Шань. Между тем рассматриваемые офиолиты обдущировали на Северо-Тянь-Шаньский микроконтинент совместно с осадочными отложениями краевоморского типа и вулканитами островной дуги на мафическом основании, значительные фрагменты которой прижаты с юга к

этому микроконтиненту, отделяя его от Срединно-Тянь-Шаньского. Таким образом, структурные данные свидетельствуют о происхождении обсуждаемых офиолитов Северного Тянь-Шаня из задугового спредингового бассейна, что подтверждается также их петрохимическими особенностями. Сохраняя преемственность в наименованиях (Ломизе и др., 1997), я называю этот бассейн Кыргызско-Терскойским, однако считая его спрединговым задуговым.

Офиолитовая ассоциация, индицирующая этот бассейн, включает в себя следующие элементы: интенсивно серпентинизированные, часто меланжированные перидотиты, кумулятивные и массивные габброиды, комплекс параллельных диабазовых и долеритовых даек (местами силлов), а также вулканиты основного состава, содержащие прослои и горизонты кремнистых пород и местами известняков. Объем выходов апоперидотитовых серпентинитов относительно небольшой. Апоперидотиты представлены, в основном, гарцбургитами и, в меньшей мере, лерцолитами и другими разновидностями, содержащими, по данным Л.И.Деминой и др. (1995) зональную "надсубдукционную" хромовую шпинель. Совместно с габброидами ультрамафиты рассматривались как разноименные интрузивные комплексы (караарчинский, каракаттинский, таштамбекторский, казыкский и др.). Недавно установленный, распространенный повсеместно, комплекс параллельных даек (Ghes, Bakirov, 1993; Ломизе, 1994; Миколайчук и др., 1997), секущих габбро, представлен или разрозненными субпараллельными дайками мощностью 0,2 - 5 м с двухсторонней закалкой, или слоем "дайка в дайке" с односторонней закалкой даек и редкими скринами габброидов.

Наиболее крупные фрагменты офиолитового разреза на рассматриваемой территории представлены его вулканогенной частью (терекская, караарчинская, ириторская, каракаттинская, терскойская толщи). Она сложена в различных комбинациях базальтами, спилитами, вариолитами, стекловатыми лавами (до 80-90%), часто миндалекаменными, с шаровой, подушечной и трубовой отдельностью, относительно небольшим

количеством лавобрекчий, туфобрекчий, туфов (до 15%). В вулканитах присутствуют маломощные прослои красных яшм, зелено-серых и черных кремней и кремнистых сланцев, а местами и прерывистые горизонты известняков. Видимая мощность вулканогенной части офиолитового разреза колеблется от 1000 до 2000 м.

К фрагментам верхнего (осадочного) слоя офиолитовой ассоциации относятся некоторые разрезы, сложенные кремнистыми, кремнисто-глинистыми сланцами (например, местами верхи караарчинской толщи в западной части Кыргызского хребта, кремнисто-сланцевая толща в хр.Каракатты). Сюда же относятся и граувакковые флишевые и олистостромовые отложения кембрия-тремадока, описанные как образования задугового бассейна в следующем разделе.

Возраст вулканогенно-осадочной части рассматриваемой офиолитовой ассоциации определяется многочисленными находками органических остатков (водоросли, спикулы губок, радиолярии, хиолиты, конодонты, акритархи, микропроблематики раннего кембрия - раннего ордовика, собранных практически во всех выходах офиолитов в кремнистых и известняковых прослоях среди базальтов и в кремнисто-сланцевой части разреза, покрывающей вулканиты (см.Главу 2). Единичные определения радиологического возраста по цирконам из габбро, датируют эти породы поздним рифеем-кембрием (данные Лаборатории изотопной геологии и геохронологии Института геологии НАН Кыргызстана, В.В.Киселев, Ф.Х.Апаяров).

Как видно, возраст вулканогенно-осадочной части рассматриваемой офиолитовой ассоциации близко синхронен возрасту комплексов пассивной окраины Северо-Тяньшаньского микроконтинентального террейна, на который она обдуцировала перед средним аренигом, так как в базальных конгломератах аренига содержатся обломки офиолитов (Зима, Максумова, 1990; неопубликованные данные Е.И.Зубцова, 1950 г. и др.).

Аллохтонное залегание офиолитов на комплексах упомянутого террейна во многих местах подчеркивается их положением в ядрах синформных складок, образованных конформно подошвой аллохтона и слоями отложений автохтона (Ломизе, 1994; Ломизе и др., 1997). Кроме того, несмотря на интенсивную деструкцию аллохтона поздними (позднепалеозойскими и неотектоническими) разрывами и ордовикскими интрузивными массивами, в некоторых местах сохранились более ранние (обдукционные) структурные соотношения этих резко различных по своему происхождению геодинамических комплексов, относящихся к разным террейнам. Наблюдается несколько вариантов таких соотношений. Наиболее интересный из них установлен и детально изучен мною совместно с Е.В.Христовым, Г.Г.Шиловым и С.Н.Пантелеевым в 1989-91 гг. в горах Тегерек, Чолома и Кызылмойнок (юго-западное Прииссыккулье). Еще раньше (1979-80 гг.) габбро-ультрамафиты этого района, как фрагмент меланократового фундамента, исследовались мной совместно с Г.И.Макарычевым, В.Ф.Морковкиной, С.И.Гавриловой и В.И.Пазиловой (вещественный состав, преобразования и положение в структуре). Приведенное ниже описание и выводы суммируют данные упомянутых исследований с учетом новых сведений о возрасте и структуре этого объекта.

В горах Тегерек сочетаются комплексы микроконтинентального террейна и офиолитовой ассоциации островодужно-краевоморского террейна (рис. 17). Фундамент первого сложен гнейсами и кристаллическими сланцами кошокбулакского метаморфического комплекса (900-1100 млн.лет по U-Pb методу по циркону). Структурно (и стратиграфически) выше этого комплекса развиты фации континентального рифта: внизу - апотрахибазальтовые зеленые сланцы (бластомилониты), порфиroidы турасуйской толщи (R-V?) и выше - осадочные породы, представленные бластомилонитами по зрелым терригенным породам - кварцитам и кварцевым песчаникам кызылмойнокской толщи (V?).

Разрез согласно завершают отложения континентального карбонатного шельфа, сложенные частично мраморизованными известняками, доломитами с подчиненными пачками и прослоями микрокварцитов по кремнистым породам (PZ₁)*. Этот разрез аллохтонно перекрыт пластиной габбро-ультрамафитового меланжа, залегающего в опрокинутой к северо-востоку синформе (см. рис. 17). При этом деформированная плоскость надвига в основании меланжа субсогласна слоям подстилающих отложений или осевым плоскостям изоклинальных складок, в которые они смяты. Крылья синформы погружаются в юго-западном направлении под углом 55-80° (южное крыло более крутое). Надвиговые зоны, конформные основанию меланжа, присутствуют и в подстилающих образованиях микроконтинента. Отличительной особенностью подмеланжевых отложений является* нарастание снизу вверх степени метаморфизма от низкой (серицит-хлоритовая ассоциация) до более высокой субфации (диафторированная биотит-мусковитовая ассоциация). Верхняя часть чешуи, подстилающая офиолитовый аллохтон, подверглась милонитизации. Принципиально важное значение имеет обнаружение в составе шельфового метакарбонатного комплекса офиолитокластового олистострома, аллохтонно перекрытого пластиной базит-ультрамафитового меланжа. Матриksom олистострома, вмещающим неравномерно разбросанные олистолиты и олистоплаки, чаще всего служат серые, светло-серые, реже черные углеродистые мраморизованные известняки.

Местами олистолиты встречаются уже в подстилающем известняки горизонте тонкополосчатых апокремнистых микрокварцитов.

Примечательной особенностью разреза является появление слоев и более мощных пачек, содержащих примесь песчаного, либо гравийного материала,

* По органическим остаткам (спикулы губок, ядра остракод, фрагменты трилобитов), выявленным Р.Н.Огурцовой в этих отложениях, условно датировавшихся ранее ("Стратифицированные...", т.1, 1982; и др.) ранним протерозоем.

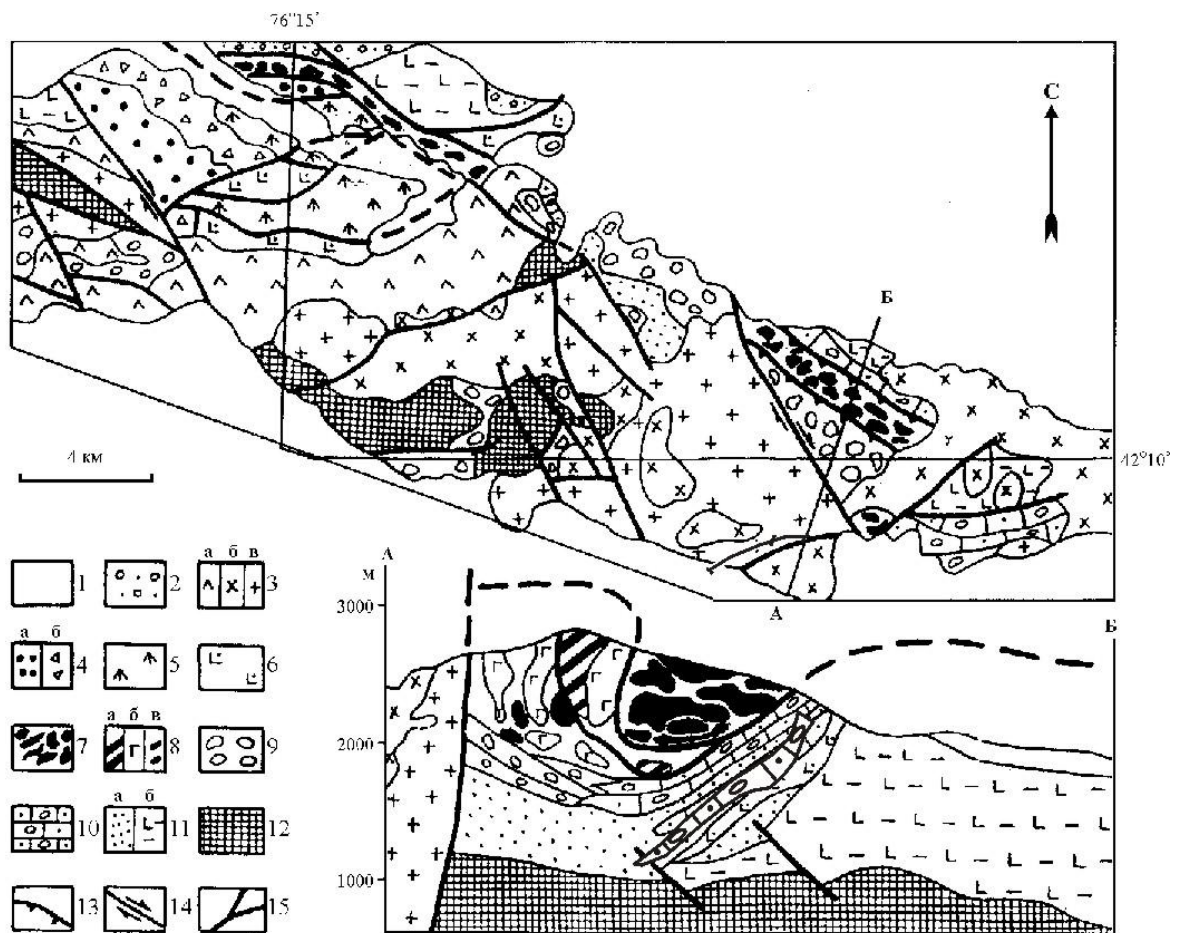


Рис. 17. Геодинамическая схема гор Тегерек, Кызылмойнок и Чолома.

1 - неоген-четвертичные отложения; 2 - верхнепалеозойская моласса; 3-13 - каледонские геодинамические комплексы: 3 - коллизионные интрузивы (а) диоритов (O_2), (б) гранодиоритов-гранитов (O_2) и (в) гранитов-лейкогранитов (S); 4-8 - аллохтонные комплексы: 4 - гемипелагические отложения преддугового бассейна (O_1, tr); а) кремни, кремнистые аргиллиты, контуристы, туфопесчаники, туфоалевролиты (турбидиты), б) олистостромы; 5 - островодужные монцодиориты (O_1, tr); 6 (только на разрезе) - субвулканические тела (O_1, tr); 7 - мафит-ультрамафитовый меланж с карбонатным матриксом; 8 (только на разрезе) - фрагменты офиолитовой ассоциации, слагающие крупные блоки в меланжированном олистостроме: а) кумуляты (габбро, пироксениты), б) габбро, в) серпентиниты; 9-13 - автохтонные (параавтохтонные?) комплексы; 9-10 - чехол континентального шельфа: 9 - офиолитокластовый меланжированный олистостром - мраморизованные известняки, калькарениты с офиолитовой кластикой и крупными олистолитами и олистоплаками габбро, апогаббровых blastsмилонитов, пироксенитов, 10 - мраморы, доломиты, кварцево-сланцевые сланцы (метаморфизованные силтстоуны с редкими олистолитами офиолитов) (Pz); 11 - фации вулканогенных и осадочных пород континентального рифта: а) кварциты, кварцевые песчаники, интенсивно blastsмилонитизированные (R_3-V), б) апобазальтовые зеленые сланцы (blastsмилониты) (R_3-V); 12 - основание микроконтинента - гнейсы, кристаллические сланцы (pR_3). Прочие обозначения: 13 - надвиги; 14 - сдвиги; 15 - прочие разломы.

представленного офиолитовой кластикой. Содержание последней в мраморизованных известняках колеблется от 1-2 до 10-20%. Основные компоненты кластики встречаются в различных комбинациях. Обычны ассоциации: моноклинный пироксен+рудное вещество, оливин+серпентинит+светлая слюда, нередко рудные обломки (магнетит,

замещаемый гематитом, хромит). Песчанистые известняки обладают полосчато-слоистой текстурой, обусловленной концентрацией офиолитового детрита в полосы темно-серого, черного и бурого цветов. Их мощность от 2-5 мм до 2-3 см.

Олистолиды, содержащиеся в описанном матриксе, имеют различную форму и размеры и представлены габброидами, апогаббровыми бластомилонитами, серпентинитами, пироксенитами, родингитами, горнблендитами. Размер олистолидов колеблется в очень широких пределах: от "окатышей" валунно-галечной размерности и видимых в обнажениях линз-будин (3-8x2-5 до 4x25 м) до более крупных объектов (олистоплак), размер и форма которых могут быть установлены с помощью геологического картирования. Характерно, что с северной стороны синформы количество офиолитового обломочного материала в матриксе, а также размер и число олистолидов значительно меньше, чем в ее южном крыле, что, видимо, обусловлено большей первичной удаленностью этого участка шельфового бассейна, в который продвигался офиолитовый аллохтон, и последующим его перекрытием при продолжающейся обдукции.

В олистостромовом комплексе особенно контрастно обособляются апогаббровые бластомилониты, слагающие крупные олистоплаки размером в поперечнике от 50x150 м до 350x1000 и 450x1500 м. В горах Кызылмойнок и Тегерек они составляют до 20-25% объема олистострома. Следует отметить, что как в крупнейших олистоплаках, так и в меньших по размеру олистолитах прослеживаются постепенные переходы между габбро и бластомилонитами, не оставляющие сомнений в апогаббровой природе последних.

Самое высокое структурное положение в покровном пакете гор Тегерек, смятом в синформу, занимают габбро-ультрамафиты. С юго-восточной стороны она прорвана позднеордовикскими коллизионными гранитоидами, а на западе срезана позднепалеозойским сдвигом северо-западного простирания.

Аллохтонная пластина представлена многократно чередующимися серпентинитами, верлитами, клинопироксенитами, горнблендитами, диопсидовыми и амфиболовыми габбро. Характер взаимоотношений пород отражает широкое развитие метасоматических процессов. Большая часть аллохтона сложена клинопироксенитами, а также горнблендитами, являющимися продуктом метасоматического преобразования пироксенитов. В свою очередь, развивающаяся по ним плагиоклазизация привела к образованию такситовых плагиоклаз-пироксен-амфиболовых габброидных пород с варьирующими содержаниями роговой обманки и плагиоклазитов от габброидных мономинеральных горнблендитов до плагиоклазитов. Серпентинизированные ультрамафиты обычно обнаруживаются среди пироксенитов в виде реликтовых полос, линз или будин размером от нескольких сантиметров до тел величиной в первые десятки метров. Переходы между клинопироксенитами и ультрамафитами, как резкие, так и, часто, постепенные. Последовательное увеличение количества новообразованного клинопироксена дает всю гамму пород – от серпентинизированных ультрамафитов, верлитов и до мономинеральных клинопироксенитов. Рассмотренные породы интродуцированы телами различной формы средне-мелкозернистого массивного роговообманкового габбро, оставляющими до 20% площади аллохтонной пластины.

Примечательной особенностью строения этой пластины является присутствие в ней многочисленных тел мраморов. Они определяют своеобразный ячеисто-петельчатый рисунок макроструктуры массива. Особенно ярко он выражен в центральной части пластины, где мраморы, многократно расщепляясь и соединяясь, оконтуривают крупные глыбы и блоки описанных выше габбро-ультрамафитовых пород, имеющих форму неправильных овалов, дуплексов или линз-будин. Ширина полос мраморов колеблется от первых метров до 150-200 м. В мощных раздувах в них заключены различные по форме и размеру (от первых метров до 150-200 м) включения габбро, клинопироксенитов, серпентинитов, горнблендитов. В

отличие от олистостромового матрикса в мраморах, связанных с мафит-ультрамафитовой пластиной, совершенно отсутствует офиолитовая кластика псефитово-псаммитовой размерности. В строении мафит-ультрамафитового тела мраморы выполняют роль межглыбового матрикса, часто выклинивающегося и исчезающего на каких-то отрезках. Представляется, что сложный ячеисто-петельный рисунок макроструктуры мафит-ультрамафитовой пластины создается мраморным матриксом с включениями будин-мегаблоков. Для мраморов матрикса часто характерна текстура метаморфического течения. Все это делает допустимым предположение о формировании меланжа с карбонатным матриксом после этапа образования олистоstromа. После того, как заключающая олистоstromом верхняя часть карбонатного шельфового чехла была срезана ультрамафит-клинопироксенит-габбровой пластиной, начался процесс ее тектонической деструкции проникающими снизу надвигами, сопровождающейся внедрением, отторжением и перемещением чешуй подолистоstromовых "чистых" мраморов, как бы прошивших тело мафит-ультрамафитовой пластины.

Непосредственным структурным продолжением описанного выше олистоstromа и офиолитового аллохтона в северо-западном направлении (на левобережье р. Турасу) служит крупноглыбовый тектонизированный олистоstrom и серпентинитовый меланж, зажатые в узких тектонических блоках северо-западного простирания, ограниченных позднепалеозойскими разломами (см. рис. 17). Здесь в карбонатном олистоstromовом матриксе значительно меняется состав включений. Кроме немногочисленных олистолитов тонкозернистых порфиробластовых бластомилонитов по пироксенитам и габбро, в большом количестве присутствуют олистолиты островодужных диоритов и тоналитов (см. след. раздел) размером от 0,5-1 м до 200-300 м. Серпентинитовый меланж, в отличие от описанного выше, представляет собой обычный меланж этого типа с резким преобладанием

рассланцованного серпентинитового матрикса над небольшими включениями габбро, горнблендитов, пироксенов и плотных серпентинитов.

Выявленный в горах Тегерек, Кызылмойнок и Чолома офиолитокластовый олистостром фрагментарно, в тектонических блоках и в крупных ксенолитах в ордовикских гранитах, прослеживается и дальше на запад в район с. Кочкорка. Другой вариант первоначальных тектонических условий обдукционного залегания офиолитов на пассивной окраине Северо-Тяньшаньского микроконтинента обнаружен и закартирован в восточном окончании хр. Каракатты, в районе меридионального колена р.Тюлек. Здесь установлено конформное тектоническое налегание офиолитового комплекса на нижнепалеозойские карбонатные отложения суекской свиты (Гесь, Королев, 1979; Ломизе, 1994). В основании аллохтона залегает (рис. 18) мощный (до 1 км) серпентинитовый меланж, содержащий обломки и глыбы габбро, пироксенитов, тонкозернистых массивных серпентинитов, лиственитов, родингитов, базальтов, кремней в рассланцованном серпентинитовом матриксе. Сланцеватость матрикса и ориентировка включений параллельны поверхности контакта и погружаются на запад под углом около 50° . Этому залеганию конформны зоны тектонических срывов в известняках автохтона в нескольких десятках метров ниже основания аллохтона.

Структурно выше серпентинитового меланжа, как хорошо показано М.Г.Ломизе (1994), залегает сложный пакет тектонических покровов, последовательно надвигавшихся на континентальную окраину в режиме тектонической девиртикуляции. Первыми на меланж надвинуты тефротурбидиты караджоргинской свиты кембрия-тремадока (по М.Г.Ломизе - чолойская свита среднего ордовика), представляющие приостроводужную часть Кыргызско-Терской задугового бассейна (см.след.раздел). В свою очередь они расчешуены на отдельные пластины и тектонически перекрыты пиллоу-лавами каракаттинской свиты, обогащенной в верхней части прослоями и линзами сургучно-красных и зеленых кремней. Впоследствии

этот пакет покровных пластин был деформирован в несколько синформ и антиформ запад-северо-западного простирания.

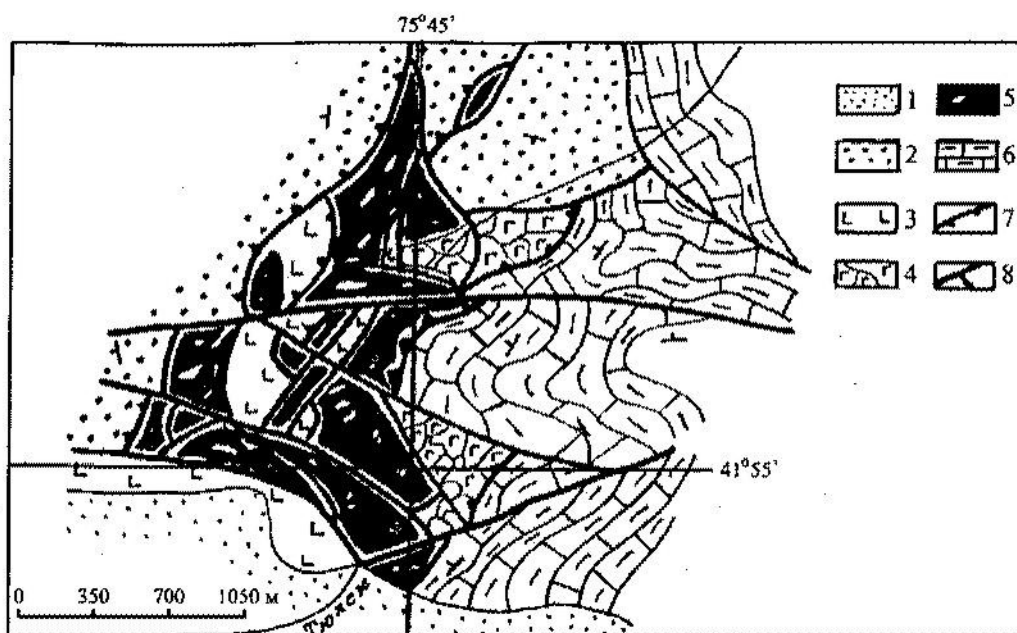


Рис. 18. Схема строения зоны меланжа в хр. Каракатты

1 - отложения неогена; 2-5 - аллохтонные комплексы Кыргызско-Терской островодужно-краевоморского террейна: 2 - граувакковые песчаники, алевролиты, туфосилициты (турбидиты) караджоргинской свиты (O_1tr), подушечные базальты каракаттинской свиты ($C-O_1$), 4 - дробленое такситовое габбро (R_3-V), 5 - серпентинитовый меланж; 6 - терригенно-сланцево-карбонатные отложения шельфа (суекская свита $V?O_1$) Северо-Тянь-Шаньского микроконтинентального террейна (автохтон); 7 - предпозднеаренигский надвиг в основании аллохтона; 8 - прочие разломы (в основном неотектонические).

Эти движения обусловили нагнетание серпентинитового меланжа и протрузий в антиформы в виде проникновения его по ветвящимся трещинам и разрывам северо-западного простирания. Фрагменты меланжа встречаются и на удалении до 10-12 км к западу от меридионального колена долины р.Тюлек, где он образует тектонические клинья в зоне субширотного позднепалеозойского или неотектонического разлома (разлом Кумаши, по М.Г.Ломизе и др., 1997), отделяющего здесь в современной структуре островодужно-задуговые комплексы каракаттинского блока от пассивной континентальной окраины Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента.

Западнее хр. Каракатты в хребтах Сонкель-Тоо и Балыкты, также можно наблюдать пакет тектонических пластин, ороклинально изогнутый и наклоненный в северном направлении, то есть в сторону микроконтинентального блока. Протяженность этого пакета около 50 км при

ширине 7-10 км. Несмотря на то, что здесь трудно выделить каледонские тектонические границы среди большого количества позднепалеозойских и неотектонических разрывов, можно все-таки предполагать, что относительная последовательность в размещении офиолитовых пластин сохранилась и в современной структуре. Таким образом, наиболее северная дугообразная пластина (Гесь, Макарычев, 1985) представлена зеленокаменно-измененными массивными и, местами, с шаровой отдельностью миндалекаменными базальтами, спилитами, вариолитами с редкими прослоями лавобрекчий (видимая мощность около 500 м) и зеленовато-серых кремней. На эту пластину с юга надвинута пластина полосчатых такситовых габброидов, содержащих местами линзовидные скиалиты серпентинитов, пироксенитов и горнблендитов. Серпентинитовые фрагменты встречаются и в пределах базальтовой пластины, куда они, видимо, были выжаты в качестве протрузий из нижележащей пластины, сходной с описанным выше меланжем в хр. Каракатты. Как вулканиты, так и серпентиниты здесь прорваны верхнеордовикскими гранитоидами*.

Несмотря на значительную деструкцию каледонской структуры позднепалеозойскими и неотектоническими разрывами и верхнеордовикскими гранитоидами, а также частичное перекрытие ее верхнепалеозойскими отложениями, на западном продолжении полосы офиолитов в бассейне р. Кара-Киче также можно наблюдать общее моноклиальное падение на юг офиолитового разреза, расчлененного на отдельные покровные пластины (рис. 19).

М.Г.Ломизе (1994) считает эту моноклиаль северным крылом синформы. Видимое основание моноклинали сложено серпентинитами и серпентинитовым меланжем с обломками и глыбами габбро, базальтов и кремней. С северной стороны ультрамафиты по субширотному крутому

* Под тепловым воздействием гранитоидной магмы серпентиниты большей частью дегидратировались и перекристаллизовались в пироксеновую породу. Возможно, и в других местах наличие «пятен» пироксенитов среди серпентинитов свидетельствует о сходстве их генезиса с отмеченным здесь.

неотектоническому разрыву контактируют с метаморфитами комплекса основания Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента, прорванного верхнеордовикскими гранитоидами. Структурно выше моноклинали наращивается пакетом тектонических пластин среднезернистых равномернозернистых и груботакситовых габброидов с роями параллельных диабазовых даек (Ломизе и др., 1997), подушечных базальтов с прослоями кремней и туфов видимой мощностью до 1500 м. Если судить по залеганию даек, то габбровая пластина погружается к югу под пологими углами. В вулканогенной толще (ириторская толща) фиксируются складки второго порядка. Самое верхнее структурное положение в моноклиналильном пакете покровов занимают островодужные вулканы дифференцированной известково-щелочной серии, надвинутые как на базальты, так и на габбро.

Как считает М.Г.Ломизе, южное крутое крыло офиолитовой синформы представлено узкими тектоническими блоками базальтов, зажатыми среди ордовикских флишоидов. При этом предполагается, что последние являются автохтоном. Однако, в видимом основании этих флишоидов залегают аренигские базальные конгломераты, переполненные в нижней части галькой metabазальтов, диоритов, кремней, реже известняков и гранитоидов. В таком случае аренигско-среднеордовикские отложения играют роль неоавтохтона. Между тем, автохтоном, на который обдуцировал офиолитовый покров, здесь могло быть метаморфическое основание микроконтинента, соседствующее по разлому с серпентинитами с северной стороны антиформы и с фрагментами пластины metabазальтов с южной ее стороны, прижатой к границе Северного Тянь-Шаня. В последнем случае выходы основных вулкаников занимают поле площадью около одного км², окруженное кристаллическими сланцами, гнейсами и мигматитами, гнейсовидность которых погружается под эффузивы. Последние секутся редкими позднепалеозойскими дайками дацитовых порфиров, включающих ксенолиты кристаллических сланцев и гнейсов. Это, несмотря на закрытость контакта между базальтами и метаморфитами, позволяет считать последние

автохтоном. Такой вывод, очевидно, подтверждается и на участке к западу от долины р.Каракиче, куда на расстояние около 20 км продолжается фрагмент осевой части офиолитовой синформы. Здесь субширотная синформная полоса базальтов ириторской толщи, ограниченная с двух сторон секущими ее верхнеордовикскими гранитоидами, сопровождается многими ксенолитами габбро, серпентинитов, амфиболизированных базальтов и близко к ним расположенными останцами метаморфит комплекса основания. Следующие выходы рассматриваемых офиолитов (рис. 20) присутствуют в 50 км западнее, в Сусамырском хребте (бассейны рр.Толук, Арамсу). Здесь они заключены в клиновидных тектонических блоках, образованных неотектоническими сдвигами северо-западного простирания. В пределах этой зоны, по данным М.Г.Ломизе (1994), также намечается синформа сохранившейся шириной до нескольких километров и с наклоном крыльев в $65-75^\circ$, сложенная, в основном, подушечными лавами базальтов и спилитов. На отдельных участках среди базальтов присутствуют линзовидные и лентовидные в плане тела габбро и меланжированных серпентинитов, мощностью от нескольких метров до 0,5 км, залегающие конформно с базальтами. Они приурочены к основанию тектонических чешуй второго порядка, слагающих пакет покровов в пределах синформы.

Серпентиниты обычно рассланцованы, милонитизированы, в них часто встречаются овалы глыбы и обломки пироксенитов, массивных серпентинизированных перидотитов. Базальты и габбро в зонах разломов, разделяющих чешуи, также рассланцованы, бластомилонитизированы. Как и в долине р. Кара-Киче, на северном склоне Сусамырского хребта присутствует фрагмент толщи островодужных известково-щелочных вулканитов, ограниченный разломами. При этом уже за разломом, ограничивающим офиолитовую зону с северо-востока, на левом склоне

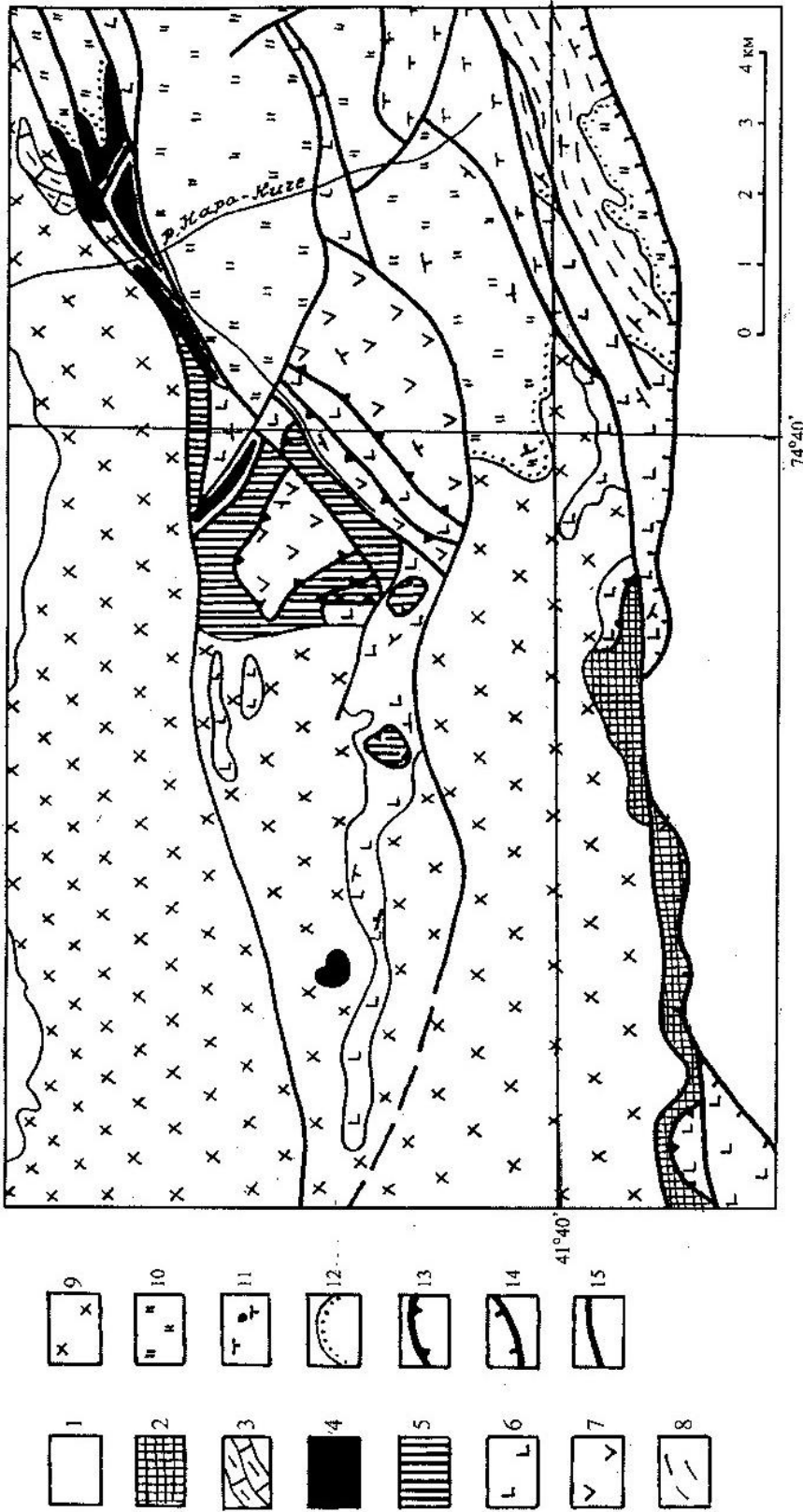


Рис. 19. Геодинамическая схема района р. Кара-Кизил.

1 - палеоген-неогеновые отложения; 2-3 - автохтон; 2 - комплекс метаморфического основания Северо-Тянь-Шаньского микроконтинентального террейна, 3 - комплекс континентального шельфа (терригенно-карбонатные отложения (V_2-O_1); 4-6 - офиолитовый аллохтон (образование задугового срединного бассейна); 4 - серпентинитовые пролузии и меланж, 5 - габбро с параллельными дайками диабазов, 6 - подушечные и массивные базальты с прослоями туфов, кремнистых сланцев и известняков (V_2-O_1); 7 - комплекс энсиматической островной дуги (базальты, андезиты, андезитодацилы и их туфы (C_2-O_1); 8 - неавтохтон (алевролитопесчаниковые флишюиды с базальтными конгломератами с галькой базальтов (O_1-O_2); 9 - каледонский коллизионный комплекс гранитоидов (O_2); 10 - красноцветная моласса (C_1s); 11 - трахиандезитовые порфиры, трахибазальты (P); 12 - несогласное стратиграфическое налегание; 13-14 - надвиги; 13 - предпозднеаренгские, 14 - неотектонические; 15 - кругопадающие позднепалеозойские и неотектонические разломы.

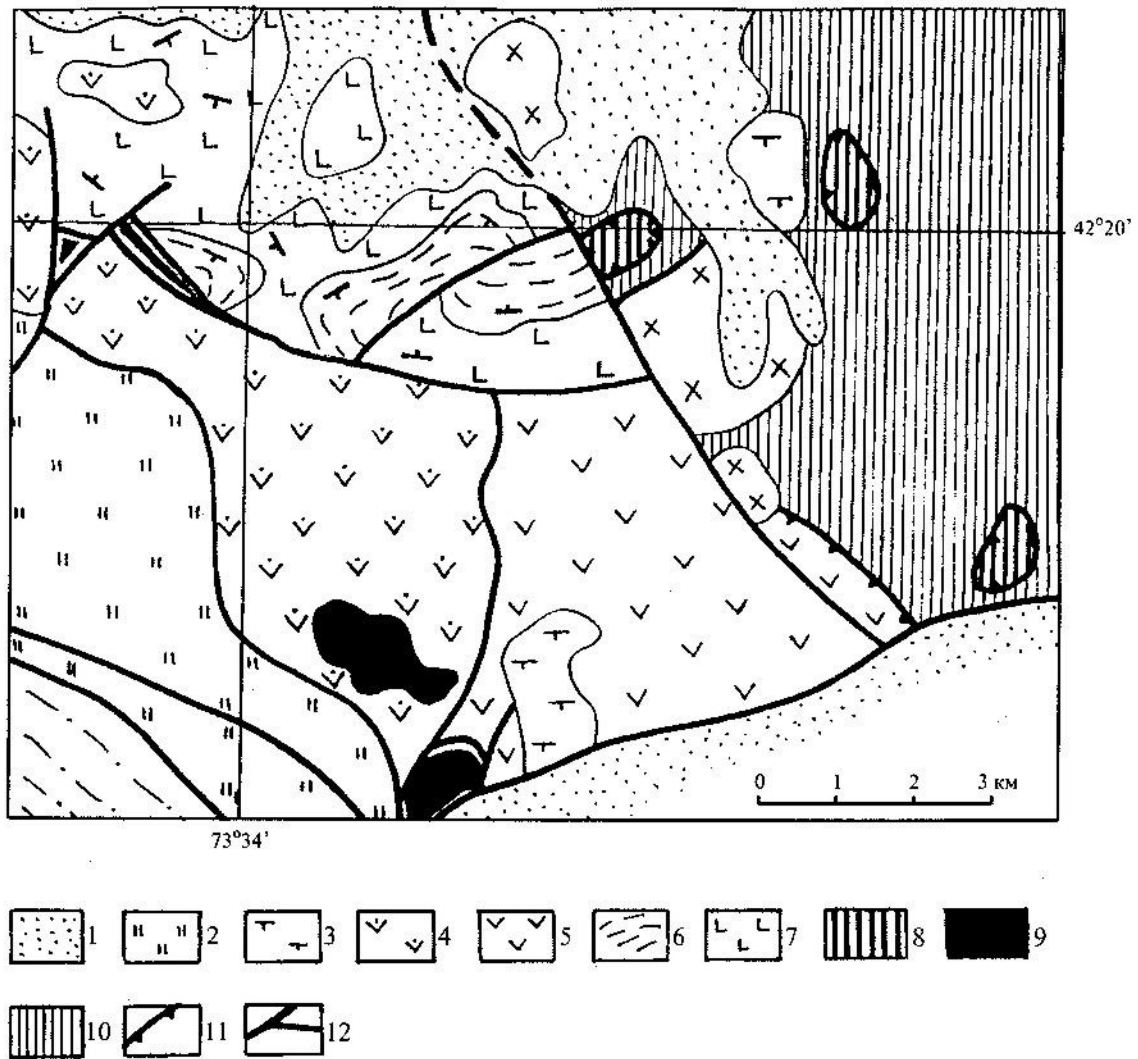


Рис. 20. Геодинамическая схема северо-западного фрагмента Сусамырской офиолитовой зоны в междуречье Сусамыр-Арамсу (восточная).

1 - неогеновые отложения; 2-4 - среднепалеозойские комплексы: 2 - красноцветная моласса (D_3-C_1), 3 - субинтрузивы сненито-диоритов ($D_{1,2}$), 4 - базальтовые, трахиандезито-базальтовые порфириды, туфы ($D_{1,2}$), 5-9 - предпозднеаренигские комплексы аллохтонного Кыргызско-Терской островодужно-краевоморского террейна: базальты, андезитобазальты, агломератовые туфы островной дуги (C_2-O_1), 6 - кремнистые сланцы, туфопесчаники осадочного слоя задугового бассейна (O_1tr), 7 - базальты, спилиты, вариолиты с линзами кремней ($C-O_1$), 8 - такситовое габбро, пироксениты, в подошве покрова - бластомилониты ($R_3-V?$), 9 - серпентинитовые протрузии и меланж из основания офиолитового разреза; 10 - основание Северо-Тянь-Шаньского микроконтинентального террейна (PR_1); 11 - предпозднеаренигские надвиги; 12 - прочие разломы (в основном позднепалеозойские и неотектонические).

р. Арамсу-вост. эта толща в виде тектонического покрова залегает на метаморфитах комплекса основания микроконтинента. В связи с этим можно предполагать, что метаморфиты являются параавтохтоном и для аллохтонного пакета офиолитов. Об этом может свидетельствовать небольшой (около 2 км^2) фрагмент габброидов, с бластомилонитами в

основании, залегающий в покрове на тех же метаморфитах на правом склоне долины р. Сусамыр.

Дальше к северо-западу в Сусамырском хребте и в восточной части Таласского хребта фрагменты офиолитов, представленные, главным образом, базальтами, заключены в тектонические блоки, расположенные среди ордовикских и среднепалеозойских толщ. Останцы габбровой или полосчатой частей офиолитового разреза присутствуют среди секущих их верхнеордовикских гранитоидов северо-восточнее базальтовых выходов. Следует отметить такой важный факт в структурном положении офиолитов, как нахождение в верховьях р. Чон-Кошой тектонической пластины базальтов мощностью около 300 м между двумя пластинами нижнепалеозойских сланцево-кварцито-карбонатных шельфовых отложений. В свою очередь этот пакет перекрывается среднеордовикскими вулканитами дифференцированной известково-щелочной островодужной серии (утмекская свита), играющих роль неоавтохтона.

Одни из наиболее представительных выходов рассматриваемых офиолитов находятся в западной части Киргизского хребта. Полосы офиолитов в этом районе окаймляют с двух сторон антиформный Макбальский выступ метаморфического основания микроконтинента, покрытый на флангах сланцево-терригенно-карбонатными шельфовыми отложениями кембрия-нижнего ордовика. Необходимо заметить, что современные очертания этих полос офиолитов обусловлены "выкраиванием" их из крупного аллохтона позднепалеозойскими и неотектоническими разрывными нарушениями.

Западная полоса офиолитов, протягивающаяся в субмеридиональном направлении через Киргизский хребет на расстояние около 30 км при ширине 4-7 км, разбита этими разломами на три продольных тектонических блока, включающих разные части офиолитового разреза (рис. 21). Центральный поднятый блок (т.н. Караарчинский массив) сложен мелко- и

среднезернистыми массивными и полосчатыми такситовыми габбро, местами переходящими в пироксениты и горнблендиты (по пироксенитам).

Серпентиниты находятся в виде линзовидных полос и неправильной формы участков среди полосчатых габбро. Размеры этих участков колеблются от сантиметров до десятков и более метров. Окаймляя часто тело габброидов, серпентиниты превращены в тонкополосчатые бластомилониты. Изредка встречаются маломощные (до 2,5 м) дайки диабазов, секущие габбро и бластомилониты. С восточной и западной стороны вдоль блока габбро протягиваются полосы основных вулканитов (массивные и подушечные базальты, спилиты, вариолиты и реже лавобрекчии и туфы караарчинской или терекской толщ с линзами и прослоями красных яшм и серых кремней). Восточная полоса вулканитов, кроме того, "прослоена" тектонической пластиной сланцево-тефротурбидитовых отложений. Отложения смяты в крутые запрокинутые к востоку складки. Крайняя восточная складка, образованная миндалекаменными базальтами с редкими прослоями туфов, надвинута субсогласно на сланцево-кварцево-песчаниковый разрез отложений нижнепалеозойского шельфового чехла Макбальского выступа основания микроконтинента. Таким образом, здесь фиксируется подошва офиолитового аллохтона. Диабазы у этой границы бластомилонитизированы. Полоса вулканитов, обнажающаяся к западу от габброидов, образует широкую синформную складку. Судя по присутствию в прорывающих ее девонских дайках ксенолитов габбро и серпентинитов, эта синформа покоится на габбро-ультрамафитовом разрезе.

Полоса офиолитов, окаймляющая Макбальский метаморфический выступ с северо-восточной стороны, представлена зеленокаменно-измененными основными вулканитами с прослоями и линзами серых кремней, красных яшм и редкими линзовидными горизонтами мраморизованных известняков (терекская толща). Эта пластина круто надвинута на различные горизонты сланцево-терригенно-карбонатных шельфовых отложений кембрия - нижнего

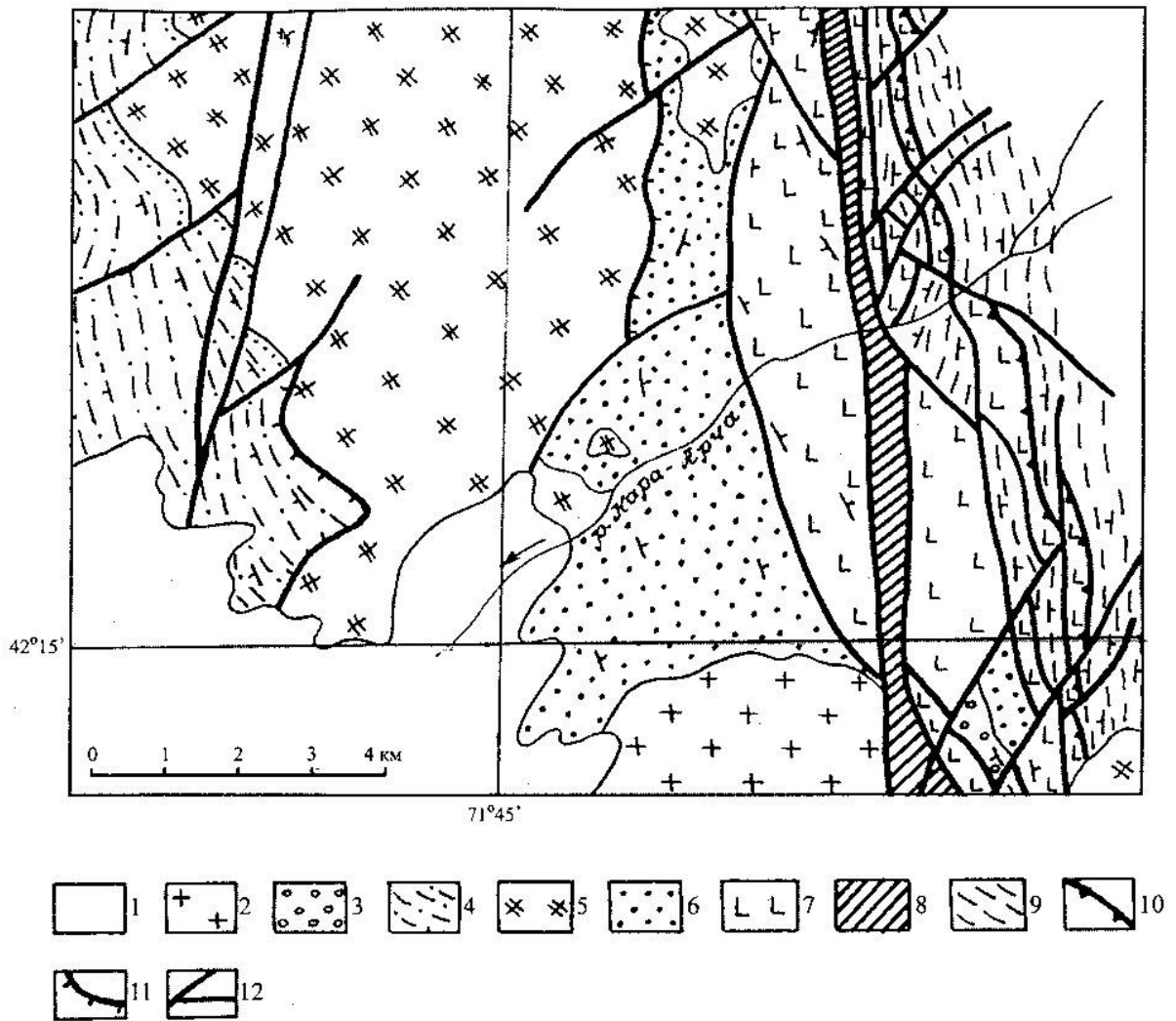


Рис. 21. Геодинамическая схема бассейна р. Кара-Арча, западная часть Кыргызского хребта (с использованием данных геологической съемки с изменениями автора).

1 - четвертичные отложения; 2 - коллизионные лейкограниты (S); 3 - коллизионная моласса внутригорных впадин (O_3); 4 - флиш преддугового бассейна ($O_{1,2}$, неавтохтон); 5 - алмалинский постамальгамационный гранитоидный комплекс (O_1); 6-8 - аллохтон комплексов из Кыргызско-Терской задугового бассейна (C_3-O_{1tr}); 8 - такситовые и полосчатые габбро со скялитами серпентинитов того же комплекса ($R_3-V?$); 9 - автохтон терригенно-сланцевого комплекса (кенкольская серия ($V_2? - O_1$)) пассивной окраины Северо-Тянь-Шаньского микроконтинентального террейна, Макбальский выступ; 10 - предпозднеаренигский обдукционный надвиг; 11 - позднепалеозойские взбросы; 12 - прочие позднепалеозойские и неотектонические разломы.

ордовика. В свою очередь на вулканогенную толщу с северо-востока надвинуты терригенно-карбонатные отложения того же шельфа, на которые надвинута еще одна пластина базальтов, покрытых нижне-среднеордовикскими островодужными отложениями. Кроме того, в надвиговые перемещения вовлечены были и вулканы среднего ордовика и девона. Таким образом, эти надвиги не могут считаться «первородными», то есть отражающими первоначальную обдукцию кембро-ордовикских офиолитов на континентальный блок. Однако, они могли унаследовать и

усложнить первичный аллохтон. Его, по-видимому, представляют аллохтонные останцы тех же базальтов терекской свиты, залегающие обычно в синформах на упомянутых шельфовых отложениях к юго-западу от рассмотренной пластины (напротив изгиба долины р. Кенкол) (см. рис 22).

Кроме описанных выше участков, где видно строение и аллохтонное положение кембрийско-нижнеордовикской офиолитовой ассоциации, значительное количество ее фрагментов присутствует практически на всей южной части территории Северного Тянь-Шаня, (см. Прилож.1 и рис. 11) находясь чаще всего в ксенолитах и крупных останцах кровли многочисленных ниже- и верхнеордовикских гранитоидных массивов. Так, например, к юго-востоку от описанного выше офиолитового меланжа и офиолитокластовой олистостромы в горах Тегерек, на северном склоне хр. Терской-Алатоо (бассейн рр. Джеруй и Каратеке) в тектонических блоках, ограниченных позднепалеозойскими разрывами, в фрагментах офиолитовой ассоциации прослеживается устойчивая пространственная и структурная сопряженность подушечных базальтов с кремнями (терской толща) с габброидами и ультрамафитами. Здесь в нижней части северного склона хр. Терской Алатоо протягивается полоса базальтов терской толщи. Южнее ее, отделяясь разломом, вскрываются полосчатые, расслоенные пироксенитами габброиды, имеющие вначале близкое к горизонтальному залегание. Затем они приобретают в средней части северного склона пологий (20°) наклон к югу и по субконформному надвику перекрываются серпентинизированными гарцбургитами. Подошва надвиговой чешуи маркируется полосой окатышевых серпентинитовых тектонитов. Структурно выше вновь залегают полосчатые габброиды, имеющие пологое южное падение. От развитых южнее в приводораздельной части хребта базальтов терской свиты они отделяются узкой полосой калишпатизированных бластомилонитов по пироксенитам. Этот пакет тектонических пластин прорывается ордовикскими гранитоидами.

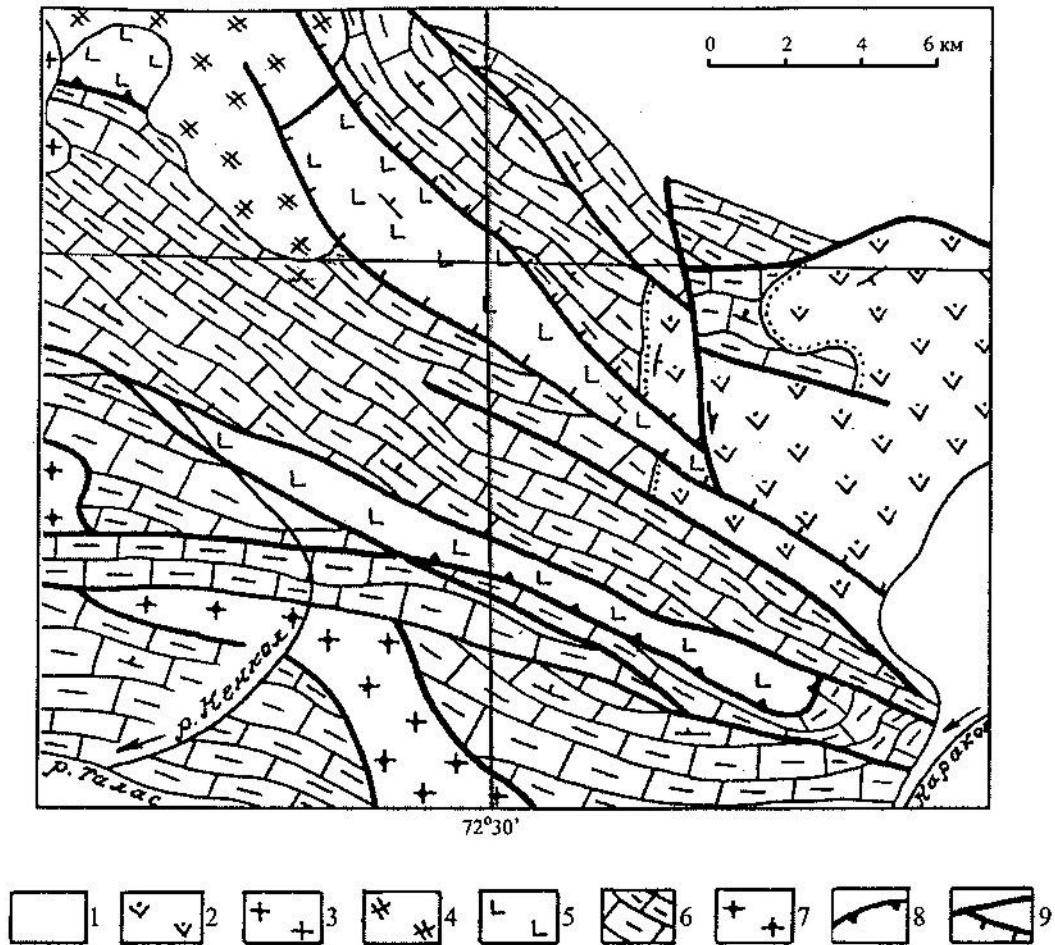


Рис. 22. Геодинамическая схема междуречья Кенкол-Каракол, западная часть Кыргызского хребта (по [Гесь, Макарычев. 1985] с изменениями).

1 - четвертичные отложения; 2 - андезитовые порфиры, дацитовые порфиры и туфы нижнего девона; 3 - коллизионные лейкограниты (S); 4 - алмалинский постамальгамационный гранитоидный комплекс (O₁); 5 - подушечные и массивные базальты с прослоями кремнистых пород и известняков (C-O₁tr) - аллохтон из офиолитовой ассоциации Кыргызско-Терской задугового бассейна; 6 - автохтон терригенно-сланцево-карбонатного шельфового комплекса (кенкольская серия (V₂?-O₁) пассивной окраины Северо-Тянь-Шаньского микроконтинентального террейна; 7 - докембрийские коллизионные граниты из комплекса основания этого террейна; 8 - предпозднеаренигский обдукционный надвиг; 9 - прочие позднепалеозойские и неотектонические разломы.

Западнее они прорывают и терригенно-карбонатные отложения шельфа, на которых местами тектонически субсогласно залегают базальты, или габброиды.

К востоку, также на северном склоне хр. Терской-Алатоо, среди почти сплошных полей ордовикских гранитоидов присутствуют многочисленные ксенолиты меланократовых пород-габброидов, амфиболитов, местами пироксенизированных серпентинитов. Здесь же встречаются останцы кровли,

сложенные эндоконтактово-метаморфизованными кембро-ордовикскими терригенно-карбонатными шельфовыми отложениями. Местами сохранились фрагменты обдукционных соотношений офиолитов с автохтоном шельфового комплекса. Так, в долине рр. Чон-Кызылсу и Тургень-Аксу небольшие (до 0,2 км²) останцы серпентинитов аллохтонно полого залегают на дробленных и рассланцованных мраморизованных известняках автохтона.

Еще один примечательный пример соотношений задуговых офиолитов с отложениями Северо-Тянь-Шаньского микроконтинентального террейна можно наблюдать в восточной приосевой части хр. Терскей-Алатоо в верховьях рек Чон-Кызылсу, Кичи-Кызылсу, Аксу и Тургень-Аксу. Здесь две резко удлиненные (30 и 50 км) узкие (1-5 км) пластины габброидов (габбро, габбро-нориты, нориты) с участками пироксенитов и перидотитов, ограниченные крутыми разрывами, вытягиваются согласно восток-северо-восточному простиранию отложений автохтона. При этом более крупная северная полоса габбро-ультрамафитов с северной стороны контактирует с бластомилонитизированными вулканогенно-осадочными рифтогенными отложениями (арасанская толща), аналогичными описанным выше (горы Тегерек). С южной стороны она соприкасается с известняками. Последние также окружают южную полосу габброидов с двух сторон. Как рифтогенные, так и шельфовые образования смяты в изоклиналильные складки с южной вергенцией. По слабой полосчатости местами можно видеть такой же наклон пластин габброидов. Это приводит к выводу, что сохранившиеся полосы габброидов представляют собой опрокинутые синформные фрагменты аллохтона, смятого в опрокинутые складки совместно с отложениями автохтона. Впоследствии они были подвергнуты воздействию ордовикских гранитоидов, значительно затушевавшему тектонические соотношения габброидов и окружающих их осадочных и осадочно-вулканогенных пород.

Рассмотренные полосы габбро-ультрамафитов дальше к востоку деструктивированы и встречаются лишь в виде узких тектонических клиньев в

зоне разломов системы линии Николаева (район пер.Чон-Ашу) (Макарычев, Гесь, 1981).

Таким образом, обобщая наблюдения по рассмотренным выше участкам нахождения рассматриваемых офиолитов, убеждаемся в их обдукционном аллохтонном террейновом залегании в пределах Северо-Тянь-Шаньского микроконтинентального террейна. При этом автохтоном для них служат образования метаморфического комплекса основания последнего и близкие по возрасту офиолитовой ассоциации сланцево-терригенно-карбонатные отложения кембрия-тремадока. Структурные данные свидетельствуют о происхождении обсуждаемых офиолитов из задугового спредингового бассейна, что подтверждается также петрогеохимическими особенностями вулканогенной части разреза офиолитов.

Породы даек и покровов по петрохимическим характеристикам (прилож. 2, т. 6-7; рис. 23) относятся главным образом к толеитовой серии. По таким информационным соотношениям, как Cr-Y, Ti-Cr и др., они соответствуют преобладающе MORB или базальтам задуговых спрединговых бассейнов. По спектру распределения содержаний РЗЭ (рис.24), нормированных по концентрациям РЗЭ в MORB, эти вулканы близки MORB E-типа и занимают промежуточное положение между океаническими и островодужными толеитовыми базальтами. Сравнивая полученный спектр распределения РЗЭ с таковым для Марианского задугового трога (по Saunders, Tarney, 1984), приходим к выводу о значительном их сходстве. Все эти данные, как видно, подтверждают задуговое спрединговое надсубдукционное происхождение рассматриваемой офиолитовой ассоциации.

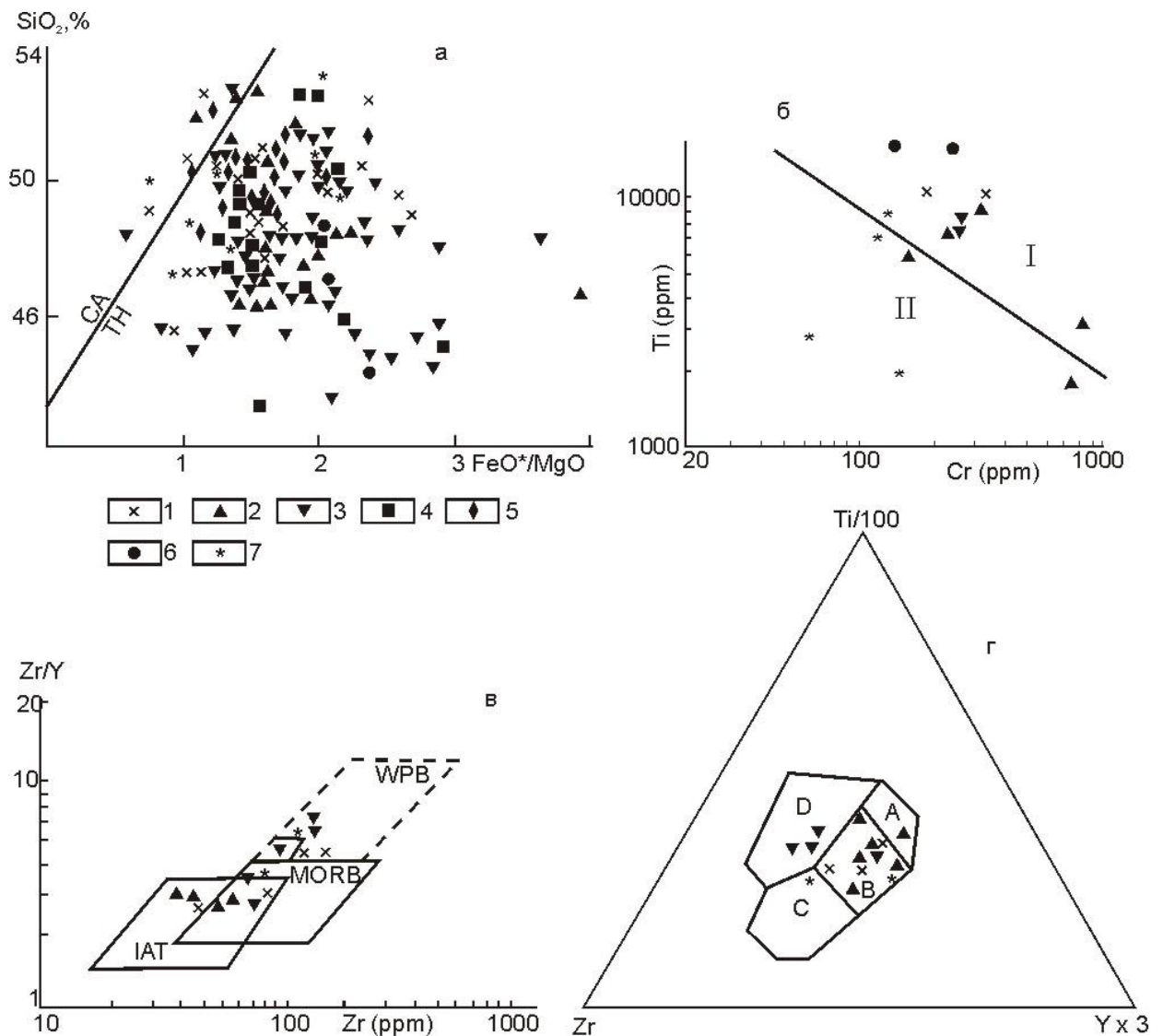
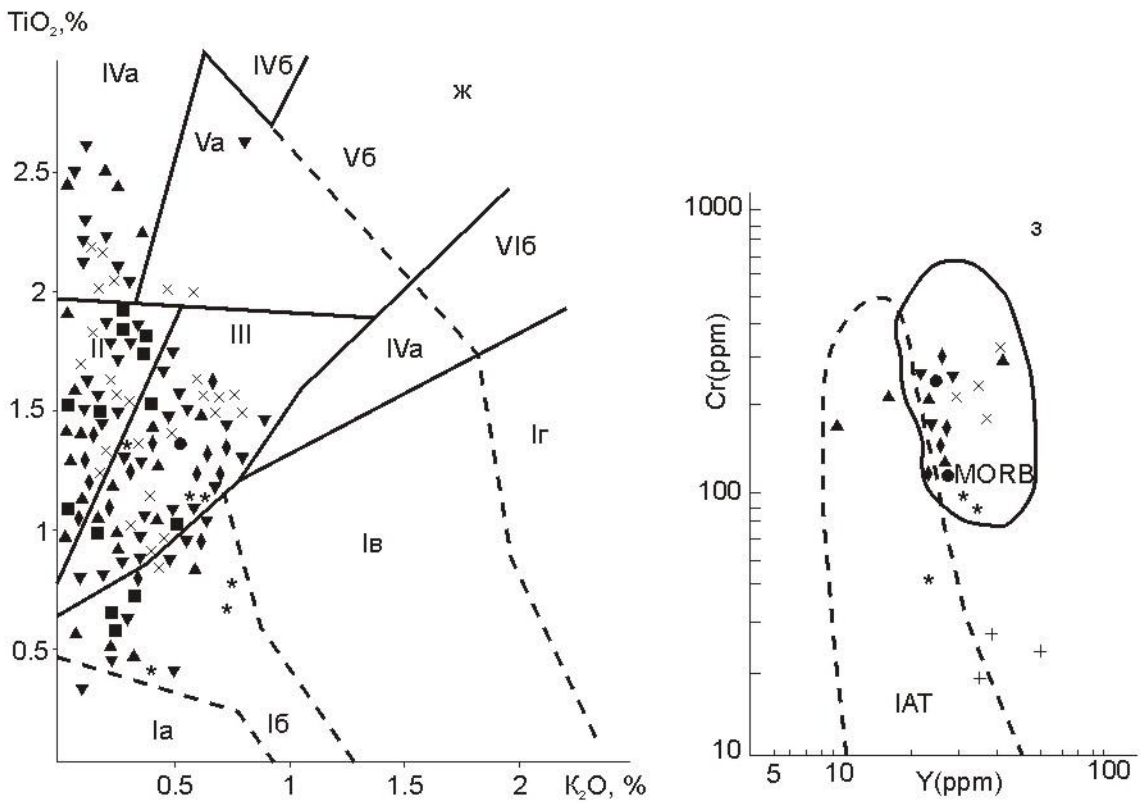
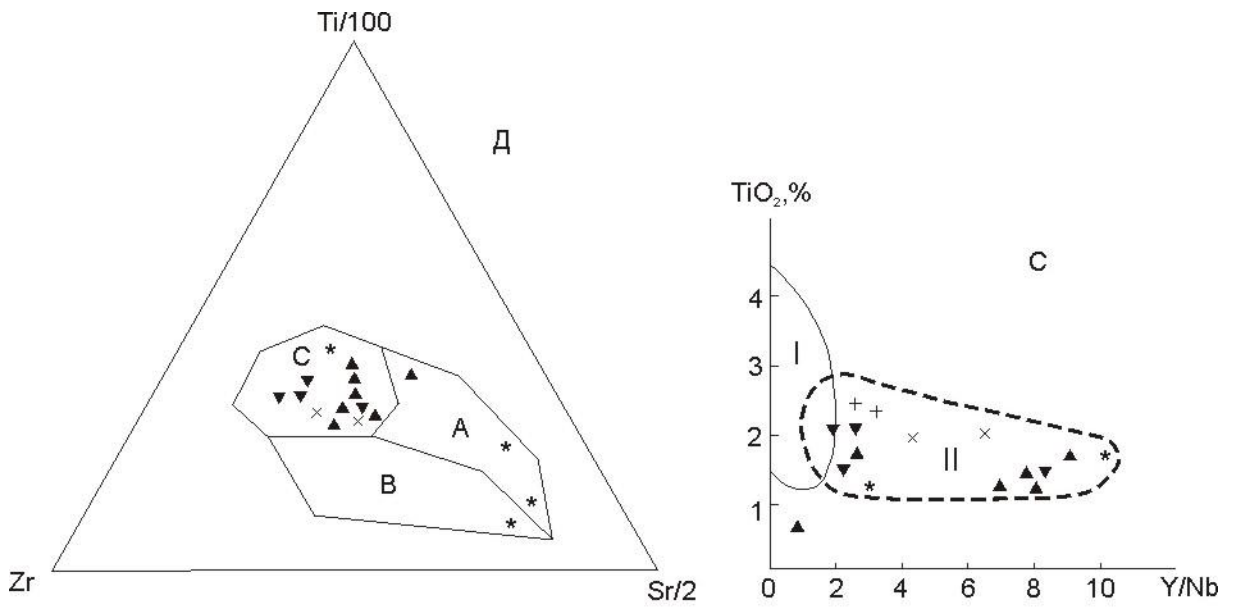


Рис.23. Состав вулканических пород кембро-ордовикского офиолитового комплекса Кыргызско-Терекского задугового палеобассейна (террейна) на индикационных петрохимических и геохимических диаграммах.

а) диаграмма $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{SiO}_2$, показывающая границу между толеитовыми (ТН) и известково-щелочными (СА) вулканическими сериями, по (Miyashiro, 1974). Точки составов пород (для всех рисунков): 1-7 - базальты покровов (1 - терекская, 2 - терекская, 3 - каракаттинская, 4 - караторская, 5 - ичкесуйская, 6 - курсайская свиты) и диабазы параллельных даек (7); б) диаграмма $\text{Ti}-\text{Cr}$, показывающая поля базальтов дна океанов и окраинных бассейнов (I) и базальтов островных дуг (II), по (Шараськин и др., 1980); в) диаграмма $\text{Zr}/\text{Y}-\text{Zr}$, показывающая поля базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), толеитов островных дуг (IAT) и внутриплитных базальтов (WPB), по (Pearce and Norry, 1979); г) диаграмма $\text{Ti}/100-\text{Zr}-\text{Y}/3$, показывающая поля толеитов островных дуг (А,В), базальтов срединно-океанических хребтов (В), известково-щелочных базальтов (В,С) и внутриплитных базальтов (D), по (Pearce and Cann, 1973); д) диаграмма $\text{Ti}/100-\text{Zr}-\text{Sr}/2$, показывающая поля островодужных толеитов (А), известково-щелочных базальтов (В), базальтов срединно-океанических хребтов (С), по (Pearce and Cann, 1973); е) диаграмма $\text{TiO}_2-\text{Y}/\text{Nb}$, показывающая поля щелочных и известково-щелочных базальтов (I) и базальтов срединно-океанических хребтов (II), по (Floyd and Winchester, 1978); ж) диаграмма $\text{TiO}_2-\text{K}_2\text{O}$, показывающая поля вулкаников: I - островных дуг (Ia - бониниты, Ib - толеиты, Iв - известково-щелочные породы, II - щелочные породы, II - срединно-океанических хребтов, задуговых спрединговых центров и межконтинентальных рифтов, III - задуговых спрединговых центров и трансформных разломов, IV - океанических островов (IVa - толеиты, IVб - субщелочные породы), V - океанических островов и областей активизации кратонов (Va - толеиты, Vб - субщелочные породы), VI - области активизации кратонов (VIa - толеиты, VIб - субщелочные породы), по (Миронов и Котляр, 1991); з) диаграмма $\text{Cr}-\text{Y}$, показывающая поля базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) и толеитов островных дуг (IAT), по (Pearce, 1982).



(Окончание рис. 23)

3.3.2.3 Вулканогенно-осадочные комплексы преддугового и задугового бассейнов (Є₃-O_{1tr})

Осадконакопление, сопровождавшее развитие Капкатасско-Восточно-Терской островодужной системы, происходило, как в задуговом бассейне, отделявшем дугу от Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента, так и в преддуговом бассейне. В современной тектонической структуре, хотя и фрагментарно, прослеживается пространственная связь рассматриваемых комплексов с островодужными вулканитами и офиолитами, с которыми они образуют пакеты тектонических пластин, аккрецированных к упомянутому микроконтиненту или обдуцированных на него в раннем ордовике. Аллохтонность практически всех выходов кембрийско-нижнеордовикских задуговых и преддуговых комплексов отложений затрудняет их разделение. Однако, опираясь на хорошо изученные аналоги, можно полагать, что задуговой бассейн состоял из трех частей, осадконакопление в которых имело определенные различия. Они обнаруживаются и в рассматриваемом регионе.

Так для центральной зоны бассейна, удаленной от его бортов, характерна глубоководно-морская обстановка осадконакопления. Собственно ей соответствует накопление кремнистых и глинисто-кремнистых отложений, описанных выше в качестве первого слоя океанической коры задугового бассейна. Осадкам его приконтинентального края соответствует клин осадков континентального склона, фрагменты разрезов которых также описаны выше, где рассматриваются карбонатно-терригенные комплексы пассивных окраин. Настоящий раздел посвящен, главным образом, характеристике отложений придуговых окраин задугового и преддугового бассейнов. Близкое сходство и фрагментарность выходов не позволяет разделять их, хотя некоторые свойства петрографического и химического состава отложений указывают на наличие осадков обоих этих бассейнов.

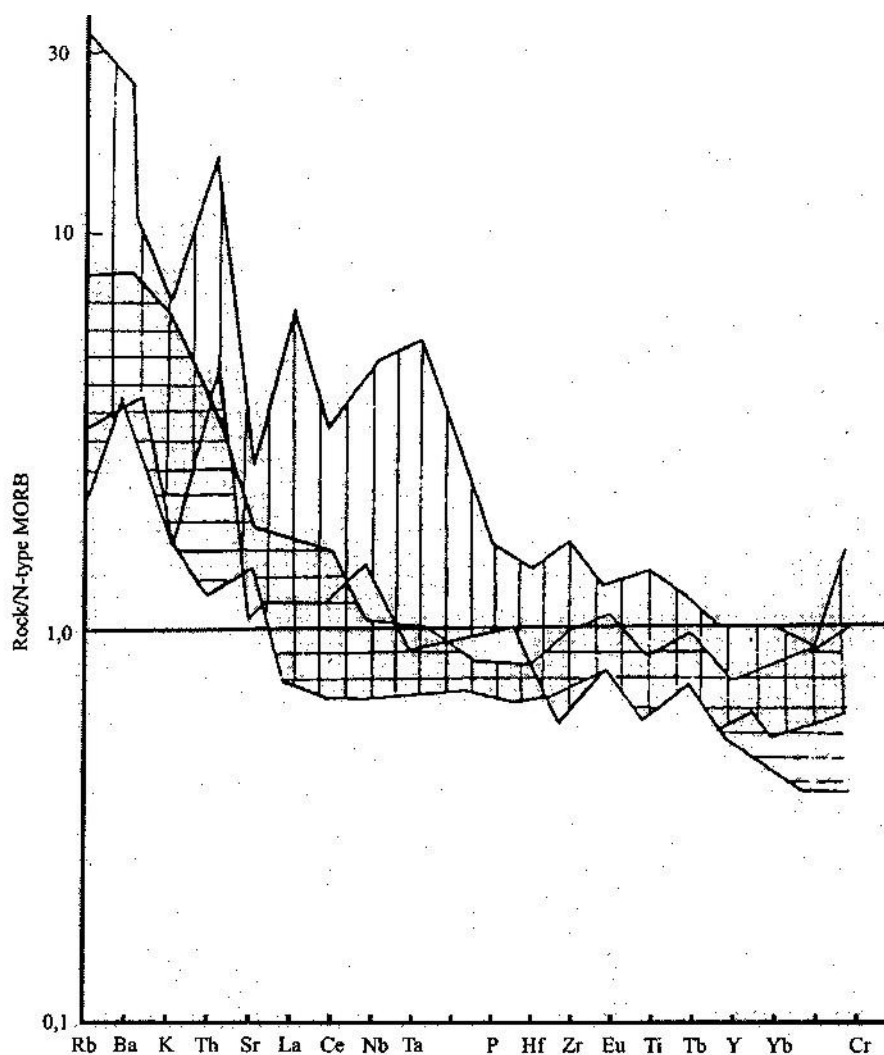


Рис. 24. Сравнение содержаний элементов с крупными ионными радиусами и элементов с высокозаряженными ионами в офиолитовых базальтах Кыргызско-Тарбагатайского задугового палеобассейна (террейна).

Горизонтальная штриховка - поле, суммирующее спектры содержаний элементов (нормированные относительно содержаний в базальтах N-типа СОХ) в базальтах из Марианского прогиба по (Saunders and Tarney, 1984), Вертикальная штриховка - базальты офиолитового комплекса задугового палеобассейна (Є - O₁tr).

Они представлены такими традиционно выделявшимися в Северном Тянь-Шане свитами, как караджоргинская, таштамбекторская, джумгальская, котуджанская, туюксайская, чолпонатинская и джеламышская, видимая мощность которых колеблется от 500 до 1700 м. Возрастное положение их определялось в интервале от среднего кембрия до тремадока включительно (Геология СССР, т. XXV, 1972; Стратифицированные..., т. 1, 1982 и др.). При этом наиболее низкий возрастной рубеж обосновывался наличием остатков трилобитов, водорослей и брахиопод соответствующего возраста (ранний-

средний кембрий) в так называемых рифах известняков среди вулканогенно-терригенных отложений. Однако, как мною было установлено (Гесь, 1980) и подтверждено работами других исследователей (Максумова, 1987; Е.Христов, 1997; Хераскова и др., 1997; Миколайчук и др., 1997), эти рифы представляют собой олистолиты и олистоплаки. Глубоководный матрикс, в котором они находятся, содержит органические остатки (конодонты, спикулы губок, радиолярии, граптолиты) позднего кембрия-тремадока. Очевидно, что мелководные органические остатки (водоросли, трилобиты, брахиоподы) могут характеризовать лишь возраст переотложенных карбонатных обломков и олистолитов, вынесенных в гемипелагическую и пелагическую зоны гравитационными потоками. В строении рассматриваемых комплексов отложений задугового и преддугового бассейнов, включая и образования склонов и подножий островной дуги, отчетливо выделяются несколько литогенетических групп:

- разномерные туфы, туффиты, тефроиды базальтового, андезито-базальтового, андезитового и андезито-дацитового состава, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты и туфоконгломераты;
- граувакковые песчаники и алевролиты, реже конгломераты, конглобрекчии и гравелиты;
- кремнистые, глинисто-кремнистые сланцы, кремнистые алевролиты, кремни, яшмовидные породы и туфосилициты.

Характерным элементом большинства разрезов являются олистостромовые горизонты (в караджилгинской, котуджанской, джумгальской свитах) или отдельные олистолиты в перечисленных выше отложениях (в чолпонатинской, таштамбекторской свитах).

Обломочный материал песчаников представлен главным образом основным и средним плагиоклазом, роговой обманкой и лититовыми обломками (основные, средние и, редко, кислые эффузивы и их туфы, тефроиды, кремнистые сланцы, яшмы, микрокварциты, диориты). Судя по диаграмме QFR (рис.25) и петрографическому составу литического

обломочного материала, его источником сноса служили нерасчлененная островная дуга и дуга в переходном состоянии. Для химического состава песчаников характерны (рис. 26) очень низкие отношения K_2O/Na_2O (0,2-0,5), большая сумма Fe_2O_3+MgO (11-13%) и низкий коэффициент континентальности ($K_2O/Na_2O \times SiO_2$). По этим показателям они соответствуют пескам современных преддуговых и задуговых бассейнов.

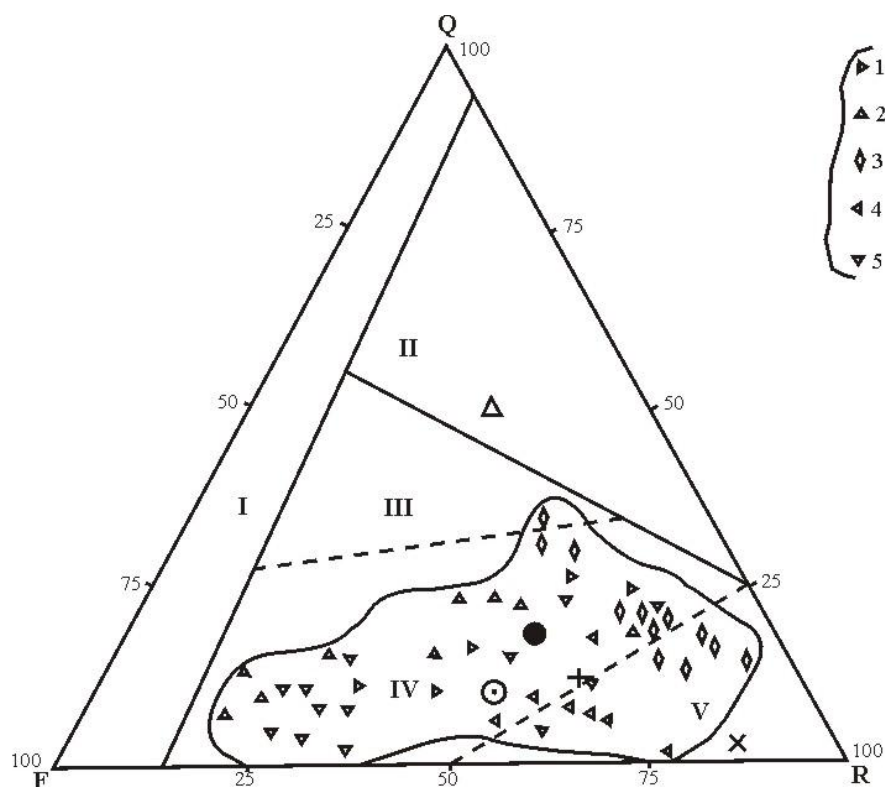


Рис. 25. Диаграмма QFR (Q - кварц, F - полевые шпаты, R - обломки пород), показывающая предполагаемое происхождение (источники сноса) песчаников из отложений преддугового и задугового бассейнов Капкаташско-Восточно-Терской кембрийско-раннеордовикской энсиматической островодужной системы (Кыргызско-Терской террейна). Точки и поля составов песчаников из: 1 - караджоргинской, 2 - актойской, 3 - джеламышской, 4 - джумгалской и 5 - учторской свит. Остальные условные обозначения см. на рис. 7

Присутствующие во многих разрезах рассматриваемого комплекса олистостромы (Гесь, 1980; Максумова, 1987; Е.Христов, 1997; Хераскова и др.,1997; Миколайчук и др.,1997) содержат олистолиты и олистоплаки известняков, калькаренитов, мелкие олистолиты и обломки зеленокаменных базальтов, андезитов, габбро, серпентинитов, кремнистых пород, кварцевых диоритов-тоналитов, находящиеся в глинисто-кремнисто-сланцевом или в вулканогенно-терригенном матриксе, соответствующем упомянутым выше разностям пород. Судя по породному составу олистолитов и обломков, они

поступали как из рифовых построек, окаймлявших островную дугу (известняки, калькарениты), так и из вулканической (андезиты, дациты, диориты) и передовой аккреционной (габбро, серпентиниты, базальты, кремнистые породы) дуг.

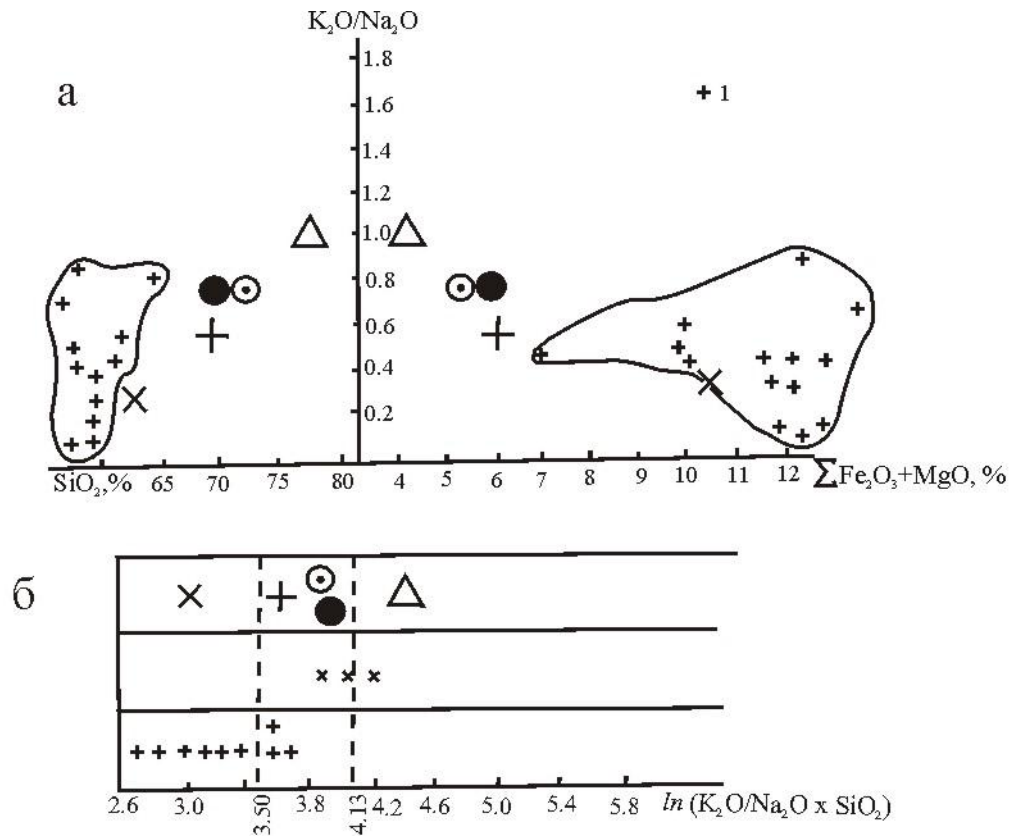


Рис. 26. Соотношение калиевоности и кремнеземистости, калиевоности и фемичности (а), степень континентальности-океаничности (б) песчаников из отложений преддугового и задугового бассейнов Капкаташско-Восточно-Терской кембрийско-тремадоксской островодужной системы (Кыргызско-Терской террейн). Точки и поля составов песчаников из караджоргинской свиты и её аналогов. Остальные условные обозначения см. на рис. 6

Соотношение отмеченных выше разностей отложений в разрезах и в латеральном направлении позволяет установить следующие седиментологические особенности рассматриваемого геодинамического комплекса, указывающие на определенные условия осадконакопления. В этом плане выделяются две парагенетические ассоциации отложений:

- автохтонные фоновая гемипелагическая и пелагическая ассоциации, представленные зеленоцветными, бордово-малиновыми, черными

глинисто-кремнистыми сланцами и кремнистыми алевролитами, кремнями, содержащими местами "струи" песчаных контуритов;

- аллохтонная ассоциация, обязанная своим происхождением турбидным и дебрисным потокам, формировавшим дистальные и проксимальные турбидиты за счет материала, сносившегося с вулканической и, местами, с передовой аккреционной дуг.

Дистальные части вулканокластических фенв проградировали от дуги в задуговой и преддуговой бассейны, где они расщепляли гемипелагические отложения автохтонной фоновой ассоциации.

Содержание вулканогенно-терригенных осадков в разрезах увеличивалось с приближением к вулканическим постройкам островной дуги, где они представляют образования ее склона и подножья. Это местами подчеркивается появлением в разрезах отдельных покровов лав андезитов, андезито-базальтов, аналогичных описанным выше островодужным вулканитам.

Таким образом, приведенная выше характеристика кембрийско-нижнеордовикских вулканогенно-терригенно-кремнистых отложений указывает на их сходство с осадками современных преддуговых и задуговых бассейнов на океанической коре, модель которых разработана Карригом и др. (Karrig and Moore, 1975; Karrig et al., 1978), Клейном и Ли (Klein and Lee, 1983).

3.4 Постамальгамационные комплексы, «сшивающие» и перекрывающие Северо-Тянь-Шаньско-Жалаир-Илийско- Кыргызско-Терскойский раннекаледонский супертеррейн

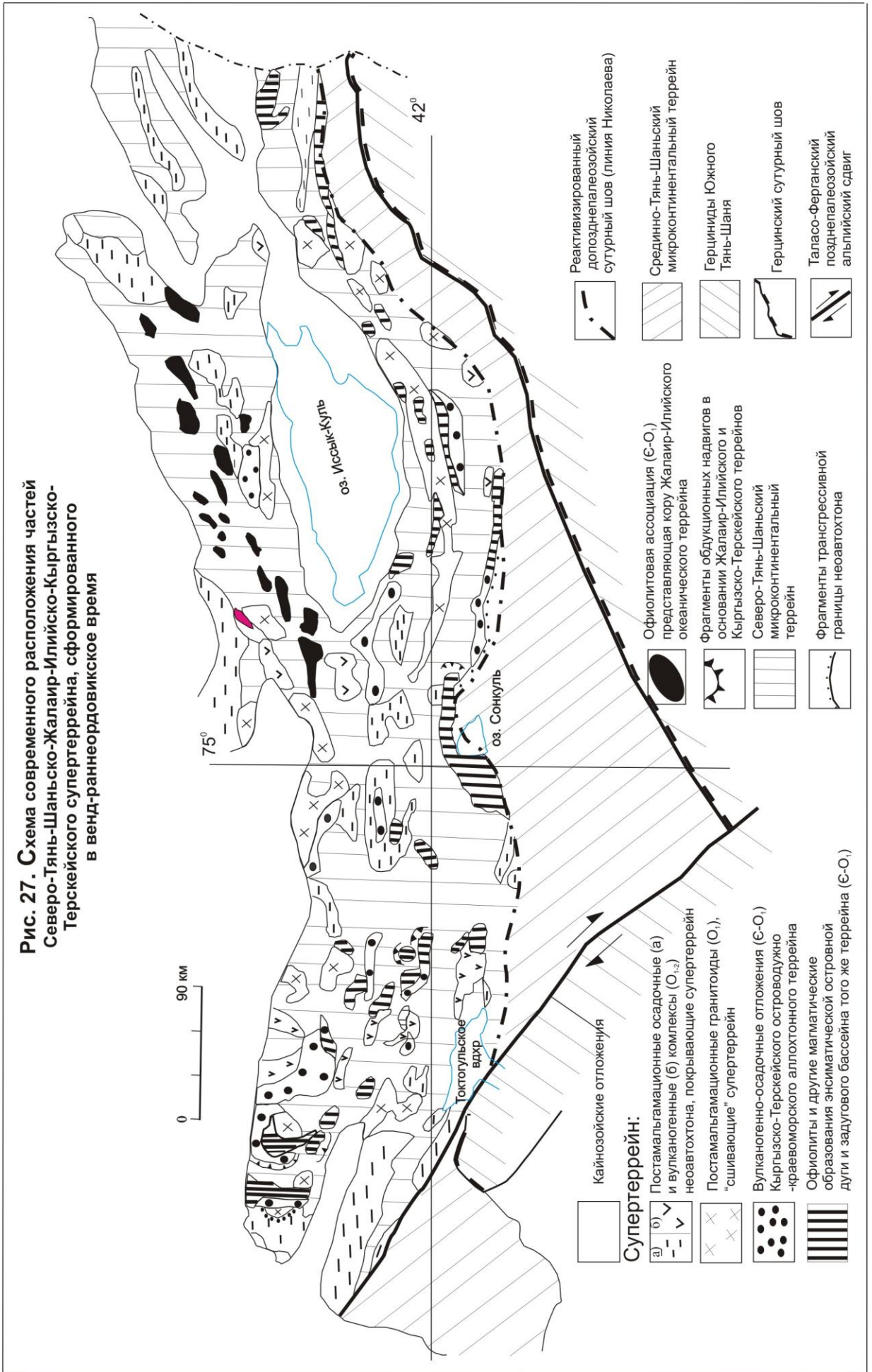
Судя по геологическим и стратиграфическим данным к аренигскому веку раннего ордовика под влиянием поперечного сжатия завершилась обдукция с юга и амальгамация образований энсиматической островодужной системы с Северо-Тянь-Шаньским микроконтинентальным террейном. Примерно к

этому же времени приурочена амальгамация северной части последнего с описанным выше Жалаир-Илийским аллохтонным палеоокеаническим террейном. Таким образом к аренигу (или к середине аренига) сформировался композитный супертеррейн, который можно назвать Северо-Тянь-Шаньско-Жалаир-Илийско-Кыргызско-Терской (рис. 27). К завершению амальгамации приурочено внедрение «сшивающих» композитный террейн гранитоидных массивов, а впоследствии накопление на нем терригенно-вулканогенных отложений энсиалических островодужных систем, представляющих неавтохтон этого террейна.

3.4.1 Гранитоидные комплексы, «сшивающие» супертеррейн (O₁)

Нижнеордовикские постамальгамационные (коллизионные) гранитоиды широко распространены на всей территории Северного Тянь-Шаня. Они слагают серию крупных (Северо-Терской, Долонатинской, Тасакеминской, Иссыкатинской, Аспаринской, Колбинской) и много мелких массивов, объединенных в разное время в такие интрузивные комплексы, как алмалинский, майторский, джыргаланский, ирдыкский, тонский, тасакеминский, долонатинский и др. («Стратифицированные ...», т. II, 1982; и др.). При этом они считались разновозрастными и датировались то поздним рифеем, то кембро-ордовиком, то ранним ордовиком. Между тем в последнее десятилетие при крупномасштабной геологической съемке и специализированных исследованиях на Кыргызском геодинамическом полигоне (в том числе и автором) получено много новых геохронометрических данных по гранитоидам и определений органических остатков во вмещающих их толщах, потребовавших пересмотра возрастной индексации части массивов, датировавшихся рифеем. С учетом этих доказательств мной в настоящей работе принят раннеордовикский

Рис. 27. Схема современного расположения частей Северо-Тянь-Шаньско-Жалаир-Илийско-Кыргызско-Терскайского супертеррейна, сформированного в венд-раннеордовикское время



(досреднеаренигский) возраст всех упомянутых гранитоидных комплексов. Он аргументируется тем, что во вмещающих гранитоиды терригенно-карбонатном шельфовом, осадочно-вулканогенных окраинно-морском и островодужном комплексах, датированных раньше рифеем, в последние годы обнаружены многочисленные органические остатки кембрийско-раннеордовикского (тремадокского) возраста (см. в предшествующей Главе). Этим и определяется нижняя возрастная граница формирования рассматриваемых гранитоидов. Верхний временной рубеж фиксируется трансгрессивным налеганием на их размытую поверхность фаунистически охарактеризованных среднеордовикских (Алмалинский массив в западной части Киргизского хребта) или средне-верхнеордовикских (Аспаринский массив в центральной части того же хребта) отложений. Кроме того, массивы обсуждаемого комплекса прорываются верхнеордовикскими гранитоидами.

Важным подтверждением раннеордовикского времени формирования рассматриваемых гранитоидов являются многочисленные данные геохронометрических определений возраста, большое количество которых получено по Pb-Pb и U-Pb отношениям в цирконах. Их ряд охватывает интервал времени от 500 до 465 млн.лет, по которому установлен изохронный возраст в 476 ± 5 млн.лет (границы раннего и среднего ордовика). Существующие определения возраста по K-Ar отношению в биотитах и амфиболах ("Стратифицированные...", т.2, 1982; и др.) в значительном количестве находятся в том же временном интервале.

На территории Северного Тянь-Шаня массивы раннеордовикских гранитоидов сгруппированы главным образом в две протяженные субширотные полосы, сопровождающиеся в промежутках между ними отдельными плутонами. Одна из этих полос представлена крупным Терскейским массивом лентовидной в плане формы субширотного простирания, протягивающимся вдоль хр.Терскей Алатао на расстояние около 300 км при ширине выхода в среднем 15-20 км. Массив прорван более поздними интрузиями и разбит многочисленными разломами на блоки.

Наблюдения над сохранившимися контактами массива с вмещающими породами показывают, что его северная и южная границы полого (25-50) погружаются навстречу друг другу. По неопубликованным данным гравиметрической съемки мощность этого массива в центральной его части составляет 3-5 км. Согласно этим исследованиям, снизу он подстилается высокоплотными породами, представителями которых, вероятно, служат многочисленные останцы и ксенолиты меланократовых образований (габбро, горнблендиты, амфиболиты, пироксениты, серпентиниты), представляющие фрагменты офиолитовой ассоциации. К меланократовым породам, вмещающим массив, относятся также базальты той же кембрийско-тремадокской офиолитовой ассоциации (терскейская свита, см. в предшествующих разделах), фрагментарно сохранившиеся в южной экзоконтактовой зоне массива в приводораздельной части хр. Терскей Алатоо. Кроме них, массивом прорваны терригенно-карбонатные отложения пассивной окраины, синхронные офиолитам, которые на них обдуцированы, и местами метаморфические породы комплекса основания микроконтинента. Экзоконтактовые изменения выражены ороговикованием, мраморизацией и местами мигматизацией.

Породы, слагающие отдельные части Терскейского массива, раньше относились к различным комплексам: то к верхнеордовикскому ("Геология СССР", т. XXV, 1972), то к кембро-ордовикскому, то к верхнерифейскому ("Стратифицированные...", т. 2, 1982 и др.).

Проведенные мною полевые исследования и анализ материалов крупномасштабной геологической съемки последнего десятилетия с использованием новых данных геохронометрии показали, что большая часть этого массива представлена образованиями одного комплекса, за которым можно сохранить название ирдыкский ("Стратифицированные...", т. 2, 1972), изменив, однако, его возраст на раннеордовикский, что следует из полученных новых данных по датированию, как пород комплекса, так и вмещающих его образований.

Терский массив сформировался в три стадии, границы между породами которых не всегда четко выражены. Преобладающая часть его сложена массивными и слабо гнейсовидными средне- и крупнозернистыми, местами порфиридовидными, серыми и светло-серыми гранитоидами, среди которых по количественно-минералогической (Strekeisen, 1973) и петрохимической систематике ("Классификация...", 1981) преобладают гранодиориты, имеющие постепенные переходы в кварцевые монциты и тоналиты. Они состоят из андезина N30-35 (30-55%), микроклина (12-28%), кварца (15-25%), роговой обманки (5-20%), биотита (10-15%) и акцессорных минералов (ортит, апатит, циркон, сфен, магнетит). Микроклин часто замещает плагиоклаз даже в относительно более основных разностях гранитоидов, образуя порфиробласты неправильной формы размером 0,5-5 см, что обусловлено автометасоматическими явлениями. Местами, как это можно наблюдать в поле, микроклинизация происходила и под влиянием позднеордовикского и силурийского гранитообразования. Гнейсовидность рассматриваемых гранитоидов четко выражена на участках массива с повышенным содержанием меланократовых ксенолитов. При этом директивность в расположении роговой обманки в гранитоидах наследует ее ориентировку в ксенолитах, что может свидетельствовать об автохтонном характере гранитоидов. Порфиробласты микроклина местами также размещены параллельно гнейсовидности.

Гранитоидами второй стадии формирования массива сложены мелкие и крупные (до нескольких кв.км) тела, имеющие с вышеописанными породами большей частью резкие контакты. Среди них по составу выделяются гранодиориты, адамеллиты и кварцевые монциты. По минералогическому и петрохимическому составу они относительно более кислые, чем гранитоиды первой стадии, содержат больше биотита в сумме цветных минералов. Микроклин по-прежнему развит в виде порфиробластов (размером до 2 см), замещая плагиоклаз и образуя метасоматическую структуру, особенно в разностях, приближающихся к граниту или

кварцевому монцониту. Набор аксессуарных минералов близок таковому в предшествующих гранитоидах при отсутствии среди них магнетита и, наоборот, присутствии ильменита и рутила.

Формирование ирдыкского комплекса завершилось внедрением мелких тел светло-серых мелко-среднезернистых адамеллитов-гранитов, сложенных плагиоклазом N 18-29 (25-35%), решетчатым микроклином (26-38%), кварцем (28-34%), биотитом (4-7%), мусковитом (0-1%). Среди аксессуарных минералов присутствуют ортит, циркон, апатит, торит, сфен, ильменит, гранат, магнетит, флюорит.

Еще одна крупная в плане полоса выходов гранитоидов рассматриваемого нижнеордовикского коллизионного комплекса, включающая такие массивы, как Долонатинский в хр. Кунгей Алатоо (около 800 км²), Тасакеминский в хр. Таса-Кемин (около 120 км²), Иссыкатинский (около 200 км²) и Аспаринский (около 100 км²) в Кыргызском хребте и еще несколько мелких штоков, или их фрагментов, разбитых и ограниченных разломами, или редуцированных верхнеордовикскими и силурийскими гранитоидами, среди которых они находятся в виде крупных останцов-ксенолитов.

Наиболее крупной и представительной частью рассматриваемой полосы нижнеордовикского коллизионного комплекса является Долонатинский массив. На современном эрозионном срезе он имеет лентовидную форму и простирается в субширотном направлении на расстояние до 100 км при ширине 6-10 км. По данным В.А.Грищенко, массив погружается к югу под углом 40-50°. Конформно простиранию массива ориентирована гнейсовидность его пород и ксенолитов (скиалитов) меланократовых метаморфитов, среди которых присутствуют амфиболиты, амфиболовые сланцы, габбро и пироксениты. С севера и юга массив почти полностью ограничен позднепалеозойскими и неотектоническими разломами. Однако, вдоль северного разлома сохранились фрагменты вмещающих гранитоиды кембро-раннеордовикских отложений шельфа Северо-Тянь-Шаньского

микроконтинента (торайгырская свита) и тектонически совмещенных с ними субсинхронными базальтами (ичкесуйская свита), превращенными в эндоконтактовой зоне в амфиболиты и местами мигматизированными. Этот факт показывает, что при наличии среди гранитоидов ксенолитов или скиалитов в разной степени мигматизированных амфиболитов не всегда можно однозначно диагностировать, какие породы в них трансформировались: в одном случае это могут быть упомянутые выше базальты из офиолитовой ассоциации нижнего палеозоя, в другом - metabазальты рифея, входящие в состав аккреционного основания микроконтинента.

Долонатинский массив имеет в общем зональное строение. К краевой зоне приурочены диориты, монцодиориты, кварцевые диориты, а большая часть массива сложена по конкретному составу гранодиоритами, тоналитами, адамеллитами, гранитами. Однако эти розовато-серые в резкой степени гнейсовидные, часто порфиробластовые (до 15-20% порфиробластов микроклина) разновидности гранитоидов имеют между собой постепенные переходы. Заметно, что в местах наибольшего распространения ксенолитов амфиболитов, габбро и в апофизах среди них гранитоиды массива более меланократовы и соответствуют тоналитам - среднезернистым равномернотернистым породам, состоящим (в объемн.%) из плагиоклаза N 30-40 (50-55), роговой обманки (5-20), биотита (10-15), кварца (20-25) и акцессорных минералов (сфен, апатит, ортит, циркон, гранат, магнетит, ильменит и др.). С удалением от таких участков состав гранитоидов становится очень изменчив и зависит от содержания вторичного микроклина и частично кварца. Свежий решетчатый микроклин корродирует плагиоклаз и часто образует крупные порфиробласты.

Диориты, кварцевые диориты, монцодиориты, развитые в краевых частях Долонатинского массива, представляют собой темно-серые и серые мелко-среднезернистые в разной степени гнейсовидные породы, сложенные (в объемн.%) андезитом N 35-55 (35-60), роговой обманкой (20-35), биотитом

(20-25), кварцем (4-15), микроклином (0-10). Кварц, микроклин и биотит в этих породах имеют метасоматическую (автометасоматическую?) природу.

В диоритах и кварцевых диоритах многочисленны ксенолиты-останцы амфиболитов, габбро-амфиболитов, упоминавшиеся выше. В таких местах диориты становятся более меланократовыми, то есть их состав заметно наследует состав вмещающих пород. Кстати, там, где ксенолиты или вмещающие породы (например, в западной части массива) представлены плагиогнейсами, в контакте с последними диориты отсутствуют и эндоконтактовая зона представлена тоналитами или гранодиоритами.

В центральной части Долонатинского массива встречаются небольшие (до 10 км²) штоки и дайкообразные тела среднезернистых слабogneйсовидных гранитов, аплитовидных гранитов, жилы аплитов, пегматитов. Породы состоят (в объем.%) из плагиоклаза N 15-30 (20-25), кварца (5-7), мусковита (2) и акцессорных минералов (ортит, сфен, апатит, циркон, ильменит, магнетит). Вокруг тел этих гранитов с высоким содержанием калишпата и кварца местами заметно увеличивается количество порфиробластов микроклина во вмещающих штоки гранитоидах. Очевидно, внедрение и калиевый метасоматоз происходили близко одновременно и завершили гранитообразование рассматриваемого этапа.

Упомянутые выше Тасакеминский, Иссыкатынский и Аспаринский массивы обнаруживают сходный с Долонатынским состав. При этом для них характерна такая же плитообразная форма с относительно пологим погружением в южном направлении (Иссыкатынский и Аспаринский массивы). Сходны также и соотношения с вмещающими породами метаморфического основания и чехла микроконтинентального террейна.

Наиболее представительными из нижнеордовикских массивов, расположенных за пределами описанных выше полос их массового распространения, являются такие плутоны, как Алмалинский (60 км²), Каиндинский (80 км²) и Чачойский (около 100 км²) в западной части Кыргызского хребта и Майторский (70 км²) в восточном окончании хр. Суек.

Алмалинский массив удлинен в северо-северо-восточном направлении субпараллельно простиранию антиклинали, образованной кембрийско-ордовикскими граувакками и базальтами комплекса задугового бассейна. В свою очередь на эродированной поверхности гранитоидов залегают среднеордовикские конгломераты и песчаники. Большая видимая часть массива сложена порфировидными среднезернистыми розовато-серыми гранодиоритами, имеющими постепенные переходы в кварцевые монцониты. Породы состоят (в объемн.%) из плагиоклаза N 39-35 (35-54), микроклина (8-20), кварца (15-25), биотита и роговой обманки (по 7-15), а также апатита, циркона, ортита, торита, сфена, магнетита. Массив прорывается большим количеством даек гранодиорит-порфиров мощностью до нескольких десятков метров. Состав гранодиорит-порфиров близок составу вмещающих их пород массива. Они также перекрываются среднеордовикскими отложениями.

Каиндинский массив вытянут в северо-западном направлении и прорывает одновременно как протерозойские кристаллические сланцы Макбальского выступа комплекса основания микроконтинентального террейна, так и обдущированные на него офиолиты и граувакковые турбидиты кембрийско-раннеордовикского задугового бассейна. В свою очередь массив значительно редуцирован более поздними продольными разрывами. В его составе, по сравнению с Алмалинским штоком, гранодиориты незначительно преобладают в центральной части, а к контактам они сменяются кварцевыми монцонитами.

Чачойский массив, по составу сходный с Алмалинским, интересен тем, что прорывает тектонический пакет кембрийско-нижнеордовикских терригенно-карбонатных отложений шельфа микроконтинента и кремнистосланцево-базальтового комплекса задугового бассейна того же возраста.

Из рассмотренных примеров строения, структурного положения и состава гранитоидных массивов обсуждаемого нижнеордовикского комплекса

достаточно отчетливо обнаруживаются общие и устойчивые его черты, индицирующие геодинамические условия этого эпизода в эволюции каледонид Тянь-Шаня. Принципиальное значение имеет то, что гранитоиды обладают активными контактами как с комплексами основания и пассивной окраины микроконтинента, так и с обдуцированными образованиями спредингового задугового бассейна (офиолиты, кремнистые сланцы, граувакковые турбидиты) кембрийско-тремадокского возраста, представляющими аллохтонный террейн. То есть формирование и внедрение гранитоидов произошло после амальгамации этих террейнов. Этот процесс не сопровождался вулканической деятельностью, которая началась только в среднем ордовике, уже после воздымания территории, эрозионного вскрытия гранитоидных массивов и отложения на их эродированной поверхности конгломератов и песчаников среднего ордовика, являющихся неавтохтоном. Таким образом, гранитоиды обсуждаемого комплекса можно рассматривать как постамальгамационные (коллизионные), сопровождающие складкообразование совмещенных авто- и аллохтонов.

Анализ особенностей вещественного состава пород этого комплекса, (прилож. 2, табл. 13) имеющих значение для геодинамической интерпретации на основе сравнения их с известными генетическими I-типом и S-типом гранитоидов по критериям, обоснованным Б.Чеппелом, А.Уайтом, У.Питчером и др., показывает следующее. Спектр составов пород комплекса колеблется в широких пределах от монцодиоритов до гранодиоритов и гранитов. При этом характерно неравномерное, местами значительное, проявление калиевого метасоматоза в виде калишпатового порфиробластеза. Темноцветные минералы представлены в равной мере роговой обманкой и биотитом в более основных разностях пород с резким преобладанием последнего в гранодиоритах и исключительно биотитом (+мусковитом) в гранитах. В комплексе акцессорных минералов совместно присутствуют такие минералы, как ильменит, магнетит, сфен, ортит и гранат, индицирующие обычно разные типы гранитоидов. Последние здесь содержат

ксенолиты разнородного состава и происхождения: кислые гнейсы, меланократовые (метаофиолиты), граувакковые и карбонатные породы.

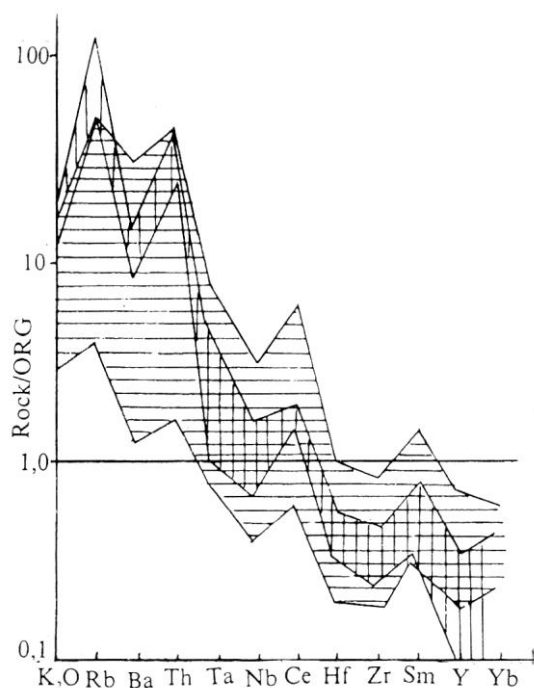


Рис. 28. Сравнение содержаний K_2O , редких и редкоземельных элементов в постамальгамационных (коллизионных) гранитоидных комплексах, «сшивающих» Северо-Тянь-Шаньско-Жалаир-Илийско-Кыргызско-Терской супертеррейн, и в типовых представителях гранитоидов коллизионной геодинамической обстановки, по (Pearce et al., 1974)

Вертикальная штриховка – поле, обобщающее спектр содержаний редких элементов (нормализованных по расчетным содержаниям в гранитах срединно-океанических хребтов (ORG) в типовых коллизионных гранитоидах.

Горизонтальная штриховка – постамальгамационные комплексы кварцевых монцитов-гранодиоритов (O_1 алмалинский, тонский, долонатинский, ирдыкский и др.).

Петрохимический анализ с применением информативного коэффициента глиноземистости ($K = Al/(Ca+Na+K)$, в мол. количествах), который использовался упомянутыми выше исследователями как один из критериев для разграничения гранитоидов I-типа и S-типа, показывает, что более половины из рассматриваемых гранитоидов относится к I-типу и лишь 36 % принадлежат S-типу. То есть формально трудно идентифицировать их связь с обстановками активной континентальной окраины, или коллизионной. Однако, рассматривая в сумме все характеристики вещественного состава этих пород вместе со строением, временем формирования и структурным положением, приходим к выводу о связи их формирования с коллизией

каледонского типа. Коллизионное происхождение этих гранитоидов подтверждается и спектром распределения содержаний редкоземельных и некоторых редких элементов на известной спайдер-диаграмме Дж. Пирса (рис . 28).

3.4.2 Осадочно-вулканогенные комплексы энциалических островодужных систем, покрывающие супертеррейн (O₁ar₃-O₂)

Комплексы островодужных систем второго возрастного уровня распространены в разных частях Северного Тянь-Шаня (см. рис. 27; прилож. 1). Вместе с тем прослеживается концентрация вулканических образований вдоль его южной и северной окраин, где они трассируют две островные дуги - соответственно Северо-Тянь-Шаньскую и Кендыктас-Заилийскую, имевшие, как будет показано ниже, энциалическую природу. Эти дуги были разделены общим для них задуговым бассейном. Комплексы островодужных систем были сильно деформированы последующими тектоническими движениями, как заключительными каледонскими, так и позднепалеозойскими и неотектоническими. В результате отдельные части островодужных систем оказались заключенными в тектонических блоках и пластинах, смещенных друг относительно друга и изменивших ориентировку, а фрагменты передовой аккреционной дуги и некоторых других составляющих Северо-Тянь-Шаньской островодужной системы в результате обдукционных перемещений оказались в аллохтонных пластинах на структурах Срединно-Тянь-Шаньского микроконтинентального террейна.

3.4.2.1 Островодужные вулканические серии (O₁ar₃-O₂)

Вулканические образования аренигско-среднеордовикского возраста, индицирующие островодужную геодинамическую обстановку, как отмечено

выше, образуют две разобщенные полосы шириной в первые десятки километров, соответствующие двум островным дугам. В свою очередь наблюдается их внутренняя сегментация, обусловленная главным образом более поздними дизъюнктивными дислокациями. Северо-Тянь-Шаньская островная дуга в современной структуре сегментирована на две части: восточный сегмент субширотного простирания и западный сегмент северо-западного простирания. Сходное расчленение можно проследить и для Кендыктас-Заилийской островной дуги. Кроме того, в пределах отдельных сегментов дуг рассматриваемые образования занимают сравнительно ограниченные участки, часто разобщенные на значительные расстояния. На разных участках вулканогенные разрезы характеризуются в разной степени различным составом, строением и мощностью, что обусловлено латеральной изменчивостью фациальных условий образования и накопления вулканитов в пределах единой островной дуги.

Так, в восточном сегменте Северо-Тянь-Шаньской дуги с востока на запад прослеживаются следующие вулканические образования. Крайние восточные их выходы в хребтах Суек и Джетымбель представлены айкольской толщей (около 450 м) переслаивания лав, лавобрекчий, туфолав, туфов и туфобрекчий трахиандезито-базальтов, трахиандезитов, андезито-базальтов, андезитов и, в меньшем объеме, дацитовых и риолитовых порфиров. В 15 и 30 км к северо-западу, очевидно, в тылу островной дуги, преобладающее развитие получили лавы, лавобрекчии и туфы риолитов и риодацитов с горизонтами туфопесчаников и туфоконгломератов, содержащих редкие прослои сланцев (ашулотобинская и четынди́нская толщи мощностью до 500 м).

Толща (около 800 м) неравномерного переслаивания дацитовых и андезито-дацитовых туфов, туффитов, туфопесчаников, микститовых песчаников и алевролитов (джакшинская свита, по Миколайчуку и др., 1984), обнажающаяся в хр. Байдуллы, и сходный с ней маломощный разрез, отмеченный Т.А.Додоновой (Додонова и др., 1974) в хр. Балыкты (западное

Присонкулье), также относятся к образованиям восточного сегмента Северо-Тянь-Шаньской островной дуги. Однако дальше на запад до центральной части хр. Сусамыр-Тоо вулканиты рассматриваемого комплекса отсутствуют, что скорее всего связано с редукцией островной дуги более поздними крупными разрывами, входящими в систему Важнейшей линии Тянь-Шаня (линия Николаева) - постсутурной границы между Северным и Срединным Тянь-Шанем. Но уже начиная с центральной части хр. Сусамыр Тоо, в современной тектонической структуре фрагменты их разрезов сконцентрированы в сегмент северо-западного простирания. Первые в этом сегменте выходы рассматриваемых вулканитов известны в разрезе толукской свиты нижнего-среднего ордовика на южном склоне хр.Сусамыр-Тоо в бассейнах рек Толук и Ковюксу. Мощность вулканической пачки здесь не превышает 500 м. Она представлена кристаллокластическими туфами, туфолавами, лавобрекчиями и, меньше, лавами трахиандезитов, трахиандезито-базальтов, реже, трахибазальтов и риодацитов. Среди них присутствуют также горизонты и прослои туфоконгломератов, песчаников и алевролитов.

Дальше к северо-западу островодужный вулканизм проявился незначительным образованием туфов и туфогенных пород андезитового состава среди терригенных отложений среднеордовикской джайсанской свиты (северный склон хр.Сусамыр-Тоо) и, главным образом, накоплением мощной (до 2500 м) утмекской толщи чередования покровов лав и туфов андезитов, трахиандезитов, андезито-базальтов, базальтов, а также дацитов и их туфов (восточная часть Таласского хребта и западная часть Киргизского хребта). В последнем районе эта толща согласно подстилается нижне-среднеордовикской кепташской свитой (около 2000 м) переслаивания туффитов, тефроидов, граувакковых песчаников и туфов с горизонтами андезитовых порфиритов. Лавами, лаво- и туфобрекчиями, туфами трахибазальтовых и, реже, базальтовых порфиритов сложена преобладающая часть среднеордовикской токайлинской свиты, обнажающейся в нескольких

десятках километров к востоку от упомянутых выше вулканитов утмекской свиты. Кроме пород субщелочного основного состава, в строении верхней части токайлинской свиты участвуют трахириолитовые порфиры, туфы и туфоконгломераты риодацитов и риолитов. Видимая мощность этой толщи более 1000 м.

Как отмечалось выше, ордовикские вулканиты маркируют и Кендыктас-Заилийскую островную дугу. Они, как и вышеописанные, распространены фрагментарно в нескольких разобщенных районах от восточного окончания хр.Кунгей Алатоо до хр.Кендыктас и дальше к северо-западу за пределы рассматриваемой территории. На востоке хр.Кунгей Алатоо эти образования объединены в кутырганскую свиту (Краснобородкин, 1985), сложенную темно-зеленовато-серыми базальтовыми и андезито-базальтовыми порфиритами. В существенном количестве местами в ней присутствуют агломератовые лавы, переслаивающиеся с туфами, туфопесчаниками и туфогравелитами, содержащими прослойки и горизонты песчаников, алевролитов и известняков. С конгломератами в основании эта толща залегает (или частично замещает по латерали) на флишоидах аренига-среднего ордовика, представляя основание неоавтохтона. Вместе с ними она смята в линейные, местами близкие к изоклинальным, складки.

Дальше к западу, в бассейне р.Чон-Кемин, рассматриваемые вулканиты выделены в составе койсуйской и таранчибулакской свит ("Стратифицированные...", т.1, 1982), залегающих в тектонических блоках, где они совместно с другими нижнепалеозойскими толщами смяты в линейные складки. По данным С.Е.Христовой (1997 г.) вулканогенные толщи залегают на граувакковом флише нижнего-среднего ордовика, а также имеют с ним латеральные переходы. Вулканиты представлены покровами лав и лавобрекчий темно-зеленых базальтов, андезито-базальтов, андезитов, трахибазальтов, трахиандезитов, дацитов и риолитов, горизонтами пестрых туфов, туфопесчаников, туфоконгломератов с прослоями кремнистых пород. Коэффициент эксплозивности этих толщ колеблется от 60 до 75%. Их

видимая мощность варьирует от 400 до 800 м. В строении разрезов доминируют вулканиты среднего состава при подчиненном количестве базальтов, трахибазальтов и кислых пород. С ними ассоциируют субвулканические тела (силлы, некки) сходного состава и гипабиссального облика.

Близкое с чон-кеминскими толщами строение, состав и тектоническое положение имеет также окторкойская вулканогенная свита мощностью до 1600 м, обнажающаяся в виде деформированных фрагментов в восточной части Кыргызского хребта и в Кастекском хребте. Она представлена чередованием покровов лав андезито-базальтовых, андезитовых и, редко, трахибазальтовых порфиритов, агломератовых туфобрекчий и туфов с прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов. Количество пирокластических пород резко нарастает кверху разрезов при средней эксплозивности толщи от 50 до 75%.

В нескольких километрах к юго-востоку от выходов (в западной части хр.Кунгей Алатао) окторкойской свиты, отделяясь от нее системой крупных разломов восток-северо-восточного простирания, расположено большое поле ордовикских вулканогенных пород, разрез которых значительно отличается от рассмотренных выше. Эти образования представлены шыргойской свитой видимой мощностью от 1600 до 4000 м ("Стратифицированные...", т.1, 1982). Нижняя часть ее сложена агломератами, ляпиллевыми туфобрекчиями, игнимбритами и туфами риолитовых порфиров (500-1700 м), сменяющимися вверх по разрезу (1000-1200 м) чередованием покровов андезитовых порфиритов, их туфобрекчий, глыбовых агломератов, ляпиллевых и псаммитовых туфов и туфоконгломератов. Верхняя часть разреза (500-1000 м) представлена дацитовыми порфирами, их туфами и туфобрекчиями. Коэффициент эксплозивности разрезов этой толщи варьирует от 40 до 80%. С вулканитами шыргойской свиты тесно связаны штоки, дайки и силлы субинтрузивных пород: гранодиорит-порфиров, дацитовых порфиров и кварцевых монцодиоритов.

Таким образом, как видно из кратко описанных выше районов и участков развития ордовикских вулканогенных толщ в Северном Тянь-Шане, среди них можно выделить две вулканические серии: в разной степени дифференцированную известково-щелочную и субщелочную. Петрохимические исследования (Макарычев, Гесь, 1981; Гесь, Макарычев, 1985, Ghes, Bakirov, 1993; Гесь, 1998, 1999) пород рассматриваемых вулканогенных толщ подтверждают их островодужное происхождение (прилож. 2, табл. 14; рис. 29). На бинарной петрохимической диаграмме SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ видна дифференцированность вулканитов от базальтов до риолитов, а по щелочности - от нормальных и до субщелочных пород. На диаграмме SiO_2 - K_2O видно, что основной вклад в повышении общей щелочности пород принадлежит калию. При этом наблюдается дифференциация вулканитов от низкокалиевых до высококалиевых. Субщелочные разности вулканитов больше характерны для южной полосы их развития (Северо-Тянь-Шаньская островная дуга), а нормальные - для северной полосы (Кендыктас-Заилийская островная дуга).

Отмеченные выше такие характерные черты вулканитов, как их резкая фаціальная изменчивость, обилие пирокластики, значительная дифференцированность по составу, повышенная щелочность за счет калия, указывают на энсиалический тип упомянутых островных дуг. Они были заложены на гетерогенном (аккреционном) фундаменте, представленном композитным террейном, включающим как метаморфически гранитизированные комплексы основания Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента и отложения его пассивных окраин, так и обдукционные пластины краевоморских и островодужных образований кембрия-тремадока, пронизанные в свою очередь предсреднеаренигскими гранитоидами. Об этом свидетельствуют фрагменты непосредственных стратиграфических границ

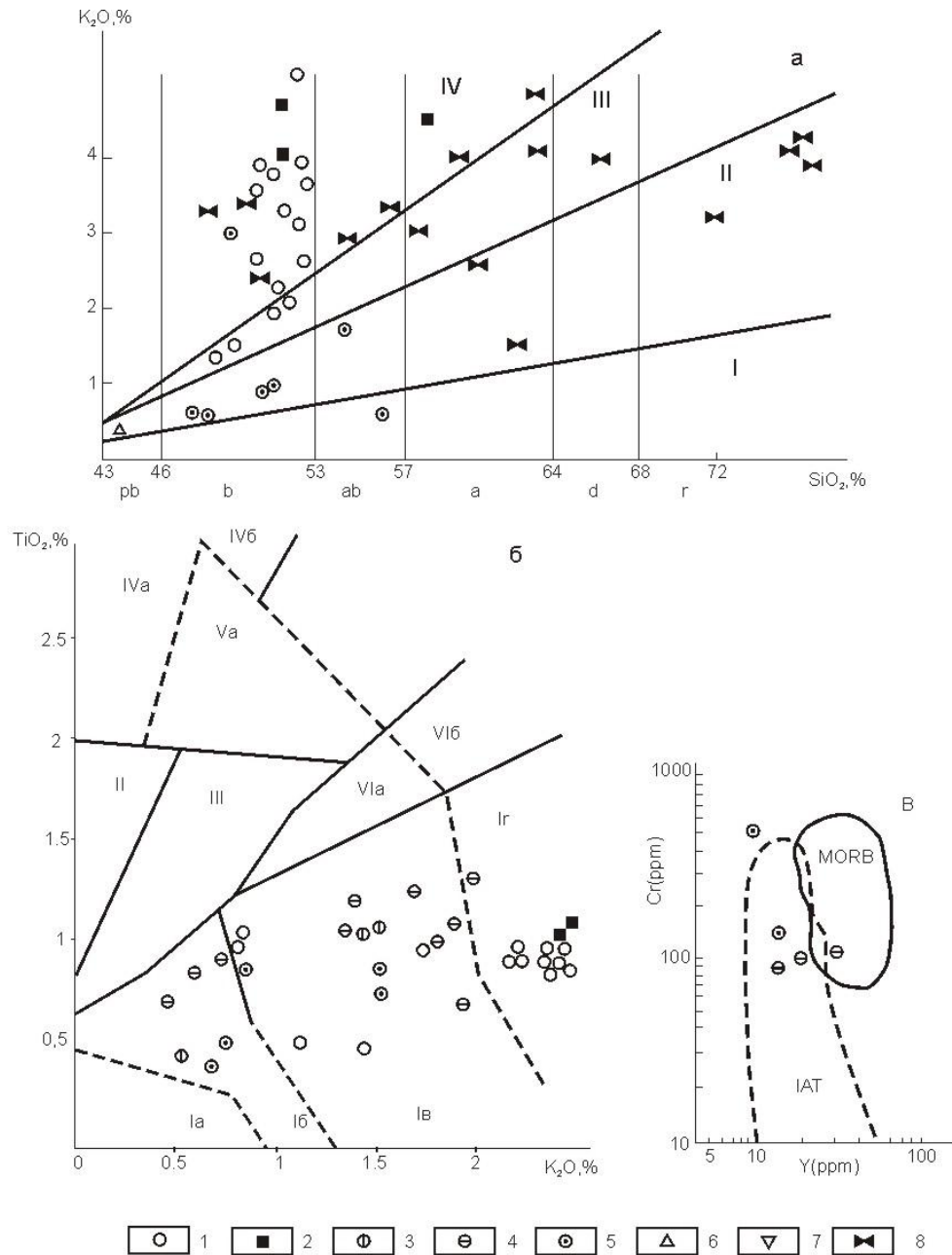


Рис.29. Состав вулканических пород энциалических островодужных серий неавтохтона (O_{1aг} - O₂) каледонид Тянь-Шаня на индикационных петрохимических и геохимических диаграммах (диаграммы те же, что и на рис. 15).

Точки составов пород (для всех рисунков): 1-8 - вулканы энциалических островных дуг (1 - ириторская, 2 - токайлинская, 3 - окторкойская, 4 - таранчибулакская, 5 - койсуйская, 6 - шыргойская, 7 - утмекская, 8 - айкольская, четындынская и ашулотовинская свиты).

вулканитов с упомянутыми комплексами, или с терригенными отложениями, с несогласием налегающими на последние. Основное время накопления рассматриваемых вулканитов по палеонтологическим данным и соотношениям с другими комплексами соответствует среднему ордовику. На отдельных участках островных дуг извержения начались уже в конце аренига.

3.4.2.2 Осадочные комплексы преддуговых и задуговых бассейнов (O₁ar₃-O₂)

С вулканическими сериями среднего ордовика Кендыктас-Заилийской и Северо-Тянь-Шаньской островных дуг ассоциируются осадочные толщи, представленные главным образом турбидитами, заполнившими преддуговые и задуговые бассейны. По соотношению с вулканическими дугами к образованиям преддуговых бассейнов можно отнести такие толщи, как долонская серия, нижняя толукская, кепташская, алматинская и каракиинская свиты. Задуговые бассейны представлены отложениями ашугорской, алмалинской, карабалтинской, западно-суекской, урюктинской и улькенбугутинской свит. При этом отложения преддуговых бассейнов фаунистическими остатками датируются ранним (средний арениг) - средним (лланвирн) ордовиком, а задуговых бассейнов - средним ордовиком.

Кроме толщ, упомянутых выше, по моему мнению, к геодинамическому комплексу преддугового бассейна Северо-Тянь-Шаньской вулканической дуги относятся флишевые отложения карагоинской серии, традиционно представляющие Таласскую тектоническую зону в западной части Северного Тянь-Шаня. Их фрагменты выделялись также (Макарычев, Гесь, 1981) в тектонических блоках между Северным и Средним Тянь-Шанем, к востоку от оз.Сонг-Кель в горах Байдуллы и Капкатас (джолджилгинская и карагырская свиты). Еще недавно ("Стратифицированные...", т.1, 1982; Беккер и др., 1988; Киселев, 1991; Максумова, 1991 и др.) на основании скудных сборов остатков микрофитоцитов и строматолитов возраст отложений карагоинской серии считался поздним рифеем. Однако в последние годы (Клишевич, Семилеткин, 1995; Мамбетов,(2002): Максумова, 1995; Миколайчук, Мамбетов, 1997; Апаяров, Мамбетов, неопубликованные данные геологической съемки) в них обнаружены многочисленные палеонтологические остатки, характерные для отложений кембрия-ордовика

(см. главу 2). Все они несут признаки переотложения, так как встречаются только их фрагменты. При этом мелководные и глубоководные остатки находятся совместно среди глубоководных отложений (турбидиты), а многие из них заключены в гальках конгломератов. Очевидно, все эти факты не позволяют датировать образования карагоинской серии временем древнее ордовика. Таким образом, стратиграфически и, как будет показано ниже, по седиментологическим особенностям и составу они коррелируются с отложениями упомянутых выше толщ (в частности, с долонской серией). Кроме того, по возрасту они синхронны верхней части отложений кембро-ордовикской карбонатной платформы, из которых, по-видимому, и происходят перемытые остатки мелководных организмов.

Рассматриваемые ордовикские комплексы преддуговых и задуговых бассейнов большей частью накапливались на предшествующем аккреционно-коллизонном комплексе, состоящем из фрагментов образований кембрийско-тремадокских островных дуг, преддуговых и задуговых бассейнов, чешуй офиолитов, шельфовых отложений Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента и амальгамировавших эту композицию предсреднеордовикских гранитоидов.

С вулканогенными образованиями островных дуг, с которыми они ассоциируют, эти комплексы имеют различные соотношения: местами постепенно по латерали ими сменяются, или островодужные вулканиты частично подстилаются или перекрываются отложениями преддуговых и задуговых бассейнов. Эти отложения представлены несколькими литогенетическими группами, объединяющими такие осадочные и вулканогенно-осадочные породы, как:

- вулканомиктовые, граувакковые, полимиктовые песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты;
- туфопесчаники, туффиты, туфы;
- кремнистые алевролиты, глинистые, глинисто-кремнистые, углеродисто-глинистые сланцы;

- калькарениты, известковые алевролиты, известняки;
- аркозовые и кварцевые песчаники.

Преобладающее большинство этих пород является отложениями турбидных потоков, сформировавших, главным образом, дистальные и проксимальные турбидиты с отдельными горизонтами грубых флюксотурбидитов. Фоновые гемипелагические осадки представлены различными сланцами и алевролитами. Часто они расчленяются песчаными контуритами. Градационная слоистость турбидитов представлена полными или редуцированными циклами Боума. Соотношения между тонко- и грубозернистыми отложениями меняются как по разрезам, так и по латерали, по-видимому, отражая палеорельеф бассейнов осадконакопления. При этом горизонты грубообломочных отложений (конгломераты, гравелиты) приурочены обычно к нижним частям разрезов.

Важной составной частью разрезов преддуговых бассейнов являются олистостромы. В преддуговом бассейне Северо-Тянь-Шаньской островодужной системы они установлены в нижней части долонской серии (Гесь, 1980; Зима, Максумова, 1990; Миколайчук и др., 1997; Хераскова и др., 1997). В Кендыктас-Заилийской островодужной системе олистостромы образуют так называемые карагайлинский и долонатинский олистостромовые комплексы. Все они имеют постепенные переходы в турбидиты, в которых и находятся олистостромовые горизонты или отдельные олистолиты и олистоплаки. Матрикс олистостромов близок или идентичен вмещающим их турбидитам и фоновым гемипелагическим осадкам. В него без признаков сортировки погружены олистолиты размером от нескольких сантиметров до нескольких метров и олистоплаки размером от десятков метров и до одного километра. Олистолиты и олистоплаки представлены главным образом известняками, реже кремнистыми породами, андезитами и их туфами, в долонском олистостроме присутствуют также окатанные обломки серпентинитов, кварцевых диоритов и габбро.

Настойчивые поиски фаунистических остатков в олистолитах и матриксе олистостромом, проводившиеся в последние годы при геодинамических исследованиях на Киргизском геодинамическом полигоне и при геологической съемке, позволили установить время олистостромообразования. В олистолитах известняков присутствуют остатки трилобитов, брахиопод, водорослей, конодонтов и др. раннего кембрия - лланвирна. при этом олистолиты долонского олистострома датируются не моложе тремадока, а он сам покрывается турбидитами, содержащими граптолиты верхнего аренига-лланвирна. Органические остатки в олистолитах долонатинского олистострома по возрасту синхронны остаткам в олистолитах долонского олистострома (кембрий-тремадок), однако его матрикс содержит аренигско-лланвирнские граптолиты и конодонты. Позднелланвирнскими граптолитами индексируется возраст матрикса карагайлинского олистострома. Вместе с тем возраст находящихся в нем олистолитов и олистоплак определяется интервалом от раннего кембрия по средний лланвирн. Очевидно, что такие "сжатые сроки" формирования олистостромом с литогенетически пестрым набором находящихся в них олистолитов должны свидетельствовать о лавинной седиментации при разрушении сложных объектов, включающих как вулканы островных дуг, так и образования предшествующих аллохтонных и автохтонных комплексов. Часть из них (например, известняки) могут быть или переотложенными олистоплаками из кембрийско-тремадокских олистостромов, или из выступов шельфового автохтона Северо-Тяньшаньского микроконтинента (может быть, олистоплаки, возраст которых трассируется фауной от раннего кембрия по средний лланвирн, в карагайлинском олистостроме). Обломочный материал перечисленных выше разностей песчаников из турбидитов, а также из матрикса олистостромов состоит, главным образом, из продуктов разрушения вулканических и осадочно-вулканогенных образований (андезиты, андезитобазальты, андезитодациты, дациты, туфы, туффиты, аифибол, пироксен). В отдельных

частях разрезов некоторых толщ обломки представлены также базальтами, спилитами, вариолитами, красными яшмами, кремнями, серпентинитами, габброидами (низы долонской серии, каракиинская свита, низы долонатинского олистостромового комплекса), а в матриксе олистостромов в значительном количестве присутствует также материал известняков, кремней. Кроме того, среди турбидитов встречаются горизонты полимиктовых песчаников, обогащенные кварцем, а также их аркозовые и кварцевые разности (в долонской серии, в карабалтинской и других свитах).

Графический анализ состава обломочного материала песчаников с использованием диаграммы OFR (см. рис. 30) подтверждает его разнообразие и, в свою очередь, показывает многообразие источников сноса. Приведенный выше петрографический состав этого материала и указанная диаграмма свидетельствуют о том, что в описываемые глубоководные бассейны с турбидной седиментацией он поступал, главным образом, из вулканических дуг (нерасчлененных и расчлененных), а также из континентального блока и рециклированного орогена. В последних двух случаях, видимо, такими источниками были приподнятые блоки основания среднеордовикских островных дуг, представленного как континентальным автохтоном, так и аллохтоном образований кембрийско-тремадокской энсиматической островодужной системы, а также интродуцировавшие это основание предсреднеордовикские гранитоиды.

По таким характеристикам химического состава как соотношение $K_2O/Na_2O - SiO_2$, сумма Fe_2O_3+MgO и коэффициент континентальности $K_2O/Na_2O \times SiO_2$ (рис. 31) песчаники рассматриваемых комплексов сходны с песками современных преддуговых и тыловодужных бассейнов (сравнение с использованием данных (Maynard et al., 1982)). Песчаники нижней терригенной части разреза упоминавшихся выше турбидитовых толщ Таласской зоны (тагыртауская свита) по своему составу (данные Р.А.Максумовой (1965), Н.С.Фроловой (1984), В.Л.Клишевича и С.А.Семилеткина (1995) и др.) соответствуют петрокластическим грауваккам

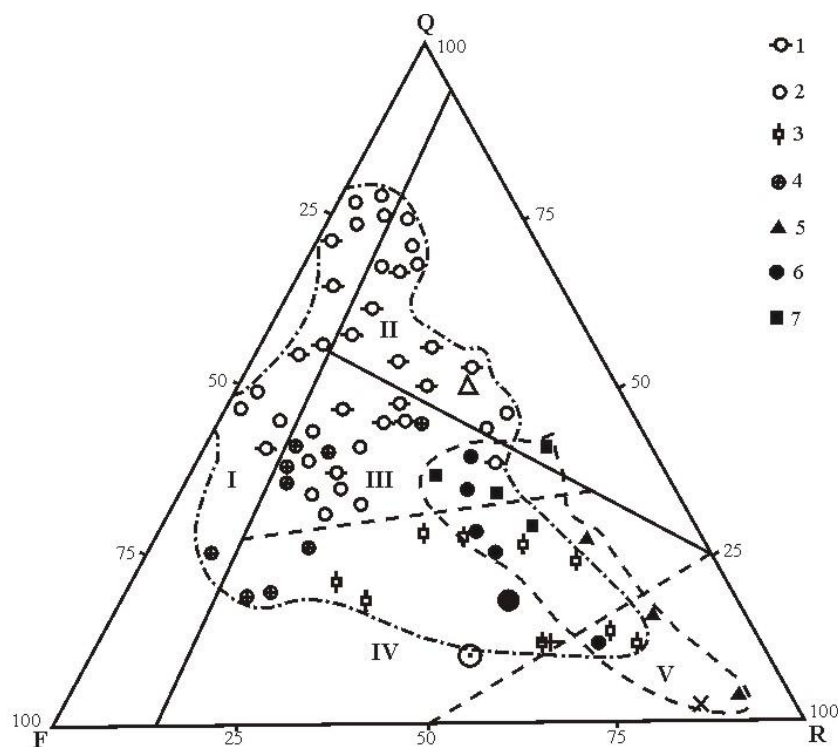


Рис. 30 Диаграмма QFR (Q - кварц, F - полевые шпаты, R - обломки пород), показывающая предполагаемое происхождение (источники сноса) песчаников из отложений преддуговых и задуговых бассейнов Кендыктас-Заилийской и Северо-Тянь-Шаньской ариг-среднеордовикских энсиалических островодужных систем (неоавтохтон). Точки и поля составов песчаников из: 1 - долонской, 2 - джолджилгинской, 3 - западно-суекской, 4 - алматинской и тортунчукосуйской, 5 - тагыртауской, 6 - сарыджонской и 7 - чаткарагайской свит. Остальные условные обозначения см. на рис. 7

с преобладанием вулканогенного обломочного материала андезитов, андезито-базальтов, витрокластических туфов (40-80%), а также андезина (5-20%), кварца (10-25%) и небольшого количества кремнистых пород и хлорит-серицитовых сланцев. Обломочные зерна эффузивных пород часто окружены темными корками пепловых частиц. Песчаники местами (неопубликованные данные Р.А.Максумовой, 1992 г.) содержат прослойки туфов андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов.

Петрографический состав обломков, а также положение точек на диаграмме QFR (см. рис. 30, 31) показывает, что источником сноса обломочного материала являлась островная вулканическая дуга в нерасчлененном, или в переходном к расчлененному состоянию, а не континентальный склон, как это предполагалось некоторыми исследователями (Максумова, 1991, Клишевич, Семилеткин, 1991, 1995).

Песчаники, залегающие выше песчаниково-сланцево-карбонатных сарыджонской и чаткарагайской свит по составу обломочного материала

сходны с предшествующими. В них лишь увеличивается содержание плагиоклаза и кварца, что на диаграмме QFR (см. рис. 30) указывает на расчлененную вулканическую дугу, как источник сноса обломочного материала. По химическому составу эти песчаники наиболее близки современным пескам фронтального края плиты с субдукцией.

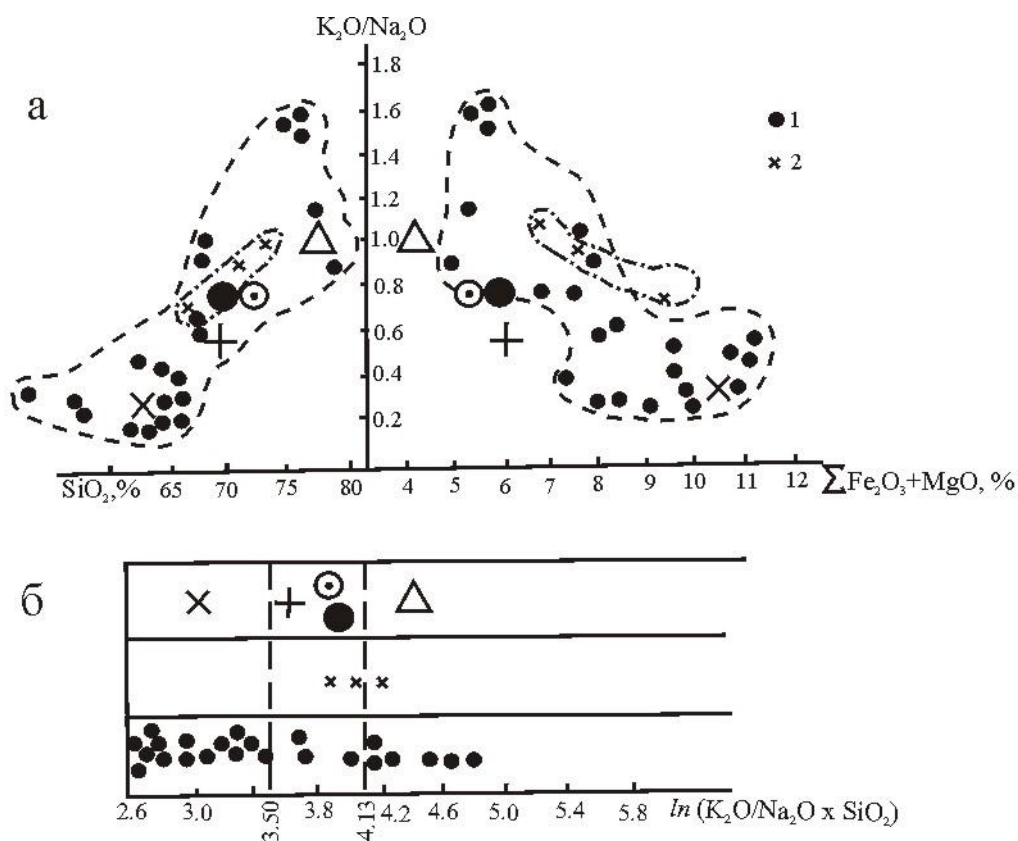


Рис. 31. Соотношение калиевоности и кремнеземистости, калиевоности и фемичности (а), степень континентальности-океаничности (б) песчаников из отложений преддуговых и задуговых бассейнов в Тянь-Шане. Точки и поля составов песчаников из отложений преддуговых и задуговых бассейнов Кендыктас-Зайлийской и Северо-Тянь-Шаньской арениг-среднеордовикских энсиалических островодужных систем (неоавтохтон). Точки и поля составов песчаников из долонской свиты и её аналогов, в том числе и из Таласского преддугового бассейна: тагыртаусская, сарыджонская и чаткарагайская свиты. Остальные условные обозначения см. на рис.

Как видно из приведенной характеристики состава песчаников таласских турбидитов, они близки описанным выше песчаникам аренигско-среднеордовикских турбидитов. Это еще раз подтверждает вывод об ордовикском, а не рифейском их возрасте, тем более, что в Тянь-Шане и в его ближайших окрестностях неизвестны островодужные вулканы докембрийского возраста, которые могли бы быть источником обломочного материала для таласских турбидитов.

В строении терригенно-сланцево-карбонатных турбидитов наиболее существенное значение имеют калькарениты, пелитоморфные известняки с терригенной примесью, глинисто-карбонатные сланцы и описанные выше граувакковые песчаники. В ритмичном переслаивании этих пород наблюдаются полные и неполные циклы Боума при значительной латеральной изменчивости разрезов.

Как отмечалось выше, карбонатные турбидиты с аллохтонными фрагментами мелководных органических остатков свидетельствуют о карбонатном составе источников обломочного материала, перенесенного мутьевыми потоками на глубину. По данным А.Г.Малюжинца и Ю.К.Советова (1987) такие источники находились к юго-западу (в современных координатах) от бассейна осадконакопления. Как мне представляется, это могли быть рифовые постройки карбонатной платформы, приблизившейся со стороны Срединного Тянь-Шаня.

Таким образом, наиболее важными чертами ранне-среднеордовикских отложений Северного Тянь-Шаня можно считать их тесную связь с вулканическими образованиями, поставлявшими как обломочный так и пирокластический материал в сопутствующие им бассейны с глубоководной турбидной седиментацией. Это приводит к выводу об ассоциации этих бассейнов с островными дугами, а не с окраинно-континентальным вулканическим поясом, который, если судить по типовым современным аналогам, сопровождается тыловым прогибом, в котором накапливаются молассоидные мелководно-морские и континентальные отложения.

3.5 Постамальгамационные комплексы, перекрывающие и «сшивающие» позднекаледонский Тянь-Шаньский супертеррейн

В позднем ордовике произошло одно из наиболее значительных событий в геодинамической истории Тянь-Шаня. В это время описанные выше

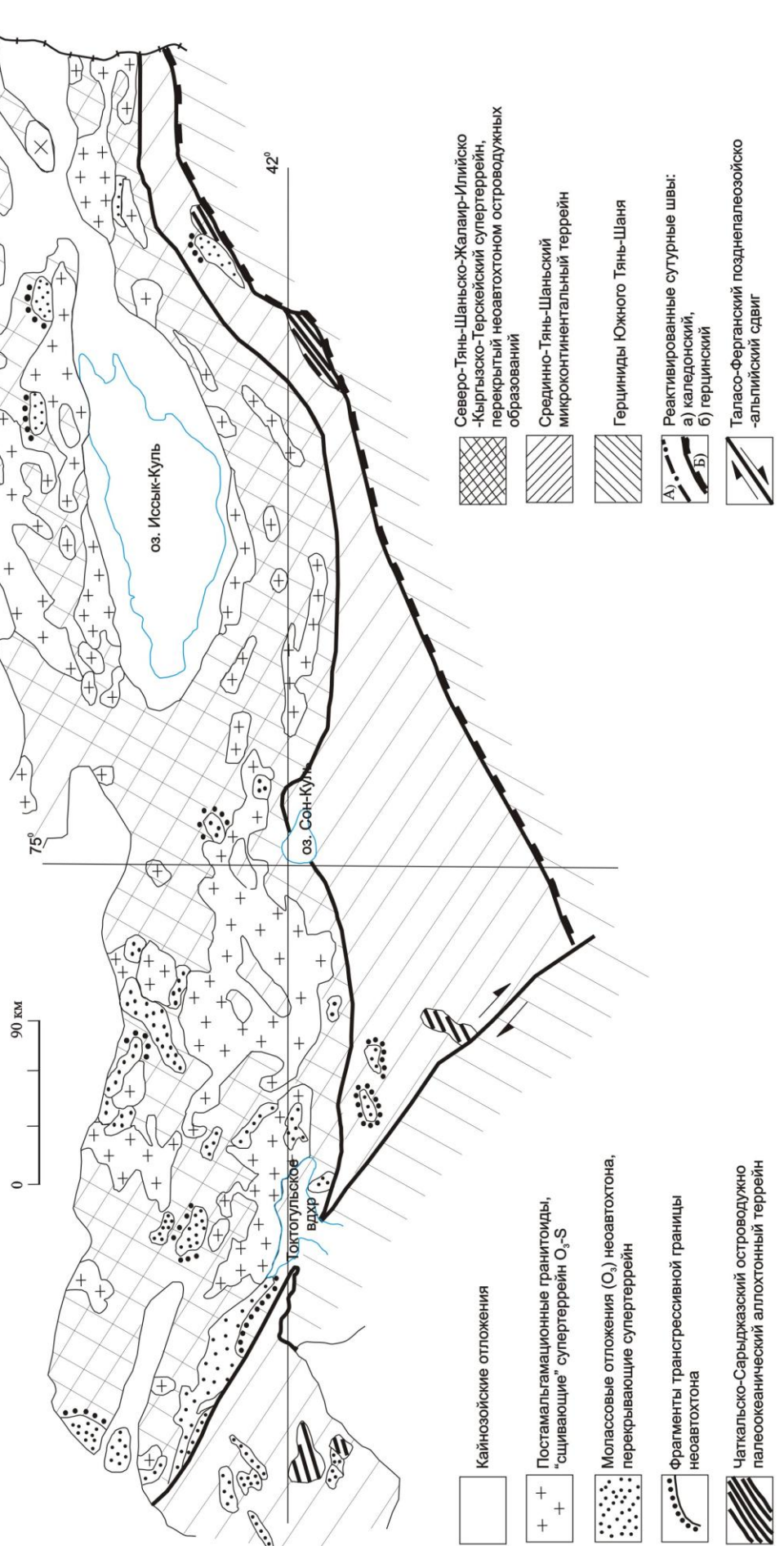
супертеррейны Северного и Срединного Тянь-Шаня претерпели процессы коллизии и амальгамации с образованием еще более крупного Тянь-Шаньского позднекаледонского супертеррейна (Тянь-Шаньского орогена). Эти процессы сопровождались накоплением перекрывающих его верхнеордовикских молассовых отложений, после которого происходило внедрение многочисленных крупных «сшивающих» массивов верхнеордовикских и силурийских гранитоидов (рис. 32).

3.5.1 Молассовые отложения передовых прогибов и межгорных впадин (O₃)

Время накопления моласс обосновывается как находками палеонтологических остатков, так и их соотношениями с фаунистически охарактеризованными толщами среднего ордовика и прорывающими молассы гранитоидами с позднеордовикскими изотопными датировками. По седиментационным признакам на рассматриваемой территории выделяются молассы двух типов: морская и континентальная.

Морская моласса пространственно ассоциирует с турбидитами, заполнившими преддуговые бассейны среднеордовикских Кендыктас-Заилийской и Северо-Тянь-Шаньской энсиалических островодужных систем, или покрывает склон коллидировавшего с последней Срединно-Тянь-Шаньского террейна. Эту молассу представляют такие свиты, как кенсуйская и сугатинская в Кунгейском и Заилийском хребтах, узунахматская и постунбулакская в Таласском хребте и их аналоги в хр. Молдоттоо и Сусамырском хребте, приуроченные к упомянутым преддуговым бассейнам, а также аюторская, каначуйская, талдыбулакская и тезкая свиты в Срединном Тянь-Шане. Мощность их достигает 2000 м. Отложения всех свит структурно субсогласно наращивают разрезы среднеордовикских турбидитов, что свидетельствует о постепенной смене субдукционного режима коллизионным. В основании морской молассы почти везде

Рис. 32 Схема современного расположения фрагментов Чаткальско-Сарыджазского островодужно-палеоокеанического аллохтонного террейна (Е-О₂), а также постамалягамационных комплексов, перекрывающих и “сшивающих” Тянь-Шаньский позднекаледонский супертеррейн



присутствуют фациально невыдержанные горизонты конгломератов с прослоями гравелитов и разнозернистых песчаников, сменяющиеся кверху переслаиванием пестроцветных или красноцветных песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, местами с прослоями карбонатных пород, содержащих остатки мелководной фауны (трилобиты, брахиоподы, гастроподы, кораллы, мшанки). В узонахматской и постунбулакской свитах в Таласском хребте карбонатные прослои представлены калькаренитами, вмещающими, как и нижележащие турбидиты, аллохтонные органические остатки кембрия - нижнего ордовика. В отличие от среднеордовикских турбидитов в рассматриваемой молассе градационная сортировка кластического материала отсутствует полностью, или фрагментарно имеет вид флишоидной.

Местами в морской молассе породы довольно четко разделяются на две седиментационные ассоциации. Первая из них характеризует фоновое накопление красноцветных, сероцветных и зеленоцветных алевролитов, глинистых сланцев и тонкозернистых песчаников. Вторая, аллохтонная, ассоциация представлена линзовидными прослоями грубозернистых песчаников, включающими струи гравелитов и конгломератов, материал которых привнесен в бассейн с источников сноса по разветвленной сети русел рек и дельтовых каналов. Судя по хорошей окатанности кластики, бассейны, в которых накапливалась морская моласса, были широкими и окружались невысокими окраинами. Однако кверху разрезов количество грубообломочных аллохтонных осадков обычно увеличивается, что свидетельствует о воздымании этих окраин с усилением коллизионного сжатия.

Обломочный материал, как конгломератов и гравелитов, так и песчаников, по своему петрографическому составу очень разнообразен, что указывает на сложное композитное строение его источников сноса. В конгломератах, например, наряду с галькой континентального происхождения (кварциты, слюдяные сланцы, известняки, нередко гнейсы, гнейсограниты) присутствует галька островодужных или океанических

образований (диориты, гранитоиды, андезиты, риолиты, габбро, базальты, полосчатые яшмы).

Среди песчаников морской молассы различаются аркозовые, полимиктовые и граувакковые разности. Судя по расположению точек петрографического состава кластики песчаников на диаграмме OFR (рис.31), источниками ее сноса представляются как континентальный блок, так и рециклированный ороген и расчлененные островные дуги. Можно заметить, что материал континентального происхождения более характерен для молассовых толщ, расположенных в пределах Срединно-Тянь-Шаньского микроконтинентального террейна (аюторская, каначуйская и тезская свиты). Для них, например, характерно значительное развитие в разрезах аркозовых песчаников. Вместе с тем, в нижних частях этих свит присутствуют граувакковые песчаники, содержащие обломочный материал андезитов и их туфов, происходящий из руин Северо-Тяньшаньской островной дуги, фрагменты которой обдуцировали в позднем ордовике на упомянутый террейн.

Относительное обогащение песчаников вулканогенной островодужной кластикой прослеживается и в молассовых отложениях постунбулакской и узунахматской свит (Таласский хр.), унаследовавших источники сноса обломочного материала предшествующих турбидитов преддугового бассейна. Однако и в этих толщах присутствуют аркозовые песчаники с материалом, поступавшим, очевидно, при размыве приблизившегося Срединно-Тянь-Шаньского континентального блока. Об этом свидетельствует присутствие в песчаниках обломков зерен циркона, изотопный возраст которого соответствует позднему рифею (данные В.В.Киселева).

Континентальная моласса (чон-каиндинская, карамайнонская свиты и их аналоги видимой мощности 500-1000 м) с резким размывом и несогласием залегает или на турбидитах неавтохтона среднеордовикского задугового бассейна Северо-Тянь-Шаньской и Кендыктас-Заилийской островных дуг,

или на нижнеордовикских (предверхнеаренигских) гранитоидах. Она сложена красноцветными и зеленовато-серыми разногалечными (до валунных) конгломератами, гравелитами и песчаниками, фациально замещающими друг друга. Отложения часто косослоистые, волнистослоистые (песчаники) с плохой сортировкой разноокатанного обломочного материала. В конгломератах последний имеет как континентальное (гнейсы, амфиболиты, кварциты, черные углеродистые сланцы, мраморы), так и островодужное и краевоморское (диориты, габбро, гранодиориты, вулканиты среднего и основного состава, песчаники, яшмы) происхождение. Это подчеркивается также петрографическим и химическим составом песчаников, отраженным на соответствующих диаграммах (рис.33, 34). Как видно, источники сноса кластики песчаников разнообразны. При этом в нижней части разрезов в песчаниках преобладает граувакковый островодужный, а вверху - аркозовый материал, что, видимо, обусловлено глубиной размыва источников сноса от вулканических построек предшествующих энсиалических островных дуг и до их композитного основания.

Таким образом, состав пород, их структуры и текстуры свидетельствуют о накоплении рассматриваемой молассы в межгорных впадинах в континентальных условиях при воздымании, связанном с коллизионным сжатием и амальгамацией супертеррейнов, описанных выше.

3.5.2 Постамальгамационные (коллизионные) «сшивающие гранит-гранодиоритовые комплексы (O₃ и S)

Верхнеордовикские гранитоиды, выделяемые в составе сусамырского и др. интрузивных комплексов, занимают обширную территорию в Северном Тянь-Шане, слагая крупные интрузивные массивы и, реже, небольшие штоки, охватывающие суммарную площадь до 10 000 км². Почти все массивы сильно удлинены в субширотном направлении, в общем, параллельно каледонской складчатой структуре, группируясь в два ярко

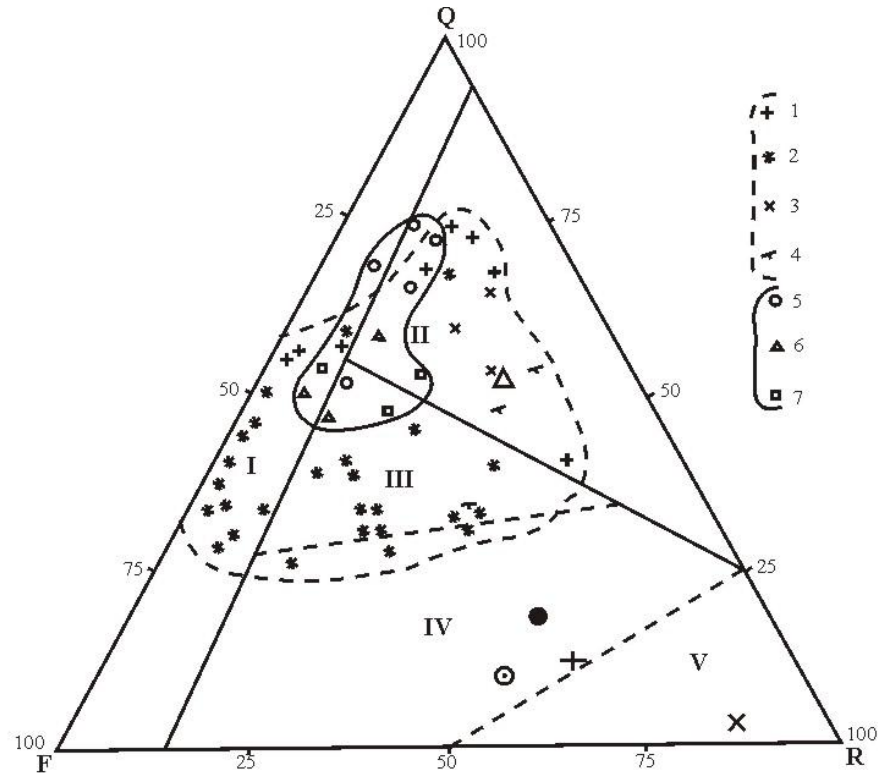


Рис. 33 Диаграмма QFR (Q - кварц, F - полевые шпаты, R - обломки пород), показывающая предполагаемое происхождение (источники сноса) песчаников из отложений позднеордовикских межгорных впадин и передовых прогибов (неоавтохтон) в Тянь-Шане. Точки и поля составов песчаников из молассовых отложений в пределах: 1-4 Северного (1 - джарташская, 2 - чон-каиндинская, 3 - узунахматская, 4 - кзылбельская свиты) и Среднего (5 - тезская, 6 - каначуйская, 7 - аюторская свиты) Тянь-Шаня. Остальные условные обозначения см. на рис. 7

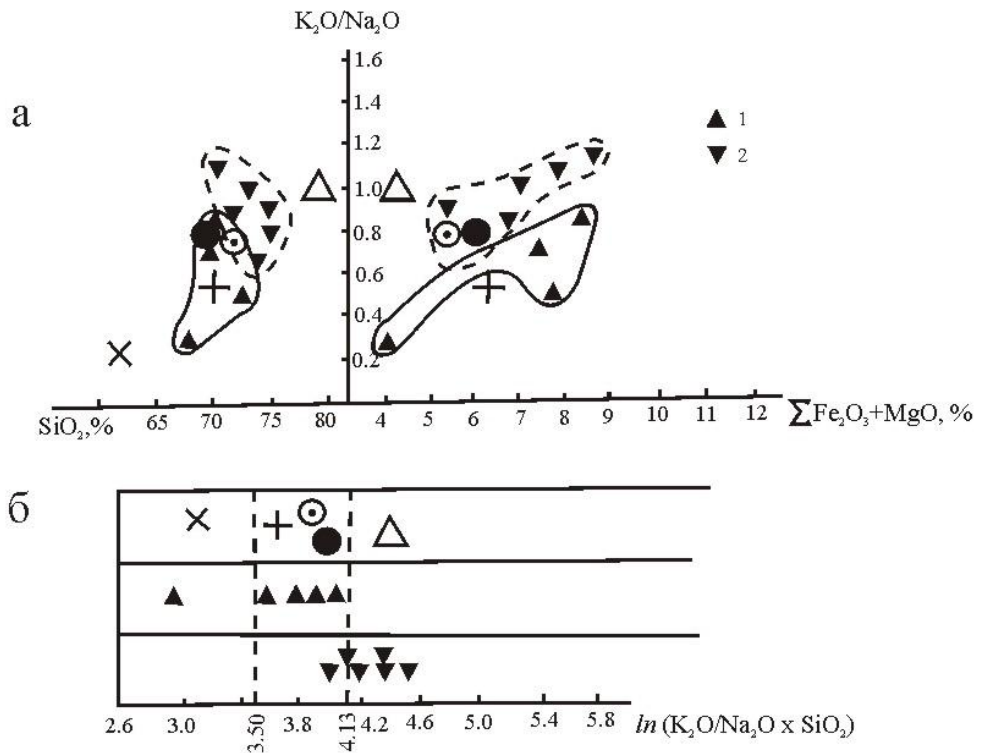


Рис. 34 Соотношение калиености и кремнеземистости, калиености и фемичности (а), степень континентальности-океаничности (б) песчаников из отложений комплексов позднеордовикских межгорных впадин и передовых прогибов (неоавтохтон) в Тянь-Шане. 1-2 - точки и поля составов песчаников молассовых отложений прогибов в пределах Северного (1) и Среднего (2) Тянь-Шаня. Остальные условные обозначения см. На рис. 6

выраженных пояса. Южный пояс (Чичкано-Колбинский, Сусамырский, Джумгальский, Каракуджурский, Каракольский и др. массивы) протягивается вдоль южного края Северного Тянь-Шаня, а северный (Гранитогорский, Ирисуйский, Алаарчинский, Джеламышский, Западно-Кунгейский, Базалаташский, Северо-Кунгейский, Восточно-Кунгейский и Заилийский массивы) занимает его противоположный край. Размеры современных срезов отдельных массивов колеблются от нескольких десятков до 1500 км².

Судя по наблюдениям сохранившихся контактов гранитоидов с вмещающими породами и частично по геофизическим данным, определяются два варианта формы крупных интрузивных массивов. Одни из них представляют собой плоские моноклинально наклоненные тела с пологой кровлей и, вероятно, узкими подводными каналами (Сусамырский, Чичкано-Колбинский, Джумгальский, Джеламышский и др.), другие в виде куполов или валов приурочены к крупным антиклинальным структурам (Северо-Кунгейский, Восточно-Кунгейский, Арабельский).

Гранитоиды рассматриваемого комплекса прорывают различные стратифицированные и интрузивные образования, включая фаунистически охарактеризованные среднеордовикские вулканогенно-осадочные отложения и верхнеордовикскую молассу, а также предшествующие нижнеордовикские коллизионные гранитоиды. В свою очередь они секутся интрузивами силурийских лейкократовых гранитов и покрываются вместе с ними нижне-среднедевонскими отложениями. Геохронометрические определения возраста по U-Pb отношениям в цирконах гранитоидов показывают Pb-Pb изохронные датировки и сходящиеся значения в пределах от 442^{±5} до 454^{±3}, что соответствует позднему ордовику (данные В.В.Киселева). Многочисленные (более 20) определения изотопного возраста этих же гранитоидов K-Ar методом по биотиту показывают те же временные пределы при среднем возрасте 448 млн.лет. Таким образом, геологические и геохронометрические данные однозначно свидетельствуют о позднеордовикском возрасте рассматриваемых гранитоидов.

В отношении внутреннего строения многочисленных верхнеордовикских интрузивов в течение многих лет их изучения существовали различные представления. При этом выделялись образования разного числа фаз, подфаз (от трех до 8-10). Соответственно соотношения между представителями этих фаз характеризовались то как интрузивные, то с постепенным переходом. Обобщение имеющихся геологических материалов и собственные наблюдения позволяют мне прийти к заключению о двухстадийном формировании рассматриваемого гранитоидного комплекса, если исключить выделявшиеся в качестве первой фазы диориты, кварцевые диориты и габброиды, находящиеся в виде ксенолитов в прикровлевых частях массивов. Кроме того, диориты и кварцевые диориты нередко образуют эндоконтактовые фации в тех местах, где рассматриваемые интрузивы прорывают породы меланократового состава (габброиды, metabазальты, амфиболиты и др.). Между тем при интродировании пород кислого состава (гнейсы или гранитоиды предшествующих комплексов) эндоконтактовая фация представлена теми же гранитоидами, что и в центральных частях массивов. Среди них преобладают гранодиориты, граниты и адамеллиты, связанные постепенными переходами между собой, а также с менее распространенными лейкогранитами. Вблизи контактов с карбонатными породами они местами сменяются субщелочными гранитами. Все породы имеют розовато-светло-серую окраску, порфирированную средне- и крупнозернистую структуру и массивное сложение. Минеральный состав гранитоидов варьирует в следующих пределах (в объем.%): микроклин - 20-50, олигоклаз N 10-27 - 20-45, кварц - 25-35, биотит - 2-12, роговая обманка - 0-6 (присутствует только в гранодиоритах) и акцессорные минералы (циркон, апатит, сфен, ортит, ильменит, рутил, магнетит, флюорит, анатаз и др.).

Порфирированная структура обусловлена наличием порфиробластов микроклина размером 1-2х3-4 см, количество которых обычно колеблется от 20 до 30%, достигая в отдельных местах 50% объема породы. Порфиробласты микроклина с неровными краями разъедают зерна

плагиоклаза и содержат в себе их включения. По всем признакам они имеют метасоматическое происхождение.

Относительно более поздние внедрения (II стадия) представлены мелко- и среднезернистыми гранитами, лейкогранитами и их субщелочными разновидностями, образующими удлиненные тела шириной 0,5-3 км при длине до 10 км и небольшие штоки, секущие предшествующие гранитоиды.

Петрохимические данные (прилож.2, табл.15.) подтверждают преобладание распространения среди гранитоидов верхнеордовикского комплекса гранодиоритовых и гранитовых разновидностей с отклонениями к более щелочным породам (кварцевые сиениты, субщелочные граниты, субщелочные лейкограниты). Судя по значениям коэффициента глиноземистости $K = Al/(Ca+Na+K)$ (в мол.кол.), среди пород комплекса доминируют высокоглиноземистые разновидности, 45% которых соответствуют S-типу ($K > 1,05$), 35% - I-типу, каледонскому подтипу (K около 1,0) и 20% - I-типу (согласно классификации У.Питчера (Pitcher, 1983)). Как видно, в этом комплексе преобладают гранитоиды S-типа и близкого к нему I-типа, каледонского подтипа, что, в общем, характерно для гранитоидов, индицирующих коллизионные процессы. Коллизионное происхождение рассматриваемых гранитоидов подтверждается и спектром распределения редкоземельных и некоторых редких элементов на спайдер-диаграмме Дж. Пирса (Pearce et al., 1984) при его сравнении с таковым для типовых гранитоидов различных геодинамических обстановок. (прилож. 2, табл. 16; рис. 35).

Коллизионный характер верхнеордовикских гранитоидов подчеркивается и такими признаками, как их субконформное внедрение в постсреднеордовикскую складчатую террейновую структуру и верхнеордовикскую коллизионную молассу, отсутствие сопутствующих внедрению вулканитов, существенно биотитовый состав темноцветных минералов в гранитоидах, значительное проявление аутометасоматического калиевого порфиробластеза. Совместное присутствие в породах ильменита и

магнетита свойственно тем гранитоидам I-типа, которые связаны с коллизией каледонского типа (Pitcher, 1983).

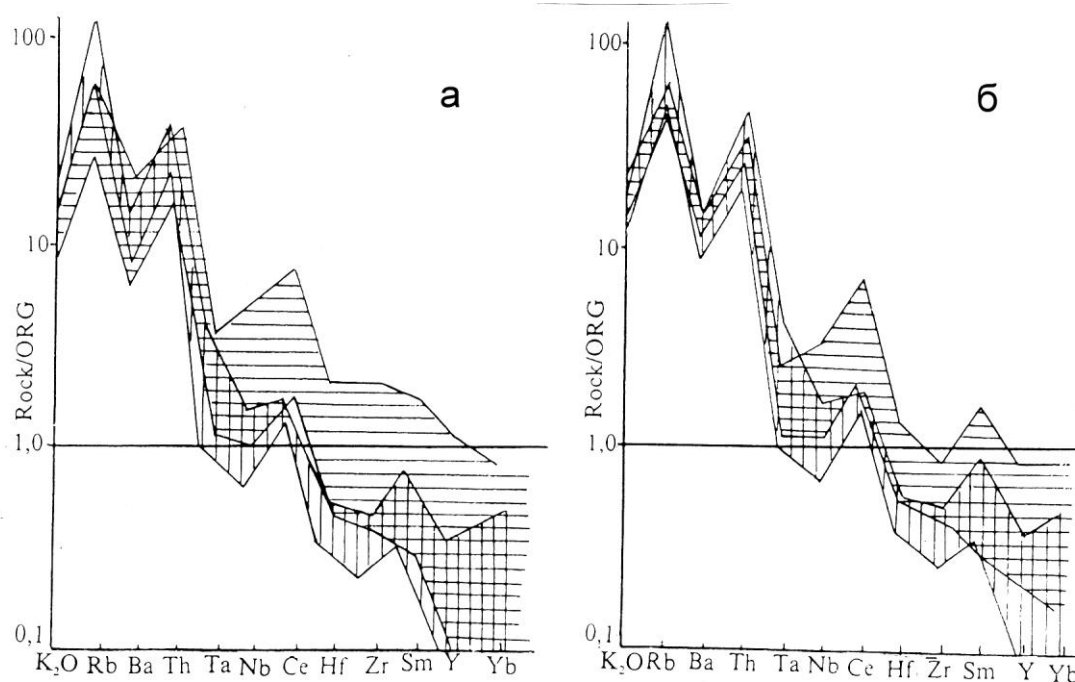


Рис. 35 Сравнение содержаний K_2O , редких и редкоземельных элементов в постамальгамационных (коллизийных) гранитодных комплексах «сшивающих» позднекаледонский Тянь-Шаньский супертеррейн в типовых представителях гранитоидов коллизийной геодинамической обстановки, по (Pearce et al., 1974)

Вертикальная штриховка – поле, обобщающее спектр содержаний редких элементов (нормализованных по расчетным содержаниям в гранитах срединно-океанических хребтов (ORG) в типовых коллизийных гранитоидах).

Горизонтальная штриховка – постамальгамационные комплексы: а- гранитов-гранодиоритов (O_3 , сусамырский и др.), и б- гранитов (S, джаналачский и др.).

Гранитообразование силурийского времени завершает развитие каледонид Тянь-Шаня. Интрузивы гранитов этого возраста широко распространены на всей территории Северного Тянь-Шаня (джаналачский, алмалинский, кастекский и др. комплексы). Большинство из них расположены среди полей ниже- и верхнеордовикских коллизийных гранитоидов и представлены различными по величине штокообразными, лакколитообразными и дайкообразными телами площадью современного эрозионного среза от десятков кв. метров до 100 км^2 . Меньшая часть их внедрилась в стратифицированные комплексы докембрия и нижнего палеозоя, включая верхнеордовикскую молассу. В свою очередь они

покрываются отложениями среднего-верхнего девона. Изохронный возраст, определенный уран-свинцовым методом по цирконам, соответствует 420 ± 10 млн.лет при его колебаниях по изотопным отношениям от 420 до 400 млн. лет (данные В.В.Киселева). По калий-аргоновым отношениям в биотите установлены цифры возраста от 440 до 405 млн.лет ("Стратифицированные...", т.2, 1982). Как видно, и по геологическим, и по геохронометрическим сведениям граниты рассматриваемого комплекса внедрялись в силурийское время.

По минеральному составу Т.А.Додонова ("Стратифицированные...", т.2, 1982) породы силурийского комплекса разделила на три группы: лейкограниты, аляскиты и щелочные граниты, слагающие отдельные массивы, а местами имеющие постепенные переходы между собой. Они состоят (в объемн.%) из переменного количества кварца (22-42), микроклинопертита (35-75), олигоклаза (в лейкогранитах - 15-25) или альбита (в аляскитах и щелочных гранитах - до 10), биотита (в лейкогранитах и аляскитах - 0-5) или щелочной роговой обманки (в щелочных гранитах - 0,5-10) и акцессорных минералов (циркона, ортита, апатита, сфена, флюорита, магнетита, ильменита, топаза, турмалина, касситерита, торита, молибденита и др.). Структура пород средне-, крупнозернистая, местами порфировидная, окраска - розовая, красная, розово-серая. Химический состав пород (см. прилож. 2, табл.17) характеризуется преобладающе высоким содержанием кремнезема при сумме щелочей, колеблющейся в пределах от нормальных до щелочных разностей гранитов, что в целом подтверждает выделенные выше группы пород по минеральному составу.

Особенности химического и минералогического состава, которые в последние годы используются (Chappel, White, 1977; Pitcher, 1983; Collins et al., Walen et al., Ishichara, 1977) для определения генетических типов гранитоидов и, соответственно, их геодинамической дискриминации, в приложении к рассматриваемым гранитоидам не дают полностью однозначного результата. Например, по величинам коэффициента K

$=Al/(Ca=Na+K)$ (в мол. кол.) среди них устанавливаются как S-тип, так и I-тип (каледонский подтип) гранитов. Вместе с тем значительная обогащенность щелочами (K_2O+Na_2O - до 8-9 вес.%, приближает их к A-типу гранитов. Это подтверждается также величинами (по ат.кол.) $2Ca/(Na+K)=0,10-0,15$ и $Fe/(Fe+Mg)=0,86-0,88$, а также ассоциацией акцессорных минералов (см. выше), более соответствующей A-типу гранитов. С другой стороны, использование для целей геодинамической идентификации силурийских гранитов геохимических данных показывает, что спектр распределения редкоземельных и некоторых редких элементов в этих породах на спайдер-диаграмме Дж. Пирса близок к таковому в типовых коллизионных гранитах, представленных гранитами S-типа (прилож. 2, табл. 18; см. рис. 35).

Таким образом, силурийские граниты по геологическим и частично по минералого-петрографическим характеристикам могут интерпретироваться, как коллизионные (постамальгамационные). Это подтверждается и отсутствием ассоциирующих с ними вулканических образований. Между тем, наличие рассмотренных выше признаков гранитов A-типа, свойственных уже внутриплитным обстановкам, может свидетельствовать о явлениях синколлизионного растяжения.

Глава 4 Геодинамическая эволюция каледонид Тянь-Шаня

Как показывают глобальные палеотектонические реконструкции (Zonenshain et al., 1985; Зоненшайн и др., 1990; Scotese, McKerrow, 1990; Mossakovsky et al., 1993 и др.), геодинамическая эволюция каледонид Тянь-Шаня, входящих в систему Центрально-Азиатского складчатого пояса, была обусловлена развитием Палеоазиатского океана и его взаимодействием с окружающими кратонами и «рассеянными» в его пределах микроконтинентами. Описанные в главе 3 геологические комплексы позволяют путем актуалистической интерпретации реконструировать различные позднедокембрийско-раннепалеозойские геодинамические обстановки, соответствующие режимам континентальных и океанических рифтов, пассивных континентальных окраин, островодужных систем и коллизионных зон (см. прилож. 1; рис. 36).

4.1 Докаледонский пролог

В геодинамической эволюции каледонид Тянь-Шаня докаледонские события имеют важное значение с той точки зрения, что они привели к формированию кристаллического основания раннепалеозойских микроконтинентальных террейнов. Как показано в главе 3, это основание имеет сложное композитное строение, созданное аккреционно-коллизионными процессами в докембрии. В нем участвуют следующие комплексы пород:

- в разной мере тектоно-термально переработанные фрагменты раннедокембрийского фундамента (1,9-2,6 млрд. лет, Срединный Тянь-Шань, Киселев и др. 1988, 1993), представляющего, в свою очередь, также метаморфизованный аккреционный комплекс, включающий и метаофиолиты (Бакиров, 1984; Макарычев, 1978; Гесь, 1984, 1988; и др.).

- метаосадочные кварцито-сланцево-карбонатные отложения рифейского континентального чехла, содержащие обломочный циркон (Бакиров, 1999) с возрастом около 2 млрд. лет (Киселев и др., 1993);

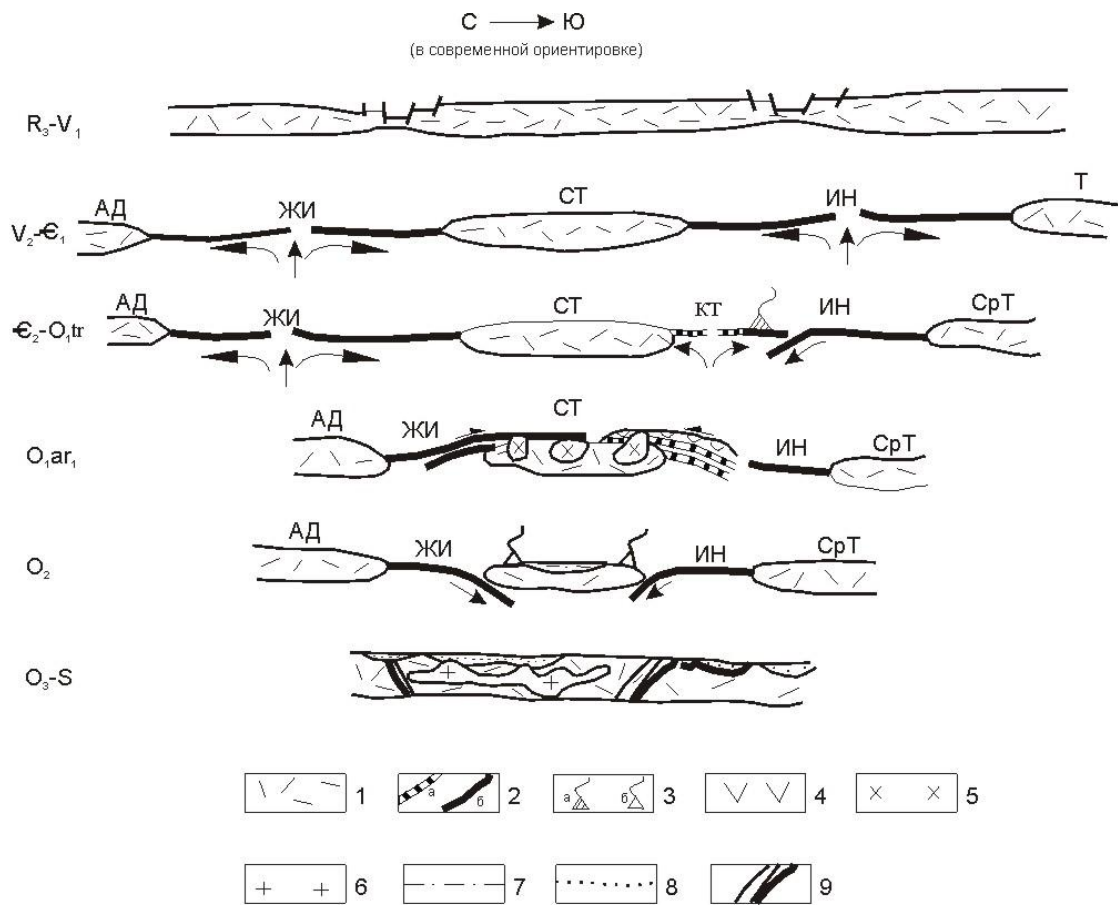


Рис. 36. Схематическая модель геодинамической эволюции каледонского орогена Тянь-Шаня. 1- континентальная кора; 2 - кора задугового (а) и океанических бассейнов (б); 3 - активные островные дуги (а - энсиматические, б - энсиалические); 4 - краевоморские и островодужные комплексы в аллохтонном залегании; 5 - 6- коллизионные гранитоиды: 5 - диорит-кварц-монзонит-гранодиоритовый комплекс; 6 - гранодиорит-гранитовый комплекс; 7 - аркозово-граувакковые турбидиты энсиалического задугового бассейна; 8 - моласса; 9 - сutura; палеоокеанические бассейны: ЖИ - Жалаир-Илийский, ИН - Ишим-Нарынский, КТ - Киргизско-Герсскойское окраинное море; микроконтинеты: АД-Атасу-Джунгарский, СТ- Северо-Тянь-Шаньский, Т - Тарим, СрТ - Срединно-Тянь-Шаньский.

- реликты эксгумированных глубинных меланжей с субдукционно-коллизионными высокобарическими метаморфическими ассоциациями рифейского возраста (Актюзский блок; Tagiri et al., 1995), или их разностями, диафторированными в раннем палеозое (Макбальский блок; Tagiri, Bakirov, 1990);

- амальгамирующие композицию упомянутых комплексов продукты коллизионной гранитизации (плагиогнейсы, мигматиты и автохтонные массивы гранитоидов гранито-гнейсовых куполов), как ремобилизации

древней континентальной коры. Время их образования колеблется в пределах среднего-позднего рифея.

Присутствие эксгумированных реликтов высокобарической ассоциации, а также тесная связь регрессивного амфиболитового метаморфизма с процессами ультраметаморфизма и массовой гранитизации позволяют предполагать сценарий смены субдукционного процесса (с поглощением океанической коры) коллизионным (аккреционным).

Рассматриваемые фрагменты метаморфического основания Срединно- и Северо-Тянь-Шаньского микроконтинентальных террейнов сопоставляются со сходными микроконтинентами, расположенными в Кокчетау, Улутау, в Муюнкуме и других районах Центрального Казахстана, а также с Таримским микроконтинентом, включая Куруктаг. В этих блоках также присутствуют реликты раннедокембрийской континентальной коры (Кокчетау – 2,0-2,6 млрд. лет, по Добрецову и др., 1998; Кельпинский кряж в Тариме – 1,7-1,9 млрд. лет, по Hsu et al., 1994 со ссылкой на Cheng and Wang, 1986 и Куруктаг – 1,9-3,2 млрд лет, по Hsu et al., 1994 со ссылкой на Zhou, 1987), местами с фрагментами метаосадочных чехлов, а также высокобарических комплексов, имеющих или позднерифейский (голубые сланцы Аксу в Кельпийском кряже – 943-944 млн. лет, по Сяо Сючаню и др., 1994) или раннекембрийский (эклогиты Кокчетау – 540 млн. лет, по Добрецову и др., 1998; и др.) возраст. В последнем случае возможно влияние более позднего диафтореза. По данным недавних палинспастических реконструкций (Mossakovsky et al., 1993; Диденко и др., 1994; и др.) все упомянутые микроконтинентальные террейны до среднего рифея входили в состав восточной (в прошлых координатах) части суперконтинента Гондвана, омывавшейся с запада уже существовавшим Палеоазиатским океаном.

4.2 Средний рифей-венд: континентальный рифтогенез

Собственно говоря, история каледонид Тянь-Шаня начинается со стадии континентального рифтогенеза. В среднем-позднем рифее в пределах

Срединного и Северного Тянь-Шаня, как и в Центральном Казахстане, Монголии и юго-восточном Китае, принадлежавшим в то время к Восточной Гондване, широко проявились извержения вулканитов кислой, или бимодальной, серий, представленные покровами лав и туфов и субвулканическими телами. Судя по большим объемам кислых вулканитов и широкому развитию пирокластических пород (высокий коэффициент эксплозивности), их извержения были приурочены к крупному протяженному (на несколько тысяч километров) сводовому поднятию. Его образование могло быть обусловлено возникновением мантийного диапира (горячей точки?), прогревавшего континентальную кору. Это и привело к выплавлению в ней кислых, а затем, связанных с этим диапиром, основных (субщелочных) магм, в соупутствии пирокластике извергавшихся на эродированную поверхность упомянутого поднятия по системе протяженных расколов.

Необходимо отметить, что в некоторых публикациях, появившихся в последние годы (Хераскова и др., 1995; и др.), рассматриваемые вулканиты интерпретируются как представители рифейского краевого вулканоплутонического пояса Восточной-Гондваны. Однако, они, во всяком случае в Тянь-Шане, не имеют тесной связи с рифейскими гранитоидами, а изливались уже после глубокой эрозии массивов этих гранитоидов, перекрытых аркозами. В свою очередь, в конце позднего рифея – венде разрезы вулканитов наращиваются несортированными олистостромоподобными (т. наз. тиллоидными) кварцево-аркозовыми осадками грабеновых фаций вначале наземного, а затем и морского происхождения, приуроченными к протяженным субширотным (в современных координатах) рифтам. Рифтогенное осадконакопление сопровождалось извержениями вулканитов трахибазальтовой или бимодальной серий. Сформировавшийся риолит-базальт-трахибазальтовый комплекс представлен покровами лав, туфолав, лавобрекчий, субвулканическими телами и дайками. Последние местами группируются в

рои, секущие предшествующие рифейские коллизионные гранитоиды (Гесь, 1967) или метаморфиты континентального основания. Они тесно связаны с покровами лав. Породы основного ряда близки к трахибазальтам типовых континентальных рифтов, а кислые вулканиты по петрохимическим характеристикам сходны с кислыми вулканитами предшествующего сводового поднятия, индицируя их преемственность.

4.3 Поздний венд-ранний кембрий: раскрытие и расширение Ишим-Нарынского и Жалаир-Илийского океанических бассейнов

Упомянутые выше рои рифейско-вендских диабазовых даек и покровы вулканитов контрастной субщелочной серии интерпретируются как прямое доказательство растяжения континентальной коры и отрифтовывания от Восточной Гондваны серии микроконтинентальных террейнов. Это привело к спредингу, генерации океанической коры и зарождению океанических бассейнов, входящих в систему Палеоазиатского океана, - Ишим-Нарынского между Таримским (Срединно-Тяньшаньский блок) и Кокчетав-Северо-Тяньшаньским микроконтинентальными террейнами и Жалаир-Илийского между последним и Атасу-Жунгарским микроконтинентом (названия по А.В.Авдееву, 1984, 1994). Судя по последним региональным палинспастическим реконструкциям (Диденко и др., 1994; и др.), палеоориентировка упомянутых структур была близкой к меридиональной.

Петрологическое обоснование присутствия фрагментов коры упомянутых океанических бассейнов в пределах современного Тянь-Шаня рассмотрено в Главе 3. Что касается временных рубежей этапа их раскрытия и расширения, то, по имеющимся в настоящее время определениям органических остатков, они могли охватывать начало кембрия. Однако более логично полагать, что раскрытие океанических бассейнов произошло в позднем венде, так как уже в самом начале кембрия (в томмотском веке) на окружающих их микроконтинентальных террейнах существовали зрелые (!)

структуры пассивных окраин. Присутствует полная латеральная последовательность: шельф – склон – подножье склона, покрытые соответствующими комплексами осадков (см. Главу 3). Они формируются, судя по данным о современных океанических бассейнах и сведениям из недалекого геологического прошлого, только при больших (масштабных) раздвигах континентальных плит. Как известно, у Красноморско-Афарского микроокеана такие зрелые пассивные континентальные окраины пока отсутствуют, хотя ширина раздвиг там достигает 250-300 км.

Верхний возрастной рубеж этапа начального разрастания Ишим-Нарынского океанического бассейна определяются появлением в предботомское время энсиматической островной дуги (см. ниже) в его северной (западной, в палеоориентировке) части. Таким образом, этот бассейн раскрывался на протяжении позднего венда и первой половины раннего кембрия, примерно с 630 до 570-550 млн. лет назад, то есть в течение около 70 млн. лет. На основе имеющихся данных о химическом составе базальтов, представляющих океаническую кору этого бассейна, и известной диаграммы В.В.Матвеевкова (1983), построенной для современных спрединговых зон, скорость спрединга в нем может оцениваться в 2-3 см в год. Соответственно ширина этого бассейна после первичного разрастания могла достигать 1500 км. Что касается Жалаир-Илийского океанического бассейна, сутура которого прослеживается севернее Тянь-Шаня, то его первичное расширение заняло примерно такой же промежуток времени (Авдеев, Ковалев, 1989), и, соответственно, он мог раскрыться также до 1500 км.

4.4 Ранний кембрий-тремадокский век раннего ордовика: начало сокращения Ишим-Нарынского и Жалаир-Илийского океанических бассейнов; энсиматическая островодужная система

Как отмечено выше, в предботомское время раннего кембрия в северной (западной в палеоориентировке) части Ишим-Нарынского палеоокеанического бассейна, параллельно его окраине, начала

формироваться Капкатас-Восточно-Терской энсиматической островной дуга (см. рис. 33). Ее заложение и развитие до конца тремадока было обусловлено процессами субдукции, направленной под островную дугу, в сторону Северо-Тянь-Шаньского микроконтинентального террейна, приведшими к поглощению океанической коры и, по-видимому, к прекращению расширения этого бассейна, если даже в нем и продолжал происходить спрединг.

В режиме вначале примитивной, а затем зрелой островной дуги осуществлялась интенсивная вулканическая деятельность с образованием базальтов островодужной толеитовой, суббонинитовой и андезито-базальтов, андезитов слабодифференцированной известково-щелочной серий (см. Главу 3). Островодужный вулканизм сопровождался внедрением небольших интрузивов биотит-роговообманковых кварцевых диоритов-тоналитов М-типа.

Заложение зоны субдукции и формирование над ней Капкатас-Восточно-Терской энсиматической островной дуги привели к отчленению от Ишим-Нарынского океанического бассейна его краевой части, то есть к отгораживанию окраинного моря, подобно Беринговому, Западно-Филиппинскому и некоторым другим морям. О существовании такого окраинного моря (то есть отделенной дугой части океанического бассейна), по-видимому, свидетельствуют встречающиеся в современной тектонической структуре реликты разрезов зеленокаменно-измененных базальтовых пиллоулав с прослоями осадков, содержащих раннекембрийские органические остатки, а также петрохимическая близость части основных вулкаников к базальтам СОХ.

Однако подавляющее большинство аллохтонных фрагментов офиолитовой ассоциации представлено базальтами, по петрохимическим характеристикам сходным с типовыми базальтами надсубдукционно-спрединговых задуговых бассейнов (см. Главу 3.). На надсубдукционное происхождение упомянутой офиолитовой ассоциации указывает также

наличие в ее ультрамафитах зональной хромовой шпинели (Демина и др., 1995). Таким образом, приходим к выводу о том, что в пределах большей части отгороженного краевого моря в надсубдукционных условиях происходил спрединг океанической коры, о чем свидетельствуют, в частности, рой даек и рассеянные параллельные дайки диабазов. Время действия этого процесса в Киргизско-Терской задуговой бассейне, судя по микропалеонтологическим остаткам в прослоях и линзах кремней среди базальтов, включает средний кембрий-тремадокский век раннего ордовика, то есть эпизод задугового спрединга охватывал около 40 млн. лет. При скорости раздвижения 1-2 см в год (Ломизе и др., 1997) ширина этого бассейна могла достигать в среднем 600 км.

Учитывая надсубдукционные петрохимические характеристики базальтов рассматриваемого спредингового задугового бассейна, следует предполагать субдукцию океанической коры в северном, или в северо-восточном (в современной ориентировке) направлении, то есть под островную дугу, в сторону Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента. В этом аспекте трудно согласиться с представлениями о субдукции под ту же Капкатасско-Восточно-Терскую дугу на юг от микроконтинента и задугового бассейна (например, см. Миколайчук и др., 1997), так как это противоречит надсубдукционному положению последнего.

4.5 Ранний ордовик, конец тремадокского века - середина аренгского века: обдукция комплексов Кыргызско-Терской задуговой бассейна, Капкатас-Восточно-Терской островной дуги (с юга) и комплексов Жалаир-Илийского океанического бассейна (с севера) на Северо-Тянь-Шаньский микроконтинентальный террейн, завершившаяся амальгамацией этих структур и образованием супертеррейна

Кембрийско-тремадокский эпизод субдукции с формированием энсиматической островодужной системы, включая надсубдукционный

спрединговый бассейн (Кыргызско-Терскойский), в допозднеаренигское время сменяется коллизией этой системы с Северо-Тянь-Шаньским микроконтинентальным террейном и обдукцией ее фрагментов на последний. Прошедшая при этом амальгамация таких геодинамически резко различных структур привела к образованию супертеррейна.

Самая простая общепризнанная схема смены субдукции коллизией дуги с микроконтинентом (или континентом) обеспечивается вариантом субдукции под дуги от микроконтинента с последующим их столкновением. Однако при таком направлении субдукции Кыргызско-Терскойский бассейн не был бы задуговым надсубдукционным, но, как показано выше, он был именно таким.

Коллизия островодужной системы с микроконтинентом началась с обдукции фрагментов офиолитового комплекса задугового бассейна на пассивную окраину последнего. Если исходить из факта присутствия мелкообломочного материала, олистолитов и олистоплак офиолитов и некоторых островодужных пород в отложениях пассивной окраины микроконтинентального террейна (например, в южном Прииссыккулье, горы Тегерек и др.), то можно полагать, что обдукция осуществлялась (или, по крайней мере, начиналась) в подводной обстановке.

Наличие метаморфизованных пород динамотермального ореола под обдукционными пластинами, надвинутыми уже на олистостром, а также внутри их, как и в таких же условиях в других складчатых областях (например, в каледонидах Ньюфаундленда, Скандинавии – по (Dewey and Bird, 1971; Pickering and Smith, 1995; и др.), очевидно, свидетельствует о надвигании еще горячих офиолитовых пластин из молодого задугового спредингового бассейна. Движения происходили, очевидно, по глубинным сколам, погружающимся от микроконтинента. Судя по присутствию в офиолитовых пластинах фрагментов комплекса параллельных даек, можно полагать, что обдукция могла начаться из задугового спредингового хребта с надвиганием придуговой части офиолитов на их приконтинентальное звено и

на чехол микроконтинента. Это подтверждается также присутствием в обдукционных пластинах придуговых отложений окраинного бассейна и, местами, островодужных вулканитов.

Упомянутые глубинные сколы возникли, по-видимому, из-за общей обстановки сжатия, так как движения по ним не могли проявиться спонтанно. В частности, последние могли быть обусловлены резонансом зарождения и расширения в раннем ордовике Туркестанского палеоокеана к югу (в современной ориентировке, или к востоку – в палеориентировке) от рассматриваемой территории.

Режим сжатия приводил к разнообразным деформациям как обдукционных покровов, так и автохтонных комплексов пассивной окраины Северо-Тянь-Шаньского микроконтинентального террейна. При этом обдукционные покровы деформировались, образуя синформы и антиформы, нередко опрокинутые в направлении движения. Они также тектонически расслаивались (дигитировали) на отдельные перемежающиеся чешуи, представленные образованиями различных геодинамических комплексов: например, офиолиты и отложения задугового бассейна чередуются с островодужными вулканитами, а также, местами, со склоновыми и шельфовыми отложениями. Кое-где сохранились фрагменты дивертикулированных обдукционных пакетов чешуй, включающих островодужные и задуговые образования (см. Главу 3).

Коллизия и амальгамация Кыргызско-Терскейского задугового бассейна и Капкатасско-Восточно-Терскейской островной дуги с Северо-Тянь-Шаньским микроконтинентальным террейном последовательно сопровождалась формированием (476±5 млн. лет назад) диорит-кварц-монционит-гранодиоритовых комплексов (алмалинский, ирдыкский, тонский и др.), «сшивающих» эти геодинамически различные структуры, объединившиеся в супертеррейн. Их крупные (до 250 кв. км.) массивы локализовались как в автохтонных блоках, так и в обдукционных пластинах. В свою очередь после вскрытия эрозией они вместе с вмещающими

комплексами супертеррейна перекрыты («запечатаны») неоавтохтоном среднеордовикского флиша (например, Алмалинский массив в западной части Кыргызского хребта), или верхнеордовикской молассой (Аспаринский массив в центральной части того же хребта), сформированными в последующие эпизоды геодинамической эволюции.

Сходное постобдукционное формирование гранитоидов известно и в других областях раннепалеозойского орогенеза (например, в Саянах, Аппалачах, Норвегии и др.) (Зоненшайн и др., 1990; Lyons, Bathner, 1989; Робертс и др., 1987; и др.).

Пестрота составов вмещающих пород, по-видимому, оказала влияние и на состав пород плутонов упомянутых гранитоидных комплексов, петрохимические характеристики которых варьируют от субдукционных до коллизионных с преобладанием последних. Формирование рассматриваемых гранитоидов могло быть обусловлено перекрытием микроконтинентального террейна мощными обдукционными пластинами, что приводило к его разогреву. Не исключено тепловое и флюидное влияние перекрытого спредингового центра задугового бассейна, или появление «окна возбужденной мантии», как это в последнее время предполагается для проявлений постобдукционного гранитоидного магматизма в районах активных континентальных окраин (В.Хаин, Е.Хаин, 1997; и др.).

Обращаясь к северному (западному, в палеоориентировке) краю Северо-Тянь-Шаньского микроконтинентального террейна, приходим к выводу, что и здесь в то же (допозднеаренигское) время проявились процессы сжатия и обдукции фрагментов офиолитового комплекса на пассивную континентальную окраину со стороны Жалаир-Илийского океанического бассейна, сутура которого находится севернее, за пределами Тянь-Шаня. К сожалению, детальное определение хода развития упомянутых тектонических процессов сильно затрудняется тем, что элементы сутуры океана и сопровождающих ее геодинамических комплексов на значительных

площадях перекрыты верхнепалеозойскими образованиями и молодыми осадками предтяньшаньских неотектонических впадин.

Вместе с тем, имеющиеся геологические данные по Тянь-Шаню (Заилийский хребет и др. районы), позволяют установить (см. Главу 3) наличие обдукционных аллохтонов кембрийско-тремадокской офиолитовой ассоциации к югу от упомянутой сутуры. Судя по петрохимическим характеристикам, эти образования, в отличие от Киргизско-Терской офиолитов задугового бассейна, имеют океаническое происхождение, что требует своего, отличного от предыдущего, объяснения их обдукции на пассивную окраину микроконтинента. А.В.Авдеевым (Авдеев, Ковалев, 1989) предлагался вариант образования офиолитовых аллохтонов в связи с развитием их центробежно-вергентного шарьирования в условиях сближения Кокчетавско-Северо-Тянь-Шаньского и Жельтау-Анархайского микроконтинентов и закрытия Жалаир-Илийского океанического бассейна. Однако, при таком варианте шарьирования обдукция офиолитов происходила бы на оба ограничивающих бассейн континента и, кроме того, на Болгожинскую островную дугу, функционировавшую в позднем кембрии (?) – тремадоке на деформированном фундаменте Жельтау-Анархайского континентального блока (Авдеев, Ковалев, 1989). Между тем, как упоминалось выше, обдукция океанической коры Жалаир-Илийского бассейна происходила только в южном направлении – на пассивную окраину Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента (или у нас - Северо-Тянь-Шаньского микроконтинентального террейна). Учитывая то, что фронтальная часть Болгожинской островной дуги (по данным А.В.Авдеева) была обращена к юго-западу (к востоку, в палеоориентировке), можно предположить, что кора Жалаир-Илийского бассейна субдуцировала под эту дугу в противоположном направлении. В таком случае обдукционные пластины офиолитов на Северо-Тянь-Шаньском террейне могут представлять собой фрагменты аккреционной призмы Болгожинской островодужной системы, реверсировавшие к поверхности при столкновении

дуги с этим микроконтинентом. О предполагаемой принадлежности этих пластин к аккреционной призме могут также свидетельствовать интенсивные деформации, катаклаз, рассланцевание и метасоматоз различных частей офиолитовых аллохтонов, а также встречающиеся, наряду с базитами, обломки глаукофановых сланцев в терригенных отложениях ордовикского неоавтохтона (Авдеев, Ковалев, 1989).

Шарьирование офиолитов сопровождалось складчатостью авто- и аллохтонов, а также дополнительным расчленением последних на тектонические чешуи, нередко чередующиеся с фрагментами параавтохтонного чехла микроконтинента.

Как и на рассмотренной выше, покрытой обдукционными аллохтонами южной пассивной окраине Северо-Тянь-Шаньского микроконтинентального террейна, в его северной части после обдукции офиолитов в начале аренига также происходило формирование комплекса автохтонных и аллохтонных диорит-гранодиоритовых массивов, амальгамировавших образовавшийся Северо-Тянь-Шаньско-Жалаир-Илийско-Кыргызско-Терскойский супертеррейн. Как упомянуто выше, уже в конце аренига вся эта композиция начала подвергаться неравномерному размыву и погружению, а на ее руинах несогласно накапливались терригенные морские осадки неоавтохтона.

4.6 Ранний ордовик, конец аренигского века – средний ордовик: Северо-Тянь-Шаньская и Кендыктас-Заилийская островодужные системы

После обдукции и коллизии островодужно-краевоморских комплексов с Северо-Тянь-Шаньским микроконтинентальным террейном с юга (в современной ориентировке) и океанической офиолитовой ассоциации с севера (из Жалаир-Илийского океанического бассейна) в позднем арениге субдукция возобновилась (и в среднем ордовике продолжалась) с двух сторон вновь образовавшегося супертеррейна. При этом с его южной стороны зона субдукции, как и предшествующая, погружалась к северу (к

западу, в палеоориентировке) в то время как с противоположной окраины после перескока к северу (в современной ориентировке) от Болгожинской островной дуги (за пределами рассматриваемой территории) субдукция изменила направление погружения на южное (восточное, в палеоориентировке). Над зонами субдукции на композитном энциалическом (точнее двухслойном: сиалический автохтон и симатический аллохтон) основании по краям этого супертеррейна местами уже с позднего аренига и на протяжении среднего ордовика формировались островные дуги – Кендыктас-Заилийская с северной и Северо-Тянь-Шаньская с южной его стороны (в современных координатах).

Комплекс-индикатор вулканической деятельности в этих островных дугах представлен дифференцированными известково-щелочной и субщелочной (до шошонитовой) вулканическими сериями, проявившимися образованием многочисленных вулканогенных толщ. На фоне общего преобладания в разрезах лав, лавобрекчий, туфолав, туфобрекчий, туффитов и туфов андезитового и андезито-базальтового составов, по сравнению с риолитами и дацитами, в отдельных частях рассматриваемых островных дуг, кислые разности вулканитов достигают половины объема их разрезов, или даже доминируют в них. Что касается субщелочных разностей вулканитов, то они на современном эрозионном срезе тесно перемежаются с известково-щелочными с некоторым их преобладанием в Северо-Тянь-Шаньской островной дуге. Видимо, такие явления обусловлены как пространственными различиями в дифференциации расплавов, так и разнообразным составом отдельных частей протолита композитного основания островных дуг.

Вулканиты обеих серий часто имеют субаэральный облик и образуют вулканические постройки центрального типа с высоким коэффициентом эксплозивности их разрезов (до 60-75%). В пределах распространения вулканитов часто присутствуют тела субвулканических аналогов – корней эффузивных покровов. Местами вулканические сооружения сопровождались также коралловыми постройками.

Как Северо-Тянь-Шаньская, так и Кендыктас-Заилийская энсиалические дуги, судя по некоторой вещественной зональности в распространении вулканитов, были, соответственно, обращены фронтальными частями к югу и северу (в современной ориентировке), или к востоку и западу (в прошлых координатах). С фронтальных сторон, как и в типичных островодужных системах, дуги дополнялись (сопровождались) преддуговыми бассейнами, в то время как их тыловые части были разделены единым (общим) задуговым энсиалическим бассейном, как это можно наблюдать в некоторых современных островодужных системах в юго-западной части Тихого океана. Упомянутые бассейны турбидными потоками заполнялись вулканомиктовым, граувакковым, полимиктовым, реже калькаренитовым и аркозовым материалом на фоне глубоководного кремнистого и глинистого осадконакопления. В нижних частях турбидитовых разрезов местами присутствуют горизонты и линзовидные прослои гравитационных олистостромов или отдельные олистолиты. Как показано выше (см. Главу 3), источниками обломочного материала, заполнявшего преддуговые и задуговой бассейны, являлись островные дуги (поставлявшие в эти бассейны частично и пирокластический материал), а также выступы композитного основания, на котором заложились эти дуги, включая и постамальгамационные гранитоиды нижнего ордовика. В преддуговые бассейны поступали также обломки метаофиолитов и апокремнистых пород, происходящие, по-видимому, из выступавшей аккреционной передовой дуги.

Логично предполагать, что преобладающее глубоководно-морское осадконакопление в упомянутых бассейнах свидетельствует об островодужной природе рассматриваемых аренигско-среднеордовикских конвергентных структур каледонид Тянь-Шаня. Это не позволяет постулировать андский тип развития активных окраин в это время на Северо-Тянь-Шаньском микроконтиненте, как это считает часть исследователей (Ломизе и др., 1997; Миколайчук и др., 1997).

4.7 Поздний ордовик-силур: коллизия Срединно-Тянь-Шаньского микроконтинентального террейна с Северо-Тянь-Шаньской энсиалической островной дугой, закрытие Ишим-Нарынского океанического бассейна и завершение формирования каледонского орогена Тянь-Шаня

К концу лландейло, или в начале карадока, островодужная вулканическая деятельность, обусловленная позднеаренигско-среднеордовикским эпизодом субдукции, завершилась. Это указывает на полное поглощение в зонах субдукции коры океанических бассейнов, как Ишим-Нарынского- на юге, так и Жалаир-Илийского – на севере (за пределами современного Тянь-Шаня). Соответственно, уже в карадоке субдукция сменилась постепенной коллизией Северо-Тянь-Шаньско-Жалаир-Илийско-Кыргызско-Терскейского супертеррейна (с амальгамирующим островодужным неоавтохтоном) с придвинувшимися микроконтинентальными террейнами: с юга- со Срединно-Тянь-Шаньским и с севера – с Атасу-Жунгарским (за пределами современного Тянь-Шаня). О бесспорном сближении этих террейнов свидетельствует, например, появление в значительных количествах в составе кластитов Срединно-Тянь-Шаньской ордовикской пассивной континентальной окраины обломочного материала из вулканитов энсиалической островной дуги. Достигнув столкновения с южной окраиной упомянутого супертеррейна, Срединно-Тянь-Шаньский микроконтинентальный террейн на значительных территориях погружался под него. Отражением этого процесса являлась позднеордовикская обдукция аллохтонов океанических и островодужных комплексов, объединившихся в Чаткальско-Сарыджазский островодужно-океанический аллохтонный террейн, на пассивную окраину Срединно-Тянь-Шаньского террейна. Судя по строению фрагментов аллохтонов (см. Главу 3), океанические образования в данном случае, очевидно, представлены несубдуцировавшими останцами аккреционного клина, находившегося вдоль выступов Северо-

Тянь-Шаньской энсиалической островной дуги. Подобное этому объяснение впервые предложил Хсю (Hsu, 1971) в его интерпретации францисканской формации в Калифорнии. Хотя в нашем случае часть этих фрагментов, судя по наличию продуктов высокобарического метаморфизма (наличие глаукофана в аподиабазовых зеленых сланцах), все-таки погружалась в зону субдукции. Во время смены субдукции коллизией эти породы эксгумировались и были обдуцированы на упомянутую пассивную окраину. Фрагменты энсиалических островодужных комплексов, судя по присутствующим в настоящее время реликтам аллохтонов, по отношению к океаническим образованиям несколько отставали в своем продвижении по «спине» автохтона. Однако, как и последние, они были шарьированы, по крайней мере, на несколько десятков километров, а может и больше, если при оценке этой амплитуды внести поправку на дисперсию каледонской тектонической структуры позднепалеозойскими разломами.

При продолжающемся сжатии коллидирующих структур обдуцирующие аллохтоны подвергались дигитации на отдельные пластины и смятию. Процессы сжатия, очевидно, были обусловлены продолжающимся расширением соседних герцинских Туркестанского и Джунгаро-Балхашского океанических бассейнов.

Затормаживание субдукции и коллизионное сжатие привели к постепенному поднятию упомянутых выше террейнов. Отражение такого воздымания и расчленения образующегося горного рельефа проявилось в накоплении верхнеордовикских молассовых осадков, играющих роль неоавтохтона и перекрывающих амальгамированные террейны. Об этом свидетельствует несогласное налегание моласс на различные части образовавшегося супертеррейна, а также петрографический состав обломочного материала моласс, включающий породы автохтонов и аллохтонов. Поднятию формирующегося горно-складчатого сооружения, кроме сжатия, способствовало, по-видимому, поддвигание одного супертеррейна под другой. Такой процесс привел к резкому утолщению

композитной континентальной коры и ее разогреву. С этим связано проявление высокоградиентного метаморфизма, поступление из относительно горячих слоев верхней мантии в континентальную кору гранитизирующих флюидов, возникновение так называемых гранитных диапиров, всплывающих вверх и переходящих в интрузивы гранитоидов с петролого-геохимическими признаками палингенного происхождения.

Массивы существенно гранитного состава с изохронным (U-Pb по цирконам) возрастом 440-410 млн. лет являются постамальгамационными «сшивающими» элементами новосформированного позднекаледонского Тянь-Шаньского супертеррейна (орогена), игравшего в герцинское время роль крупного микроконтинента, известного в геологической литературе под названием Кыргызско-Казахский.

Заключение

Обобщение всей имеющейся геологической информации и новые петрогеохимические, биостратиграфические и геохронологические данные указывают на то, что территория, охваченная каледонидами Тянь-Шаня, является композитным супертеррейном. Он сформировался в позднем докембрии – раннем палеозое из нескольких разнородных террейнов: микроконтинентальных, океанических, островодужно-краевоморских. В прошлом они были расположены на значительных расстояниях друг от друга, а после двух амальгамаций образовали чешуйчато-надвиговые структуры, перекрытые и «сшитые» неоавтохтонами. Признаками этих амальгамаций являются шовные зоны (сутуры), или крупные надвиги, образовавшиеся при **субдукции, обдукции и столкновении.**

История развития каледонского орогена (супертеррейна) Тянь-Шаня разделяется на несколько стадий, образующих событийную последовательность:

- континентальный рифтогенез позднедокембрийской аккреционной окраины кратона Восточная Гондвана;
- раскрытие океанических бассейнов и спрединг океанического дна (поздний венд-кембрий), сменившие отдельные континентальные рифты при отделении от Восточной Гондваны микроконтинентов (в Тянь-Шане Срединно-Тянь-Шаньского и Северо-Тянь-Шаньского террейнов);
- субдукция коры северной (в современных координатах) окраины Ишим-Нарынского океанического бассейна в сторону Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента с формированием энсиматической островной дуги и надсубдукционно-спредингового задугового бассейна (кембрий-тремадок);
- усиление сжатия островодужно-краевоморской системы и обдукция ее фрагментов (субтеррейнов) на южную (в современных координатах) окраину Северо-Тянь-Шаньского микроконтинентального террейна, их амальгамация

и формирование совместного супертеррейна, «сшивающегося» постамальгамационными гранитоидами (конец тремадока-начало аренига);
 — двухсторонняя субдукция под этот супертеррейн остатков коры Жалаир-Илийского и Ишим-Нарынского океанических бассейнов и, соответственно, формирование двух энсиалических островодужных систем, «запечатывающих» амальгамационную структуру указанного супертеррейна (конец аренига-средний ордовик);
 — полное закрытие (сутурирование) упомянутых выше океанических бассейнов и амальгамация уже существующих террейнов в единый каледонский супертеррейн Тянь-Шаня, покрывающийся осадками неоавтохтона и «сшивающийся» апоамальгамационными гранитоидными массивами (поздний ордовик – силур).

Как видно, главные тенденции в развитии каледонид Тянь-Шаня в основном наследуют типовой цикл Вильсона, хотя и с некоторой индивидуальностью, что обусловлено различными факторами плитотектонической эволюции. Соответственно, это повлияло на террейновую структуру. Не повторяя деталей обсуждения приведенного в предшествующих главах фактического материала и теоретических представлений, отметим лишь некоторые аспекты дальнейшего обоснования и модификации геодинамической модели эволюции каледонского орогена Тянь-Шаня с учетом появления новых данных продолжающегося их исследования.

Так как террейновый анализ для территории Тянь-Шаня осуществляется впервые в этой работе, естественно, сохраняется необходимость развивать его, улучшая выделение и систематизацию террейнов согласно более обоснованной индикации палеогеодинамических обстановок. Очевидно, что на одном из первых мест при геодинамическом анализе стоит надежное определение возраста геологических комплексов, а также их латеральные и вертикальные структурные соотношения друг с другом с учетом последующей активизации их более молодыми (герцинскими,

неотектоническими) движениями. Важнейшим элементом террейнового анализа являются палеомагнитные характеристики, к сожалению, для каледонской части структуры Тянь-Шаня практически отсутствующие. Развитие в дальнейшем палеомагнитных исследований крайне необходимо для всестороннего определения исходной позиции террейнов, направлений их перемещения, характера связей между ними, а также межрегионального сопоставления этих структур. Разумеется, при этом потребуются также дополнительное обоснование времени формирования некоторых геодинамических комплексов, участвующих в террейновой композиции.

Хотя автор и отдает себе отчет, что этой работой решены далеко не все проблемы геодинамики каледонид Тянь-Шаня, но надеется, что полученные результаты будут использоваться в дальнейших геодинамических исследованиях Тянь-Шаня, а выполненное исследование привлечет внимание специалистов и станет стимулом для пересмотра «очевидных геологических фактов» с точки зрения современных геодинамических теорий и будет содействовать углубленному пониманию геологии Тянь-Шаня, металлогеническому анализу и прогнозу полезных ископаемых в Кыргызстане.

Литература

- Авдеев А.В.** 1984. Офиолитовые зоны и история геологического развития территории Казахстана с мобилистических позиций // Советская геология, №4. С. 63-72.
- Авдеев А.В.** 1994. Палеогеодинамическая карта Южного Казахстана // Геология и геофизика, т.35, № 78. С. 111-115.
- Авдеев А.В., Ковалев А.А.** 1989. Офиолиты и эволюция юго-западной части Урало-Монгольского складчатого пояса. М., МГУ. 227 с.
- Апаяров Ф.Х., Мамбетов А.М.** 2001. Стратиграфия и возраст древних толщ Таласского Алатау (Северный Тянь-Шань // В сб. Кырг. Горно-метал. Института. Бишкек.
- Бакиров А.Б.** 1978. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим. 262 с.
- Бакиров А.Б.** 1984. Эндогенные формации Киргизской ССР, т.П. Метаморфические формации. Фрунзе, Илим. 215 с.
- Бакиров А.Б.** 1989 Особенности строения и условия формирования эклогитсодержащих метаморфических формаций Тянь-Шаня // Кристаллическая кора в пространстве и времени. Метаморфические и гидротермальные процессы. М.: Наука. С. 193-203.
- Бакиров А.Б., Буртман В.С.** и др. 1984. Тектоника варисцид Тянь-Шаня // Путеводитель экскурсии 032, Международный геологический Конгресс. XXII сессия. Фрунзе, Кыргызстан. 74с.
- Бакиров А.Б., Сакиев К.С.** 1989. Докембрий Заилийского хребта (бассейны рек Чон- и Кичи-Кемин) // Тез. Докл. Всесоюз. Совещ. «Докембрий в фанерозойских складчатых областях». Фрунзе, Илим. С.67-68.
- Бакиров А.Б., Гесь М.Д., Христов Е.В.** 1991. Плитотектоническая модель домезозойской эволюции Тянь-Шаня. Известия АН РК, № 2. С.79-88.
- Бакиров А.Б., Киселев В.В., Ивлева Е.А., Лукашова Е.М.** 1996. О возрасте кассанского метаморфического комплекса // Изв. НАН КР «Эхо науки». С. 31-37.
- Беккер А.Ю.** 1987. О соотношении тектонических структур Узунахматского и Карагоинского блоков в Таласо-Каратауской структурно-формационной зоне (Северный Тянь-Шань) // В сб. Каледониды Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. С. 8-20.
- Беккер А.Ю., Макаров В.А., Разбойников А.Г.** 1988. Новые данные по стратиграфии карагаинской серии Таласского Ала-Тоо (Сев. Тянь-Шань) // Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. С. 100-126.
- Бискэ Ю.С.** 1996. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб. Изд-во СПб университета. 182 с.
- Буртман В.С.** 1964. Таласо-Ферганский сдвиг (Тр. ГИН, вып. 104). М.: Наука. 144с.
- Буртман В.С.** 1976. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем (Тр. ГИН Вып. 189). М.: Наука. 164 с.
- Бутов Ю.П.** 1985. Некоторые проблемы домезозойской стратиграфии Саяно-Байкальской горной области. Ст. 1 Кризис традиционной схемы стратиграфии // Бюл. МОИП. Отд. Геол., т. 60, вып. 5. С. 40-53.
- Буш В.А., Кац Я.Г., Хаин В.Е.** 1988. Принципы тектонического картографирования на мобилистской основе // Сов. Геология, № 2. С. 114-123.
- Васильев Д.Г.** 1991. Вулканические формации и история геологического развития каледонид Северного Тянь-Шаня // Автореферат дис. канд. г-м. наук. Л. 18 с.
- Вознесенский В.Д., Литвак М.Н. и др.** 1983. Тектоническая структура и структурная эволюция Макбальского выступа // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука. С. 50-55.
- Геологии СССР** Т. XXV. Кн. 1. 1972. М. Недра. 280 с.
- Геологическая карта Кыргызской ССР** масштаба 1:500 000. 1982. Л.: Аэрогеология. 6 листов.
- Геодинамическая карта СССР**, м-б 1: 2500000 // Под ред. Л.П. Зоненшайна, Л.М. Натапова и др., 1989, Москва: ГУГК.

- Гесь М.Д.** 1967. О докембрийских дайках основного состава Пскемского хребта (Срединный Тянь-Шань) // Докл. АН СССР, Т. 174, № 5. С. 1167-1169.
- Гесь М.Д.** 1978. Автохтонное гранитообразование в западной части Срединного Тянь-Шаня // Магматизм, метаморфизм и оруденение. Фрунзе: Илим. С. 198-203.
- Гесь М.Д., Королев В.Г.** 1979. Серпентинитовый меланж в Северном Тянь-Шане (Северное Присонкулье). Докл. АН СССР, т. 243. № 3. С. 675-677.
- Гесь М.Д.** 1980. Нижнепалеозойские олистостромы в Присонкулье (Северный Тянь-Шань) // ДАН СССР. Т. 252, № 4. С. 931-933.
- Гесь М.Д.** 1984. Природа амфиболитов нижнедокембрийских выступов Тянь-Шаня, Центрального Казахстана и Западной Монголии // Материалы III Казахстанского петрографического совещания. Усть-Каменогорск. С. 137-138.
- Гесь М.Д.** 1987. Меланократовые метаморфиты докембрийских выступов Тянь-Шаня, Центрального Казахстана и Западной Монголии: петрохимические особенности и первичная природа // В сб. Петрология и рудоносность магматических формаций Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим. С. 178-190.
- Гесь М.Д.** 1988. Геодинамика и магматизм докембрия и раннего палеозоя Северного и Срединного Тянь-Шаня // Мат. Среднеазиатского петрографического совещания. Душанбе. С. 152-154.
- Гесь М.Д.** 1997 а. Выступы древних комплексов в каледонидах Тянь-Шаня: строение и происхождение // Материалы. XXX Тектонического совещания «Тектоника Азии» М.: ГЕОС. С. 62-67.
- Гесь М.Д.** 1997 б. Магматизм и геодинамическая эволюция каледонского орогена Тянь-Шаня // Материалы XXX Тектонического совещания «Тектоника Азии». М.: ГЕОС. С. 67-71.
- Гесь М.Д.** 1998. Магматизм каледонского орогена Тянь-Шаня: геодинамические условия образования, петрохимия и геохимия // Материалы Международного совещания «Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород», С.-П. С. 76-79.
- Гесь М.Д.** 1999. Магматизм и геодинамическая эволюция каледонского орогена Тянь-Шаня // Изв. НАН КР. Спецвыпуск. С. 33-42.
- Гесь М.Д.** 1999. Два эпизода субдукции – два типа островодужных систем каледонид Тянь-Шаня // Материалы XXXII Тектонического совещания «Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма», Т. 1. М.: ГЕОС. С. 171-174.
- Гесь М.Д.** 2001. Фрагменты аллохтона островодужно-краевоморских геодинамических комплексов в каледонском орогене Тянь-Шаня: обдукция на микроконтинентальный блок // Материалы XXXIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС. С. 138-140.
- Гесь М.Д.** 2003. Раннепалеозойский островодужный магматизм в Северном Тянь-Шане // Изв. НАН КР, № 4. С. 36-40.
- Гесь М.Д.** 2003. Офиолиты в каледонидах Тянь-Шаня: Геодинамические типы и их положение в тектонической структуре // Материалы XXXVI Тектонического совещания., т. 1. «Тектоника и геодинамика континентальной литосферы». М.: ГЕОС. С. 133-135.
- Гесь М.Д.** 2003. Нижнепалеозойские субдукционные магматические серии Северного Тянь-Шаня // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований. (Материалы Всерос. Сов. Посвящен. 100 летию академика Ю.А.Кузнецова). Новосибирск, Издательство СО РАН. С. 69-70.
- Гесь М.Д., Макарычев Г.И.** 1985. Рифейские и кембрийские базальтоиды Северного Тянь-Шаня и их значение для анализа тектоники // Изв. АН СССР, сер. геол. № 3. С. 66-76.
- Демина А.В., Ломизе М.Г. и др.** 1995. Геодинамическая характеристика перидотитов Присонкулья (Северный Тянь-Шань) // Вест. МГУ, сер. 4. Геология № 1. С. 91-99.
- Диденко А.И., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.** 1994. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика, Т. 35, № 7-8. С. 59-75.
- Добрецов Н.Л.** 2000. Процессы коллизии в палеозойских складчатых областях Азии и механизмы экзугмации // Петрология, т.8, № 5. С. 451-476.

- Добрецов Н.Л., Теннисен К., Смирнова Л.В.** 1998. Структурная и геодинамическая эволюция алмазодержащих метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // Геология и геофизика, т. 39, № 12. С. 1645-1666.
- Додонова Т.А., Захаров И.Л.** 1974. Магматизм северо-восточной части Киргизской ССР // Тр. Упр. Геол. Кирг. ССР, вып. 3. С. 45-52.
- Докембрий Средней Азии .1982.** // Под. Ред. **Ф.П. Митрофанова. Л. Наука. 164 с.**
- Ефимов И.А.** 1964. Закономерности распространения и образования пород эклогитовой формации Северного и Южного Казахстана // В ст. Физико-химические условия метаморфизма. М.: Наука.
- Замалетдинов Т.С., Осмонбетов К.О.** 1998. Геодинамическая модель развития земной коры Киргизии в фанерозое // Сов. Геология, № 1. С. 66-74.
- Зарщиков А.А.** 2003. Раннепалеозойская активная окраина Северного Тянь-Шаня // Автореферат дис. Канд. Г.м. наук. М., МГУ. 25с.
- Зима М.Б., Максумова Р.А.** 1990. Ордовик хр. Караджорго (Северный Тянь-Шань) // Изв. АН СССР, сер. геол., № 2. С. 74-81.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** 1990. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. Москва: Недра. 328 с.
- Киселев В.В., Апаяров Ф.Х., Мисюс П.П., Гесь М.Д.** 1980. Новый тип разреза нижнего палеозоя в Терской Ала-Тоо // Изв. АН Кирг.ССР, № 4. С. 24-30
- Киселев В.В., Жуков Ю.В. и др.** 1982. Радиологическое подтверждение гренвильского тектономагматического этапа в Северном Тянь-Шане // Изв. АН Кирг. ССР, № 6. С. 26-30.
- Киселев В.В., Апаяров Ф.Х.** 1987. К петрохимии раннепалеозойских базальтоидов хребта Каракатты // В сб. Петрология и рудоносность магматических формаций Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим. С. 160-178.
- Киселев В.В., Апаяров Ф.Х. и др.** 1988. Уран-свинцовый возраст цирконов из толщ докембрийского фундамента герцинид Среднего Тянь-Шаня // Изв. АН Кирг. ССР, № 4. С. 76-82.
- Киселев В.В.** 1991. Докембрий палеозой Тянь-Шаня // Дисс. док. г.-м. наук в форме науч. доклада. Бишкек, Институт геологии. 63 с.
- Классификация и номенклатура магматических горных пород.** 1981. М.: Недра. 160 с.
- Клишевич В.Л., Журавлева Н.Г.** 1983. Находка радиациоподобных организмов в Северном Тянь-Шане // Изв. АН СССР, сер. геол., № 5. С. 127-129.
- Клишевич В.Л., Семилеткин С.А.** 1992. Эволюция вещественного состава нижнепалеозойских терригенных комплексов Северного и Среднего Тянь-Шаня // Докл. АН СССР, т. 323, № 1. С. 124-128.
- Клишевич В.Л., Семилеткин С.А.** 1995. Терригенно-карбонатные комплексы нижнего палеозоя западной части Северного и Среднего Тянь-Шаня // Бюлл. Моск. О-ва и спыт. прир., отд. геол., т. 70, вып. 2. С. 59-74.
- Колосов П.Н., Максумова Р.А., Королев В.Г., Коновод А.А.** 1983. Находка растительных микроорганизмов нижнего кембрия в каракаттинской свите Северного Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 3. С. 123-128.
- Краснобородкин В.К.** 1984. Геологическое строение и палеозойская история развития Заилийского района (Южный Казахстан) // Автореферат дисс. канд. г.-м. наук. Алма-Ата, ИНГ. 24 с.
- Криволицкая В.Н., Королев В.Г.** 1960. Кембрийская вулканогенно-осадочная толща в хр. Терской Ала-Тоо // Изв. АН Кирг. ССР, вып. 6. С. 5-27.
- Ломизе М.Г.** 1994. Важнейшая структурная линия Тянь-Шаня (линия Николаева 60 лет спустя) // Вестник. Москва. ун-та. Сер. 4. Геология. № 1. С. 48-64.
- Ломизе М.Г., Демина Л.И., Зарщиков А.А.** 1997. Киргизско-Терскойский палеоокеанический бассейн (Тянь-Шань) // Геотектоника, № 6. С. 35-55.
- Лучицкий И.В., Громин В.И., Ушаков Г.Д.** 1967. Эксперименты по деформации горных пород в экспериментальной обстановке и в природе. Новосибирск: Наука. 74 с.

- Макарычев Г.И.** 1978. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. Москва: Наука. 196с.
- Макарычев Г.И., Гесь М.Д.** 1981. Тектоническая природа зоны сочленения Северного и Среднего Тянь-Шаня. Геотектоника, № 4. С. 57-72.
- Макарычев Г.И., Гесь М.Д., Палей И.П.** 1983. Основные закономерности становления континентальной коры в докембрии Тянь-Шаня, Казахстана и Монголии // Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. Геол., № 3 С. 3-18.
- Макарычев Г.И., Гесь М.Д. и др.** 1984. Докембрий фанерозойских складчатых поясов в свете стадийного развития земной коры (на примере Тянь-Шаня, Центрального Казахстана, Монголии) // Материалы Всесоюзного тектонического совещания «Тектоника и некоторые проблемы металлогении раннего докембрия». М. С. 21-22.
- Максумова Р.А.** 1965. Сравнительная петрографо-минералогическая характеристика рифейских терригенно-карбонатных отложений Таласского Ала-Тау // В сб. Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим. С. 14-31.
- Максумова Р.А.** 1987. Фациально-генетический анализ раннегеосинклинальных дофлишевых комплексов Северного Тянь-Шаня // Литология и полезные ископаемые, № 4. С. 71-87.
- Максумова Р.А.** 1991. Эволюция бассейнов осадконакопления Северного и Среднего Тянь-Шаня в позднем докембрии – раннем палеозое // Дис. докт. г.-м. наук в форме науч. докл. Бишкек, Институт геологии. 64 с.
- Максумова Р.А., Коновод А.В., Огурцова Р.Н.** 1987. Вулканогенные толщи нижнего палеозоя западной части Киргизского хребта (стратиграфия, петрохимическая характеристика, тектоническая позиция) // В сб. Каледониды Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим. С. 43-64.
- Максумова Р.А., Захаров И.Л., Зима М.Б., Христова М.П., Чернышук В.П.** 1988. Покровно-чешуйчатая структура ранних каледонид Тянь-Шаня в свете новых данных по стратиграфии нижнепалеозойских толщ // В сб. Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим. С. 144-152.
- Малюжинец А.Г., Советов Ю.К.** 1987. Карбонатный (чаткарагайский) флиш верхнего рифея Таласского хребта // В сб. Осадочные формации и обстановки их образования. Новосибирск, Наука. С. 149-159.
- Мамбетов А.М., Максумова Р.А.** 1995. Находки мелкораквинных окаменелостей в нижнем палеозое Таласского Ала-Тоо (Северный Тянь-Шань) // Стратиграфия и геологическая корреляция. Том 3, № 1. С. 89-94.
- Матвеев В.В.** 1983. Морфология лав и петрология базальтов срединно-океанических хребтов с различными скоростями спрединга // Геотектоника, № 4. С. 51-63.
- Миколайчук А.В., Нурманбетов К.** 1988. Стратиграфия и возраст чонкеменской серии // Изв. АН Кирг. ССР. Физ.-мат. и техн. Науки, № 4. С. 64-70.
- Миколайчук А.В., Куренков С.А., Дегтярев К.Е., Рубцов В.И.** 1997. Основные этапы геодинамической эволюции Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии – раннем палеозое // Геотектоника, № 6. С. 16-34.
- Моколайчук А.В., Мамбетов А.М.** 1998.а. Отложения нижнего палеозоя в структуре хр. Капка-Таш (Северный Тянь-Шань) // Геология и геофизика, т. 39, № 5. С. 575-584.
- Миколайчук А.В., Мамбетов А.М.** 1998 б. К вопросу о стратиграфическом объеме и возрасте капкатасской серии Северного Тянь-Шаня // Стратиграфия и геологическая корреляция, т.5, № 1. С. 79-85
- Мионов Ю.В., Котляр А. Л.** 1991. Плитотектонический цикл и особенности состава базальтов. // Материалы 3-й Международной Конференции «Процессы на границах плит». Москва. Р. 23.
- Митрофанова К.В., Васильев Д.Т., Клишевич В.Л., Квятковский А.Р.** 1983. Раннегеосинклинальные вулканогенные серии Киргизского хребта // Сов. Геол., № 8. С. 95-103.

- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.** 1993. Центральнo-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника, № 6. С. 3-32.
- Николаев В.А.** 1993. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня // Зап. ВМО, сер. 2, ч. 82, вып. 2.
- Невский В.А., Козлова П.С., Пекарская Т.Б.** 1967. Об абсолютном возрасте некоторых магматических пород и постмагматической минерализации Северного Тянь-Шаня // В сб. Вопросы датировки древнейших (катархейских) геологических образований и основных пород. М.: Наука.
- Найденов Б.М., Ефимов И.А. и др.** 1981. Радиологическое датирование цирконов докембрийских комплексов пород Южного Казахстана // В сб. Проблемы геохронологии и изотопной геологии. М.
- Огурцова Р.Н., Коновод А.В.** 1993. Микрoпалеонтологические исследования терекской свиты западной части Киргизского хребта // В сб. Новые данные в биостратиграфии докембрия и палеозоя Кыргызстана. Бишкек, Илим. С. 63-69.
- Огурцова Р.Н., Гесь М.Д., Миколайчук А.В.** 1993. Микрoпалеонтологическая характеристика и условия формирования торуайгырской свиты (Кунгей Ала-Тоо) // В сб. Новые данные в биостратиграфии докембрия и палеозоя Кыргызстана. Бишкек, Илим. С. 56-62.
- Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В.** 1993. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника № 1. С. 68.-78.
- Парфенов Л.М., Нокленберг У.Дж., Ханчук А.И.** 1998. Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты Северной и Центральной Азии, юга российского Дальнего Востока, Кореи и Японии // Тихоокеанская геология, т. 17, № 3. С. 3-13.
- Пейве А.В.** 1945. Глубинные разломы в геосинклинальных областях // Изв. АН СССР, сер. геол. № 5.
- Предовский А.А.** 1980. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука.
- Пяновская И.А., Журавлева И.Т.** 1995. Биостратиграфия и новые формы окаменелостей раннего палеозоя Богамберской гряды (хребет Северный Нуратау, Южный Тянь-Шань) // Геология и геофизика, т. 36, № 3. Стр. 31-34.
- Робертс Д., Гренне Т., Райан П.Д.** 1987. Развитие ордовикского окраинного бассейна Каледонид Центральной Норвегии. // Геология окраинных бассейнов. Под. Ред. Б.П. Кокелаара, М.Ф.Хауэлса. Пер. с англ. Москва.: Мир. С. 360-381..
- Сагындыков К.С., Судоргин А.А.** 1984. 1984. Джетымский железорудный бассейн Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим. 214с.
- Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии,** т. 1,2. Фрунзе, Илим. 371с., 245с.
- Сяо Сючань, Гао Джун, Тан Яоцин и др.** 1994. Глаукофансланцевые пояса и их тектоническое значение в орогенических поясах Сев.-Зап. Китая // Геол. и геофиз., № 7-8. С. 200-216.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.** 1988. Континентальная кора и ее состав и эволюция. М. : Мир. 379с.
- Фролова Н.С.** 1984. Структурно-деформационная зональность и условия ее образования (на примере Таласского хребта) // Автореферат канд. дис. М. МГУ. 25с.
- Хаин В.Е.** 1992. Глубинные разломы, геоблоки, террейны и тектоника плит // Сов. Геол., № 6.
- Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г., Руженцев С.В., Москаковский А.А.** 1995. Позднерифейский окраинно-континентальный вулканический пояс Северо-Восточной Гондваны // Докл. РАН т. 342, № 5. С. 661-664.

- Хераскова Т.Н., Дубинина С.В., Орлова А.Р., Серезникова Е.А.** 1997. Раннеаккреционный комплекс Северного Тянь-Шаня (Восточное Присонкулье) // В сб. Геологические и геодинамические феномены. М., Наука. С. 221-241.
- Христов Е.В.** 1997. Отложения преддуговой зоны активной континентальной окраины (на примере нижнего палеозоя Джумгальского хребта, Тянь-Шань) // Бюлл. Моск. О-ва испыт. прир. Отд. Геол., т. 72, вып. 3. С. 23-31.
- Христов Е.В., Иванов К.С., Миколайчук В.А., Пучков В.Н., Войтович И.И., Наседкина В.А.** 1999. Структурное положение и возраст офиолитов Каратерекского массива // Изв. НАН КР. Спецвыпуск. С. 65-69.
- Худолей А.К., Семилеткин С.А.** 1992. Флишевый бассейн Таласского Алатау (палеотечения и строение) // Литология и полезные ископаемые, № 4. С. 51-62.
- Шараськин А.С., Закариадзе Г.С., Дмитриев Ю.Т.** и др. 1980. Петрография вулканогенных пород // Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука. С. 106-148.
- Шенгер А.М.Дж, Натальин Б.А., Буртман В.С.** 1994. Тектоническая эволюция алтаид // Геология и геофизика, т. 35. № 7-8. С. 41-56.
- Штрейс Н.А., Макарычев Г.И., Гесь М.Д.** 1981. Проблема формирования докембрийской коры в фанерозойских складчатых поясах // В сб. Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука. С. 129-142.
- Bates R.L. and Jackson J.A (Eds.).** 1987. Glossary of geology, third edition//American Geol. Institute. Alexandria, Virginia.
- Chappell B.W., White A. J.R.** 1974. Two contrasting granite types//Pac. Geology, v.8. P.173-174.
- Cheng S., Wang G., Yang S.** 1986 The paleoplate tectonics of Xinjiang (in Chinese)//Xinjiang geology, 4/2. P.1-28.
- Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappell B.W.** 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia//Contr. Mineral. Petrol, v.80. P.189-200.
- Coney P.J. and Monger W.H.** 1983. Recognition, character and analysis of tectonostratigraphic terranes in Western North America//In: Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions. Eds. M. Hashimoto and S. Ueda. Proc. of the Oii internac. seminar of accretion tectonics. Terra Sc. Pb. Comp. Tokyo. P.3-18.
- Dewey J.F. and Bird J.M.** 1971. Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland//Journ. Geophys. Research, 76. P.3179-3206.
- Dewey J.F.** 1977. Suture zone complexities: a review//Tectonophysics, 40. P.53-67.
- Dickinson W.R. and Suchek C.A.** 1979. Plate tectonics and sandstone compositions//Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. Vol. 63. P.2164-2182.
- Fisher R.V.** 1984. Subaqueous volcanic rocks//In: Marginal basin geology. Blackwell Scientific Publications, Oxford. P. 5-48.
- Floyd P.A., Winchester J.A.** 1978. Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements//Chem. Geol., v. 21, N 2.
- Gee D.G.** 1991. The scandinavian Caledonides-upper crustal extension during Scandia collision//Report of the Project 233 TCAPO, Tromso, Norway, 1991 "Terranes in the Arctic Caledonides". P.16.
- Ges M.** 1991. The forming of granites and geodynamics of the Tien Shan Caledonides//International symposium "Granites and geodynamics". M. SovGeoInfo. P.32.
- Ges M.** 1991. Paleogeodynamics of the Tien Shan Caledonides//Report of the Project 233 TCAPO, Tromso, Norway, 1991 "Terranes in the Arctic Caledonides". P.17.
- Ghes M.** 1991. The forming of granites and geodynamics of the Tien Shan Caledonides.// In: Abstracts of International symposium "Granites and geodynamics". Moscow. P.232-233
- Ghes M.** 2002. Tien Shan caledonian orogen: major geodynamic events and elements of formation// Abstracts of International Conference "Gondvana 11. Correlations and Connections". Christchurch, New-Zealand.

- Ghes M. Bakirov A.** 1993. Magmatism of the Tien Shan Caledonides: geodynamic aspects. // Report № 4 of the IGCP project 283: Geodynamic evolution of Paleosian Ocean. Novosibirsk. P.202-205.
- Gibsher A.S., Izokh A.E. and Khain E.V.** 1991. Pre-middle Ordovician structure of Tuva-Mongolian segment of Central Asian fold belt// Report of the Project 233 TCAPO, Tromso, Norway, 1991 "Terranes in the Arctic Caledonides". P.17.
- Herman J., Rubatto D., Karsakov A., Shatsky V.S.** 1999. Age and exhumation rate of diamondiferous, deeply subducted continental crust in the Kokchetav massif, Kazakhstan//IV Inter. eclogite field conf. Abstracts. Novosibirsk. P.6-7.
- Hsu K.J.** 1971. Franciscan mélanges as the model for eugeosynclinal sedimentation and underthrusting tectonics//J. Geophys. Res., V.76. P.1162-1170.
- Hsu K.J., Yongyun Yao, Jie Hao et al.** 1994. Origin Chinese Tien Shan by Arc-Arc collisions//Eclogae geol. Helv. 87/1. P.265-292.
- Ishihara S.** 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks//Min. Geol. (Tokyo), 27. P.293-305.
- Karig D.E. and Moore G.F.** 1975. Tectonically controlled sedimentation in marginal basins//Earth Plan. Sci. letters, V.26. P.233-238.
- Karig D.E. et al.** 1978. Structure and Cenozoic evolution of the Sunda Arc in the central Sumatra region//In J.S. Watkins, L. Montadert and P.W. Dickerson, eds. Geological and geophysical investigations of continental margins//Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 29. P.223-237.
- Klein G. deV. and Lee Y.I.** 1983. A preliminary assessment of geodynamic controls on depositional systems and sandstone diagenesis in back-arc basin western Pacific Ocean//Tectonophysics.
- Lyons Y.B., Bothner W.A.** 1989. A transect through the New England. Appalachians//28th Inter. Geol. Congr. Field Trip Guidebook. T. 162. Washington, D.S.: Americ. Geoph. Un. 64p.
- Marc J., Defant et al.** 1989. Geochemistry and tectonic setting of the Luzon arc, Philippines//Geol. Soc. Am. Bull. V.101. P.663-672.
- Maynard Y.B. et al.** 1982. Composition of modern deep sea from arc-related basins//Geol. Soc. Lond. Spec. Pub. 10.
- Miyashiro A.** 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins//Am. J. Sci. ,274,N 4. P.321-355.
- Mossakovsky A.A., Ruzhentsev S.V., Samygin S.G. and Kheraskova T.N.** 1993. Geodynamic evolution of Paleosian oceans//Report № 4 of the IGCP project 283. Novosibirsk. P.105-108.
- Pearce J.A., Cann J.R.** 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses//Earth and Planet. Sci. Lett, 19, N 2.
- Pearce J.A. and Norry M.J.** 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variation in volcanic rocks//Contr. Miner. Petrol. 69. P.33-47.
- Pearce J.A.** 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries//In: Thorper R.S. (ed). Andesites. New York: John Wiley and Sons. P.525-548.
- Pearce J.A., Harris N.B.W. and Tindle A.G.** 1984. Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks//Journal of Petrology, V.25, part 4. P.956-983.
- Pickering K.T. and Smith A.G.** 1995. Arcs and backarc basins in the Early Paleozoic Iapetus Ocean//The Island Arc,4. P.1-67.
- Pitcher W.S.** 1983. Granite types and tectonic environment//In: Mountain building processes. Ed. By K.Y. Hsu. P.19-40.
- Pitcher W.S.** 1987. Granites and yet more granites forty years on//Geol. Rundschau, v.76. P.51-79.
- Saunaers A.D., Tarney G.** 1984. Geochemical characteristics of basalt volcanism within back-arc basins//In: Marginal Basin Geology. Ed. by B.P. Kokelaar and M.F. Howelles. Blackwell Sc. Publications. P.100-132.

- Scotese C.R., Mc Kerrow W.S.** 1990. Revised world maps and introduction//Geol. Soc., N12. P.1-21.
- Sharaskin A.Yu., Pusthin I.K. et al.** 1981. To ophiolite sequences from the basement of the Nothers Tonga arc//Ophioliti, v.8, N3. P.411-430.
- Shybinski Z.A. and Jenner G.A.** 1991. Structural and paleotectonic setting of the Ordovician Notre Dame Bay nappe, Newfoundland Appalachians//Report of the Project 233 TCAPO, Tromso, Norway, 1991 "Terranes in the Arctic Caledonides". P.31.
- Steltenpohl M.G. and Andersen A.** 1991. A reevaluation of nappe sequences in the Ofoten-Troms regions, Norths Norwegian Caledonides: implications for terrane accretion ophiolite obduction, and polyorogenic evolution//Report of the Project 233 TCAPO, Tromso, Norway, 1991 "Terranes in the Arctic Caledonides". P.29.
- Strekeisen A.** 1973. Classification and nomenclature of plutonic rocks//Geol. New letter, N2.
- Tagiri M. and Bakirov A.** 1990. Quartz pseudomorph after coesite in garnet-chloritoid-talc schist, Northern Tien Shan, Kirgiz SSR//Proceedings of Japan Academy, v.66, ser. B, N7. P.135-139.
- Tagiri M., Yano T., Bakirov A., Nakajima T. and Uchiumi S.** 1995. Mineral parageneses and metamorphic P-T paths of ultrahigh-pressure eclogites from Kyrgyz Tien-Shan//The Island Arc, v.4. P.280-292.
- Valloni R. and Maynard J.B.** 1981. Detrital modes of recent deep-sea sands and their relation to tectonic setting: a first approximation//Sedimentology, v.28, P.75-84.
- Whalen G.B., Kenneth L., Currie K.L., Cappel B.W.** 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis//Contrib. Miner. Petrol. V.95. P.407-419.
- While J.R.** 1979. Sources of granite magmas//Geol. Soc. Am. Gen. Meet. 539p.
- While A.J.R. and Chappel B.W.** 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis//Tectonophysics,43. P.7-22.
- Xiao X. et al.** 1993. Re-exposition on the high P/T metamorphism and tectonic evolution on the W. Tian Shan Mts., NW China. Abstract in Report № 4 of the IGCP project 283. Novosibirsk. P.146-147.
- Zhou L.** 1987. Progress of research in radiometric dating of Xinjiang rocks (in Chinese)//Xinjiang Geol.,4/1.
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Kononov M.V.** 1985. Absolute reconstructions of the Paleozoic oceans//Earth Plan. Sci. Lett., v.74, N1. P.103-116.

Приложение 2

Таблицы содержаний петрогенных окислов и редкоземельных и других микроэлементов в магматических породах каледонид Тянь-Шаня.

**Таблица 1. Содержание петрогенных окислов в metabазальтах
рифейского офиолитового комплекса, Северный Тянь-Шань(в вес.%)**

N п/п	N образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП	H ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	Сумма
Куперлисайская свита																
1	4114Г	49.22	1.55	15.15	4.63	6.10	0.14	6.28	10.94	3.00	0.55	1.40	0.12	0.01	0.06	99.03
2	4314и	48.70	1.44	14.60	2.83	7.98	0.17	6.53	11.60	2.92	0.15	2.63	0.08	0.03	0.11	99.69
3	4315	46.60	1.05	15.81	2.65	7.03	0.14	6.80	11.68	4.65	1.40	3.30	0.12	0.03	0.02	101.16
4	4323б	50.24	1.80	15.04	4.12	6.18	0.15	5.60	9.69	3.75	0.20	2.92	0.20	0.01	0.03	99.73
5	4323Г	48.33	1.45	15.15	2.64	7.88	0.12	7.92	11.11	2.75	0.05	2.45	0.13	0.01	0.06	99.92
6	5346Г	48.56	1.80	14.96	3.75	8.16	0.11	7.08	10.26	2.95	0.25	1.80	0.22	0.04	0.06	99.78
7	5347Д	53.53	1.20	15.54	3.97	6.18	0.12	6.16	9.07	3.00	0.20	1.73	0.20	0.01	0.06	100.77
8	5347и	51.25	1.40	14.89	3.96	6.67	0.12	5.10	10.42	3.28	0.17	2.16	0.20	0.01	0.10	99.53
9	4314В	45.20	1.60	16.66	5.64	6.46	0.14	6.56	11.30	1.75	1.40	2.45	0.20	0.01	0.09	99.26
10	161	49.45	1.48	14.61	3.79	7.47	0.14	7.29	9.55	3.30	0.50	2.08	0.13		3.09	102.75
11	162	47.02	1.82	15.50	2.53	7.69	0.14	6.48	11.78	3.40	0.30	2.86	0.04		4.93	104.45
12	163	47.53	1.08	15.73	1.39	8.58	0.15	7.47	9.81	4.10	0.24	3.71	0.17		4.36	104.15
13	Г87-52	48.77	0.34	12.00	4.18	6.15	0.20	11.71	10.99	4.15	0.50	0.42	0.04		0.13	99.60
14	Г87-53	50.44	0.63	14.20	4.66	7.52	0.22	6.61	10.20	3.45	0.70	0.34	0.28		0.30	99.27
15	Г87-54	50.24	0.07	12.25	5.15	10.45	0.26	6.93	9.20	4.00	0.70	0.42	0.10		0.22	99.89
16	Г87-20	50.24	0.59	14.25	4.60	7.12	0.21	6.93	11.77	2.65	0.60	0.92	0.10		0.38	100.26
17	Г87-58	50.54	0.22	14.75	3.24	5.48	0.16	6.69	13.32	2.60	0.10	1.08	0.16	0.00	0.12	99.30
18	56-1	46.55	1.98	12.95	4.76	7.97	0.22	5.96	11.78	3.00	0.50	3.30	0.16	0.01	0.25	99.23
19	56-2	45.69	1.23	12.25	3.73	6.89	0.18	6.74	12.64	2.69	0.32	6.68	0.22	0.04	0.17	99.25
20	56-4	46.40	1.03	14.16	3.24	7.43	0.17	9.42	10.77	2.54	0.31	3.52	0.26	0.01	0.14	99.14
21	56-5а	47.75	1.41	13.89	4.24	7.21	0.16	7.18	10.90	3.18	0.18	3.19	0.10	0.02	0.13	99.44
22	56-7	49.21	1.50	13.07	4.04	7.36	0.12	7.16	11.08	3.09	0.14	2.49	0.08	0.01	0.14	99.41
23	56-8а	46.42	1.13	11.13	4.22	6.64	0.16	и.з.	12.30	1.86	0.24	3.47	0.10	0.02	0.16	99.08
24	56-9	48.64	1.08	13.35	4.26	6.78	0.20	8.12	11.06	3.09	0.54	2.13	0.10	0.08	0.10	99.43
25	56-9В	46.91	1.40	13.58	5.88	6.93	0.20	6.71	12.70	2.46	0.46	2.10	0.10	0.05	0.14	99.52
26	56-12	46.98	1.05	14.26	3.86	7.14	0.17	8.52	11.53	2.27	0.22	3.22	0.14	0.04	0.12	99.38
27	56-12	48.31	2.09	12.19	4.69	10.23	0.23	6.56	11.39	2.11	0.22	0.94	0.22	0.10	0.18	99.24
28	56-16	47.54	1.36	11.55	3.92	11.67	0.20	6.73	10.02	2.15	0.18	3.78	0.28	0.26	0.09	99.45
29	56-18а	40.67	0.46	17.70	1.43	5.56	0.11	8.13	10.03	3.64	1.91	9.59	0.26	0.04	0.05	99.32
30	56-18б	49.19	0.43	17.59	4.38	2.33	0.10	7.36	12.96	2.42	0.38	2.14	0.16	0.02	0.08	99.38
31	56-18В	47.10	2.13	12.99	3.58	10.59	0.21	6.76	11.12	2.08	0.29	2.40	0.10	0.04	0.23	99.52
32	56-20	46.56	0.38	13.55	3.00	7.36	0.20	11.89	9.63	2.54	0.39	3.89	0.14	0.02	0.05	99.46
33	56-21	46.19	1.26	11.95	4.58	7.86	0.21	8.48	13.01	2.31	0.28	3.26	0.10	0.06	0.11	99.56
34	56-22	47.04	1.47	12.38	4.57	8.08	0.21	7.73	11.26	2.85	0.27	3.37	0.20	0.06	0.13	99.42
35	56-24	48.87	1.51	13.57	4.06	8.65	0.19	6.80	10.35	3.00	0.23	2.09	0.22	0.01	0.11	99.44
36	56-2В	47.02	1.38	13.05	3.43	8.36	0.19	8.42	12.30	1.91	0.21	2.80	0.22	0.02	0.17	99.26
37	56-8	44.77	1.00	15.06	3.81	6.71	0.16	10.36	11.29	1.82	0.47	3.84	0.10	0.03	0.13	99.45
38	56-9Г	47.57	1.21	13.66	5.16	7.29	0.20	7.10	11.78	2.58	0.63	1.98	0.12	0.08	0.12	99.36
39	56-11	47.79	1.16	14.54	4.68	4.41	0.14	7.66	13.99	2.46	0.20	2.28	0.06	0.01	0.14	99.46
40	56-14	45.34	1.25	14.49	3.56	8.44	0.18	8.28	9.94	3.18	0.21	4.45	0.18	0.02	0.11	99.45

Примечание. Все пробы отобраны из метабазальтов, плагиоклаз-актинолитовых сланцев и амфиболитов в бассейне р.Кичи-Кемин (руч.Куперлисай, Туктугур, Карагайлосай). Частично использованы данные геолого-съёмочных работ Агентства по геологии и минеральным ресурсам Кыргызской Республики.

Таблица 2. Содержание редких земель и других микроэлементов в метавулканитах рифейского офиолитового комплекса (куперлисайская свита, Заилийский хребет) (в г/т)

N п/п	N образца	Rb	Ba	Th	Sr	Nb	Ta	Hf	Zr	Y	Cr	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
1	56-9 20	150	1.0 250	1.4 0.2	2.0 59	24 300	2.2 5.7	1.9 0.85	0.45 1.8	0.31 2	56-5	3.1 82	1.6 270	6.1 0.2	4.1 140	30 77		
3	56-2в	46	280	0.2 3.5	96	310 6.8	18 3.6	1.5 0.85	2.9 0.48									

Примечание. Анализу подвергались метабазальт и плагиоклаз-актинолитовые сланцы. Анализ образцов автора выполнены в Бронницкой ядерно-физической лаборатории ИМГРЭ (г.Москва). Пропуски в таблице из-за недостаточного количества материала.

Таблица 3. Содержание петрогенных окислов в породах рифейского коллизионного гранитоидного комплекса, Срединный и Северный Тянь-Шань(в вес.%).

N п/п	N образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП	H ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1	20а	70.43	0.20	15.61	0.59	1.07	0.05	0.04	0.63	5.06	4.16	1.30	0.18	0.11	0.03	99.28
2	31в	67.74	0.26	16.82	1.15	1.17	0.06	0.46	2.88	4.70	3.52	1.20	0.33	0.02	0.12	100.10
3	1026	73.68	0.06	13.78	0.24	0.88	0.10	0.12	0.63	4.26	4.83	1.06	0.20	0.00	0.06	99.70
4	2072	62.86	0.55	16.82	1.30	3.60	0.12	1.36	4.53	4.53	2.68	0.95	0.07	0.10	0.14	99.54
5	30646	72.86	0.09	14.24	0.46	0.62	0.08	0.25	1.36	4.92	4.24	0.66	0.24	0.03	0.03	99.84
6	3070ж	66.20	0.20	19.01	0.06	1.49	0.06	0.35	3.29	6.10	2.60	0.77	0.10	0.05	0.03	100.21
7	3186д	70.34	0.20	15.56	0.81	0.85	0.05	0.46	1.70	4.95	3.80	1.38	0.10	0.06	0.06	100.22
8	6716	72.75	0.10	13.61	0.02	2.14	0.04	0.50	1.68	2.80	4.70	1.80	0.20	0.02	0.03	100.19
9	3029	68.50	0.36	13.25	0.60	2.44	0.10	1.00	2.82	3.70	4.00	2.77	0.20	0.10	0.14	99.78
10	3030	66.50	0.50	15.60	1.61	2.52	0.10	1.50	2.71	2.55	3.80	1.89	0.00	0.10	0.14	99.52
11	4342/1	64.50	0.52	14.80	1.61	3.96	0.11	2.45	4.07	3.62	2.25	1.76	0.13	0.10	0.15	99.90
12	4461/2	65.60	0.70	14.90	1.35	4.10	0.10	2.24	3.40	3.10	2.88	1.30	0.00	0.10	0.19	99.96
13	5106	68.80	0.26	16.00	0.88	2.66	0.10	0.80	2.00	5.70	0.95	0.70	0.00	0.70	0.10	99.65
14	468001	67.00	0.34	15.50	1.00	3.24	0.10	1.90	0.90	3.40	4.02	3.00	0.00	0.10	0.10	100.60
15	4092	67.00	0.31	16.00	3.20	2.23	0.10	1.25	3.75	4.34	2.44	0.75	0.20	0.10	0.11	101.61
16	816а	64.64	0.45	17.38	2.08	2.45	0.07	1.20	4.20	3.53	2.31	1.30	0.46	0.00	0.00	99.61

Продолжение табл.5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
17	3472	68.27	0.33	15.56	0.55	3.09	0.09	1.21	2.36	3.80	3.25	0.98	0.32	0.04	0.06	99.59
18	710	70.02	0.25	16.22	0.45	1.46	0.01	0.44	2.28	5.00	3.16	1.12	0.32	0.00	0.01	100.42
19	754	72.80	0.14	14.52	0.28	1.38	0.06	0.51	1.45	3.94	4.00	0.65	0.03	0.02	0.04	99.79
20	3470	72.59	0.15	14.29	0.18	2.00	0.07	0.68	1.36	4.03	3.75	0.70	0.15	0.07	0.07	99.94
21	3451	68.67	0.22	16.00	0.20	2.70	0.04	0.76	2.61	4.52	3.73	0.42	0.15	0.04	0.05	99.96
22	815	68.35	0.25	16.16	0.00	1.80	0.09	0.30	2.38	4.45	4.75	1.72	0.30	0.00	0.00	100.25
23	818	70.16	0.23	16.78	1.28	0.65	0.09	0.20	1.82	4.49	3.83	0.00	0.00	0.00	0.00	99.53
24	819	61.85	0.54	16.50	1.35	4.58	0.13	1.04	3.56	6.13	3.34	0.70	0.11	0.03	0.05	99.80
25	824	72.26	0.20	15.61	0.02	1.08	0.03	0.60	1.84	3.74	0.04	0.17	0.54	0.00	0.01	95.60
26	3091a	67.88	0.20	16.59	0.05	2.93	0.10	0.63	4.92	4.10	1.60	0.87	0.00	0.06	0.09	100.02
27	3091Г	68.77	0.25	17.71	0.77	1.06	0.03	0.64	3.77	4.60	1.70	0.97	0.16	0.02	0.05	100.34
28	4346	65.94	0.80	14.30	1.25	4.27	0.02	0.30	3.15	2.57	5.92	0.97	0.17	0.13	0.09	99.71
29	7012Ж	70.42	0.38	13.77	1.62	2.12	0.04	0.55	2.82	2.88	4.40	1.06	0.05	0.06	0.08	100.20
30	7017-В	72.83	0.40	12.44	0.44	2.80	0.03	0.38	1.46	2.38	5.16	1.53	0.02	0.30	0.05	100.20
31	7018-а	70.60	0.50	13.34	0.69	4.13	0.06	0.50	2.16	2.68	4.86	0.80	0.20	0.06	0.05	100.43
32	7032	72.31	0.40	12.54	0.18	3.30	0.06	0.40	2.25	2.40	4.84	1.47	0.38	0.03	0.13	100.31
33	604	70.85	0.30	12.17	0.05	3.78	0.05	1.36	2.31	2.38	3.92	2.29	0.32	0.05	0.07	99.58
34	605	71.23	0.30	13.01	1.08	2.98	0.10	1.28	1.00	2.80	4.56	1.82	0.16	0.07	0.05	100.28
35	608	73.50	0.24	12.60	1.20	2.88	0.04	0.25	1.20	2.75	4.62	0.60	0.00	0.00	0.00	99.88

Примечание. Обр.1-15 - гранодиориты, адалеллиты сарыджазского комплекса, Сарыджазский и Оттукский массивы, хр.Сарыджаз и вост. часть хр.Терской Ала-Тоо; обр.16-25 - гранодиориты, тоналиты, граниты бешторского комплекса, Бешторский массив, Пскемский хребет; 25-27 – тоналиты джаманэчкинского комплекса, Джаманэчкинский массив, хр.Суек, р.Сарытор; 28-35 - граниты караджилгинского комплекса, Караджилгинский массив, горы Караджилга, зап. часть Кыргызского хребта. Данные автора и геолого-съемочных работ Агентства по геологии и минеральным ресурсам Кыргызской Республики.

Таблица 4. Содержание редких земель и других микроэлементов в породах рифейского коллизионного гранитоидного комплекса, Срединный и Северный Тянь-Шань (в г/т)

N п/п	N образца	Rb	Ba	Th	Sr	Nb	Ta	Hf	Zr	Y	Cr	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
1	86-87	64	1800	1.9	630	7.3	0.78	4.3	160	5.9	41	25	58	3.6	1.0	0.35	0.6	0.92
2	Г77-213	95	2000	3.1	990	12	1.0	3.7	96	6.8	15	9.2	14	1.5	0.29	0.22	1.0	0.2
3	Г-017	62	730	5.0	730	4.2	0.47	4.3	100	7.7	20	14	22	2.5	0.52	0.25	0.79	0.14
4	Г77-376	76	470	12	61	3.3	0.21	2.3	690	22	10	64	150	9.8	1.5	1.3	2.9	0.53
5	89451	280	1400	21	150	31	0.85	8.6	270	71	32	46	89	7.0	1.8	0.97	3.2	0.46
6	89307	120	910	10	110	15	1.3	8.6	280	26	11	93	200	11	1.4	1.8	3.1	0.52

Примечание. Обр.1 - тоналит бешторского комплекса, Музбельский массив, Таласский хребет; обр.2 - тоналит джаман-эчкинского комплекса, Джаманэчкинский массив, хр.Суек, р.Сарытор; обр.3-4 - тоналит и гранит кашкаджольского комплекса, Кичи-Кеминский и Кашкаджольский массивы, хр.Таса-Кемин; обр. 5-6 - граниты караджилгинского комплекса, Караджилгинский массив, горы Караджилга, зап. часть Кыргызского хребта. Анализы выполнены в Бронницкой ядерно-физической лаборатории ИМГРЭ (г.Москва).

Таблица 5. Содержание петрогенных окислов в породах вулканических покровов и даек рифейских континентальных рифтов, Северный и Срединный Тянь-Шань (в вес.%)

N п/п	N образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП	H ₂ O	so ₃	P ₂ O ₅	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1	8-67	52.31	2.50	10.84	3.60	10.86	0.14	8.29	4.48	0.00	0.50	5.06	0.38		0.23	98.81
2	6-67	47.80	3.00	13.49	3.71	8.27	0.11	4.83	6.24	0.95	2.70	7.79	0.34		0.23	99.12
3	44-n	44.78	0.80	16.17	1.53	4.86	0.17	8.17	12.14	2.20	0.18	4.28	0.13		0.07	95.35
4	45	44.18	1.16	14.49	4.14	7.43	0.20	7.84	13.20	1.46	0.54	1.20	0.14		0.07	95.91
5	Г78-142	46.32	1.33	11.48	3.32	10.60	0.20	11.88	5.21	1.15	0.16	9.34	0.10			100.99
6	Г78-164	44.75	0.62	12.41	1.54	14.44	0.16	9.62	5.79	0.75	1.26	9.93	0.22			101.27
7	Г78-151	51.25	1.21	14.16	6.80	5.21	0.17	5.51	13.10	0.25	0.07	2.41	0.10			100.14
8	Г78-153	44.81	1.35	14.41	5.45	9.70	0.21	9.95	7.93	2.58	0.19	4.01	0.08			100.59
9	Г78-289	49.42	1.46	15.60	2.42	9.44	0.14	6.91	10.64	2.97	0.42	1.82	0.10			101.24
10	Г77-241	50.40	2.20	10.10	4.64	12.40	0.24	4.87	8.60	2.11	0.55	2.14				98.25
11	649	46.54	1.02	15.40	3.50	9.56	0.21	7.02	10.44	1.95	0.27		2.99	0.10	0.16	96.17
12	2020	45.24	0.85	14.94	4.71	8.34	0.22	8.68	7.72	1.44	0.22		6.88	0.10	0.06	92.52
13	2043-2	45.74	1.35	14.94	5.86	9.70	0.22	7.87	6.32	3.76	0.18		3.31	0.10	0.10	96.14
14	5234	46.25	1.45	16.48	5.36	7.38	0.17	7.89	9.13	2.20	0.10		0.05	0.03	0.10	96.54
15	5236-1	44.15	1.30	16.67	6.02	9.09	0.21	8.40	5.90	3.70	0.10		0.05		0.08	95.62
16	46-3	46.06	1.19	15.76	6.65	6.48	0.45	7.17	9.75	2.64	0.76		0.14		0.24	97.15
17	024-8	71.77	0.22	10.77	1.16	1.12	0.02	-	0.42	1.05	6.75	0.67	0.18		0.07	100.2
18	Г78-129	64.53	0.48	20.09	2.07	1.98	0.05	1.02	1.09	3.17	4.50	2.30	0.16			99.80
19	10567	72.84	0.15	12.86	0.36	2.15	0.03	1.00	1.10	3.00	5.50		1.08	0.10	0.10	100.1
20	643	71.02	0.30	11.36	0.75	4.81	0.09	0.50	2.36	3.38	4.00		0.95	0.10	0.10	99.39
21	51	71.45	0.55	12.40	1.69	1.45	0.06	0.53	1.38	3.32	5.30		0.16	0.10	0.07	99.65
22	2019-1	72.89	0.40	13.08	1.87	1.26	0.05	0.91	1.26	0.28	4.78		2.87	0.10	0.03	99.68
23	2524-м	80.95	0.16	10.25	0.10	1.86	0.02	0.30	0.20	3.10	2.30	1.24	0.10	0.01	0.02	100.51
24	2531-м	71.00	0.55	12.40	1.69	1.45	0.06	0.53	1.38	3.32	5.30		0.16	0.10	0.07	97.85
25	2524-n	58.04	1.84	13.70	1.38	7.67	0.07	0.81	5.12	3.17	3.15	4.43	0.16	0.02	0.52	99.92
26	2531-1M	77.80	0.22	12.11	0.09	1.92	0.02	0.20	0.25	4.10	3.20	0.55	0.17	0.03	0.02	100.51
27	2539-r	74.80	0.27	12.52	0.70	1.70	0.04	0.44	0.87	1.90	5.26	1.62	0.22	0.13	0.01	100.26
28	2539-e	75.11	0.25	11.46	0.71	0.96	0.04	0.23	1.17	2.80	5.30	1.49	0.14	0.05	0.01	99.58
29	54-a	76.39	0.22	11.06	1.62	1.12	0.06	0.40	1.16	4.30	2.18	1.67	0.35		0.06	100.24
30	54-n	71.15	0.80	11.96	2.25	1.78	0.11	1.04	2.50	2.80	3.08	2.64	0.20		0.28	100.39
31	706/4	41.85	2.80	14.82	0.78	9.48	0.23	3.53	12.18	2.00	5.00	6.26		0.08	0.20	99.21
32	726/1	48.70	1.90	16.28	2.79	7.47	0.17	5.45	6.86	4.60	3.20	1.84		0.19	0.10	99.55
33	726/3	47.54	2.00	13.92	4.33	9.70	0.20	5.86	7.84	3.80	3.20	0.50		0.14	0.07	99.10
34	732	45.45	2.00	16.88	1.68	9.20	0.06	7.07	5.18	3.50	1.65	7.87		0.39	0.10	101.03
35	734	45.78	2.50	15.35	1.98	11.11	0.17	6.26	6.30	3.15	6.35	2.67		0.05	0.10	101.77
36	709	49.21	1.25	19.48	0.91	6.96	0.20	4.89	9.76	3.10	1.52	2.30	0.17	0.09	0.18	99.85
37	698	50.19	1.10	15.21	2.73	7.98	0.18	6.77	2.10	5.80	3.90	3.52		0.06	0.10	99.64
38	3159-1	45.54	2.70	14.64	1.48	11.57	0.14	6.51	3.78	5.70	0.30	6.37		0.01	0.25	99.99
39	6523	41.75	1.50	13.92	2.39	7.83	0.14	6.53	8.82	4.30	1.15	10.47		0.07	0.45	99.32
40	33	44.79	0.90	14.05	1.85	8.05	0.17	12.22	7.86	1.30	3.50	4.87		0.03	0.05	99.64
41	8575	47.76	1.00	16.07	2.98	6.93	0.14	9.95	6.93	3.75	1.75	2.41			0.10	99.77
42	7521	50.99	0.80	15.24	3.52	3.53	0.11	5.81	5.81	4.60	4.85	4.10			0.13	99.59
44	6533	47.03	1.60	16.42	2.09	9.92	0.17	6.62	8.61	3.40	2.75	0.14		0.01	0.65	99.41

Продолжение табл.5

N п/п	N образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП	H ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
45	2057-л	50.80	0.94	18.30	2.68	6.95	0.15	7.35	1.18	3.62	2.35	4.58	0.07	0.01	0.25	99.16
46	2057-п	49.31	0.90	17.50	4.63	7.10	0.22	6.85	1.78	4.80	1.78	4.80	0.06	0.02	0.13	99.80
47	2047-п	49.81	2.00	16.01	1.89	8.12	0.28	5.66	6.40	5.11	0.55	3.90	0.25		0.18	99.91
48	8 б - з	46.10	2.10	16.15	5.42	9.58	0.19	7.26	1.88	4.00	1.80	4.38	0.10		0.00	99.86
49	118-пп	48.17	1.52	15.15	9.89	4.11	0.17	7.53	2.89	5.50	0.87	4.75	0.10		0.19	100.74
50	144-п	52.02	1.71	14.88	3.21	6.01	0.17	1.28	6.64	0.80	4.88	7.34	0.22		0.60	99.54
51	151-и*	49.20	1.05	13.58	3.20	6.13	0.18	4.27	9.00	2.78	1.50	8.49	0.26		0.18	99.56
52	151-К-1	49.02	1.30	14.62	1.38	6.83	0.15	5.55	6.94	3.77	1.58	7.65	0.20		0.21	99.00
53	151-11*	50.28	0.30	22.50	2.97	1.65	0.05	1.93	3.58	2.85	7.40	6.05	0.20		0.10	99.66
54	170-з	50.75	0.40	30.16	1.86	3.13	0.01	1.06	0.16	0.50	8.17	4.64	0.14		0.05	100.89
55	89-п	54.00	2.11	14.20	3.60	8.20	0.18	2.35	5.20	3.11	2.20	4.36	0.36			99.51
56	91-п	46.50	1.63	16.15	4.17	8.43	0.09	6.40	4.80	2.30	3.70	6.32	0.24			100.49
57	108-т	50.50	2.19	12.62	4.99	6.59	0.12	2.20	8.02	0.10	3.48	8.44	0.22		0.75	100.00
58	735-р	50.89	1.70	16.70	6.87	5.31	0.07	3.73	3.95	5.00	2.00	3.62	0.06		0.11	99.95
59	809-з	48.36	2.80	22.20	3.75	3.81	0.04	1.56	5.50	1.65	7.00	2.93	0.08		0.14	99.74
60	809-м	44.46	2.80	22.00	7.11	5.82	0.07	3.80	5.25	2.10	5.25	0.77	0.20		0.14	99.77
61	2057-л	50.80	0.94	18.30	2.63	6.95	0.15	7.35	1.18	3.62	2.35	4.58	0.07		0.25	99.10

Примечание. Обр.1-16 - базальтовые порфириты, metabазальты бельчийской свиты, хр.Джетым-Бель, Северный Тянь-Шань; обр.17-22 - риолиты, риолитовые порфириты эккургенкольской свиты, хр. Джетым-Бель, Северный Тянь-Шань; обр.23-31 - риолитовые и риодацитовые порфиры, риолиты свиты Большого Нарына : 23-26 - в хр. Нарын-Тоо,Срединный Тянь-Шань, 27-31 - в хр. Джетым-Тоо, Срединный Тянь-Шань; обр.32-44 -диабазовые порфириты даек тундукского комплекса, Пскемский и Чаткальский хребты, Срединный Тянь-Шань; обр.45-57 -базальты, трахибазальты талдысуйской и чон-талдысуйской свит, бассейн р. Сары-Джаз, хр. Акшийряк-вост., Срединный Тянь-Шань; обр.59-61 - базальты и трахибазальты мурасхойской свиты, Сандаляшский хр., Срединный Тянь-Шань.

Таблица 6. Содержание петрогенных окислов в вулканитах и породах даек, габбро и ультрамафитах офиолитовых комплексов нижнего палеозоя, Северный Тянь-Шань (в вес.%)

N п/п	N образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП	H ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Терской свита																
1	21396	50.52	1.65	14.20	2.63	8.66	0.13	6.72	9.41	3.55	0.20	1.25	0.17	0.12	0.06	99.10
2	2139в	49.62	1.90	14.77	2.39	8.66	0.11	4.64	11.79	3.30	0.20	1.55	0.10	0.12	0.09	99.14
3	Д-326	52.60	0.95	15.81	1.09	6.22	0.11	6.27	8.66	2.62	2.02	2.84	0.05	0.02	0.25	99.46
4	4272а	47.10	1.30	14.79	1.77	7.16	0.16	7.20	13.20	2.85	0.20	3.95	0.10	0.01	0.09	99.78
5	4273а	50.55	0.95	14.60	1.35	7.55	0.15	8.80	9.83	2.25	0.94	2.30	0.10	0.01	0.17	99.45
6	4273ж	45.12	1.07	15.95	2.09	8.25	0.18	6.46	7.90	3.18	0.51	8.80	0.13	0.23	0.13	99.87
7	42806	49.00	2.12	13.29	2.83	12.62	0.23	5.60	8.99	2.95	0.30	1.00	0.15	0.30	0.17	99.40
8	4281	47.70	1.50	15.72	1.46	7.77	0.15	8.30	11.50	2.44	0.90	2.30	0.10	0.04	0.25	100.03
9	21396	50.52	1.65	14.20	2.63	8.66	0.13	6.72	9.41	3.55	0.20	1.30	0.14	0.12	0.06	99.15
10	2139в	49.62	1.90	14.77	2.39	8.66	0.11	4.64	11.79	3.30	0.20	1.55	0.10	0.12	0.09	99.14
11	11108	49.00	0.82	13.30	1.11	7.92	0.12	10.84	11.42	2.55	0.53	1.44	1.34	0.10	0.13	99.28
12	4272а	47.10	1.30	14.79	1.77	7.16	0.16	7.20	13.20	2.85	0.20	3.94	0.10	0.01	0.09	99.77
13	4273а	50.55	0.95	14.60	1.35	7.55	0.15	8.80	9.83	2.25	0.94		0.10	0.01	0.17	97.15
14	4273х	45.12	1.07	15.95	2.09	8.25	0.18	6.46	7.90	3.18	0.51	8.93	0.13	0.23	0.13	10
15	42806	49.00	2.12	13.29	2.83	12.62	0.23	5.60	8.99	2.95	0.30	1.00	0.15	0.30	0.17	99.40
16	4281	47.70	1.50	15.72	1.46	7.77	0.15	8.3	11.50	2.44	0.90	2.30	0.10	0.04	0.25	100.03
17	34-35	48.90	1.58	14.80	1.93	10.20	0.22	6.90	10.13	3.20	0.72	1.00			0.11	99.69
18	7064	47.40	1.84	15.04	2.43	10.06	0.21	4.88	11.62	2.84	0.72	2.18		0.10	0.11	99.43
19	7073	49.40	1.64	16.00	2.51	9.70	0.16	4.54	8.30	3.65	0.60	2.31		0.15	0.18	99.14
20	7591-4	48.65	1.51	15.00	2.29	9.74	0.18	7.58	9.25	2.71	0.56	3.00		0.10	0.12	100.69
21	7591-5	48.70	1.38	15.00	1.93	10.51	0.17	7.55	8.60	2.78	0.38	3.00		0.10	0.12	100.22
22	7600	49.20	1.06	14.55	1.44	9.75	0.18	7.45	10.97	2.75	0.31	3.00		0.10	0.10	100.86
23	7602	5	1.64	13.20	4.79	9.20	0.18	6.90	7.30	3.95	0.28	3.00		0.10	0.14	100.68
24	7497-А	40.60	0.56	17.90	1.75	12.43	0.40	7.90	5.63	2.28	0.15	7.57		0.10	0.10	97.37
25	7342-1	54.80	1.10	17.45	0.74	7.12	0.13	6.10	8.50	2.72	1.73	3.00			0.30	103.69
26	50-19	50.10	1.66	17.25	1.50	7.80	0.13	6.80	7.55	3.27	1.95	3.00	0.10	0.42	0.42	101.85
27	7063	45.60	1.62	14.24	2.84	11.14	0.20	7.28	10.68	3.04	0.72	1.72		0.14	0.10	99.32
28	7071-1	46.50	2.05	14.60	3.42	6.25	0.23	4.34	8.54	3.65	0.60	9.28	0.20		0.56	100.02
29	7545	45.75	2.32	13.00	3.99	8.45	0.19	4.90	8.85	3.27	0.17	7.85	0.20		0.28	99.02
30	7549-1	38.10	1.19	13.80	1.42	7.56	0.17	6.65	14.20	2.48	0.43	13.11		0.24	0.12	99.47
31	Г89-40	44.95	0.79	15.45	2.50	8.00	0.17	6.65	10.36	2.87	1.93	5.26	0.34		0.45	99.72
32	Г89-44	44.18	2.33	13.74	2.26	9.91	0.19	4.47	11.22	4.80	0.38	6.01	0.30		0.34	100.13
33	Г89-48	47.43	1.07	14.37		10.95	0.19	8.57	11.25	2.50	0.12	2.84	0.16		0.21	99.70
34	Г89-49	44.79	0.65	13.75		10.41	0.17	9.46	13.48	1.45	0.12	5.18	0.20		0.22	99.89
35	Г89-52	48.03	1.91	15.88	0.52	10.84	0.16	5.53	10.21	4.00	0.28	1.87	0.16		0.33	99.72
36	Г89-53	46.94	1.63	17.31		11.77	0.28	6.62	10.08	1.82	0.79	1.83	0.12		0.33	99.52
37	0.25	47.08	1.52	16.76	3.40	6.77	0.12	6.55	11.25	2.03	0.71	2.96	0.16	0.18	0.13	99.46

Продолжение табл.6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Каракаттинская свита																
38	5136	46.56	1.58	16.01	2.04	8.54	0.15	7.52	4.68	2.40	0.54	2.48	0.07	0.10	0.13	92.73
39	5136в	46.53	1.56	14.64	2.00	8.54	0.14	5.80	13.44	2.50	0.10	4.40	0.10	0.10	0.14	99.89
40	5136д	53.84	1.03	14.03	2.20	6.86	0.13	6.55	8.20	2.81	2.05	1.62	0.21	0.04	0.26	99.62
41	5136е	46.44	2.28	13.26	2.30	11.90	0.18	6.96	9.60	3.05	0.20	2.55	0.30	0.07	0.25	99.04
42	5170б	50.90	1.10	16.40	3.56	7.48	0.21	5.20	5.06	3.70	0.80	4.55	0.22	0.21	0.24	99.41
43	19б	45.84	0.59	10.49	2.99	8.84	0.19	12.20	12.27	1.83	0.82	3.48	0.16		0.05	99.59
44	Ф/83-79	50.01	0.82	13.38	0.32	9.90	0.14	6.41	9.54	3.66	0.26	4.72	0.90			99.16
45	Ф/87-79	50.75	1.13	15.79	1.46	9.32	0.16	5.15	7.92	3.75	0.78	3.10				99.31
46	Ф/87-79ж	51.30	1.18	16.75	1.49	7.90	0.17	4.99	7.85	3.75	0.70	3.40			0.30	99.78
47	Ф/90-79	51.12	0.75	17.12	2.23	7.18	0.21	4.85	4.24	4.57	3.07	4.11	0.42			99.45
48	Ф/95-79	47.97	0.90	15.38	1.29	8.54	0.15	5.61	10.38	3.15	0.65	6.00				100.02
49	Ф/202-79	46.98	1.62	14.88	4.04	6.55	0.15	5.76	10.70	4.14	0.14	4.36	0.84			99.32
50	Ф/207-79	48.30	1.66	14.23	3.14	8.03	0.16	6.25	8.99	4.24	0.14	4.30	0.38			99.44
51	Ф/208-79	48.23	1.66	15.28	2.28	8.51	0.16	6.48	10.47	3.00	0.43	3.24	0.24			99.74
52	11-83	47.55	2.01	14.50	2.27	8.36	0.18	6.01	9.44	3.00	1.05	4.18	0.66		0.26	98.81
53	9-80	45.89	1.05	16.09	0.49	9.69	0.18	8.69	9.22	3.20	0.85	4.02	0.24		0.15	99.52
54	10-80	47.43	0.81	13.53	1.04	9.51	0.13	8.31	9.06	5.11	0.35	4.79	0.30		0.11	100.18
55	10-80ж	48.10	0.76	14.66	1.04	9.51	0.07	7.06	8.41	5.11	0.25	4.79	0.30		0.11	99.87
56	25-80	49.47	0.93	14.90	0.24	8.97	0.15	7.25	11.62	2.10	0.27	3.59	0.28		0.15	99.64
57	40-80	44.90	0.74	12.97	0.31	8.62	0.16	6.75	14.38	3.80	0.17	6.59	0.10		0.10	99.49
58	177-81	48.02	1.33	13.88	2.55	11.72	0.17	7.36	6.81	3.80	0.44	3.29	0.50		0.16	99.53
59	213-81	45.85	1.52	16.64	2.25	8.79	0.18	7.93	9.72	2.20	1.15	2.93	0.26		0.21	99.37
60	223-81	44.83	2.46	13.73	3.23	12.24	0.22	6.01	8.57	3.80	0.11	3.63	0.58		0.27	99.10
61	223-81ж	44.37	2.51	14.91	3.23	12.24	0.09	5.24	8.69	3.80	0.10	3.63	0.58		0.26	99.07
62	226-81	45.27	1.34	16.91	1.55	10.77	0.17	6.96	10.42	2.80	0.27	3.12	0.18		0.17	99.75
63	230-81	44.78	2.17	14.78	2.63	10.87	0.19	6.38	10.44	2.80	0.30	4.36	0.42		0.29	99.99
64	230-81ж	43.61	2.23	15.95	2.63	10.87	0.14	6.45	9.81	2.80	0.20	4.36	0.42		0.27	99.32
65	247-81	53.80	1.00	14.00	2.57	5.27	0.16	6.42	4.85	3.35	2.80	4.65	0.46		0.24	99.11
66	251-81	46.42	1.01	14.38	1.05	8.06	0.19	8.32	8.55	2.80	1.65	5.93	0.36		0.41	98.77
67	273-81	48.12	1.82	11.78		19.16	0.20	5.28	8.87	2.70	0.23	1.90	0.20		0.22	100.28
68	280-81	48.72	1.17	13.91	1.43	6.46	0.16	6.69	10.23	2.80	1.66	5.49	0.28		0.21	98.93
69	281-81	47.71	1.53	11.75	1.14	12.85	0.17	9.36	9.15	0.30	0.12	5.33	0.56		0.15	99.57
70	3804	47.08	1.52	16.76	3.40	6.77	0.12	6.55	11.25	2.03	0.71	2.96	0.16		0.18	99.33
71	5136	46.56	1.58	16.01	2.04	8.54	0.15	7.52	11.61	2.40	0.54	2.58	0.07		0.13	99.66
72	5136в	46.53	1.56	14.64	2.00	8.54	0.14	5.80	13.44	2.50	0.10	4.40	0.10		0.14	99.79
73	5136е	46.44	2.28	13.26	2.30	11.90	0.18	6.96	9.60	3.05	0.20	2.50	0.30		0.25	98.92
74	92-80	47.05	1.85	12.72	2.74	8.74	0.20	7.94	10.95	1.70	0.24	4.96	0.26		0.26	99.35
75	93-80	49.88	2.09	12.61	3.25	11.13	0.19	5.70	7.85	3.40	0.42	3.00	0.14		0.26	99.78
76	46-72-1	47.02	1.00	13.70	2.10	10.66	0.15	8.74	10.28	2.50	0.45	2.42	0.22		0.63	99.65
77	49-72	49.25	1.82	14.00	2.44	8.68	0.20	6.40	8.42	3.29	0.25	3.95	0.56		0.16	99.86
78	50-72-2	51.82	2.19	13.12	3.82	7.84	0.17	5.30	6.72	5.10	0.12	3.18	0.40		0.21	99.59
79	50-72-1	41.46	1.82	15.45	3.48	12.00	0.82	6.52	7.96	3.25	0.50	6.52	0.20		0.19	99.97
80	290-81	48.27	1.97	13.71		14.91	0.2	6.60	7.49	3.75	0.64	1.64	0.54		0.20	99.38

Продолжение табл.6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
81	291-81	49.11	2.10	14.02	0.62	8.85	0.16	6.00	6.72	4.60	1.18	5.03	0.68		0.21	98.60
82	315-81	47.65	1.98	14.99	1.08	10.52	0.18	7.21	10.25	2.80	0.55	1.99	0.22		0.23	99.43
83*	65/5	43.00	2.01	14.20	4.70	9.63	0.17	6.20	9.00	1.40	2.00	6.50			0.29	99.10
84*	67/6	45.60	1.88	14.40	2.98	5.97	0.13	8.10	10.2C	4.70	0.20	4.93				99.09
85*	1140/16	48.98	1.18	12.45	2.96	9.54	0.23	7.36	10.41	3.91	0.30	2.70			0.15	100.17
86*	1140/17	47.94	1.81	13.61	3.52	9.79	0.22	7.73	10.02	2.20	0.16	2.68			0.21	99.91
87	512	50.10	1.90	14.54	2.08	9.09	0.11	6.10	9.25	3.50	0.45	2.00	0.45	0.07	0.12	99.31
88	515	42.10	1.90	14.91	4.16	11.40	0.18	4.90	10.99	2.55	0.25	5.73	0.28	0.09	0.15	99.31
89	516	48.60	1.10	17.71	3.29	7.05	0.18	3.80	7.85	4.00	1.30	4.17	0.80	0.02	0.26	99.33
90	4520	47.18	1.48	14.30	2.62	8.02	1.19	6.91	8.02	3.90	0.21	6.62	0.30	0.16	0.12	99.73
91*	163/3	49.83	0.61	15.33	0.91	7.32	0.17	9.63	10.76	2.21	0.37	2.60			0.05	99.79
92*	219/3	46.68	2.07	13.28	4.92	5.95	0.18	9.24	17.87	0.21	0.06	0.30			0.20	100.96
93	2956	51.40	2.30	14.34	4.62	7.84	0.18	5.70	4.50	4.00	0.30	3.65	0.15	0.74	0.21	99.78
94	4554о	50.60	1.10	14.54	2.49	6.24	0.16	7.20	8.15	4.10	0.35	4.22	0.15	0.18	0.07	99.40
95	4554Г	47.60	0.65	11.37	3.03	4.56	0.14	6.40	11.81	3.15	0.30	10.36	0.18	0.12	0.05	99.54
96	4590Л	45.37	0.90	14.12	3.22	6.24	0.12	9.04	13.14	1.00	0.40	6.81	0.11	0.04	0.05	100.45
97	4590о	47.96	0.77	12.44	2.40	6.65	0.09	9.55	9.21	3.50	0.62	6.00	0.12	0.02	0.17	99.38
98	4590Р	45.21	1.05	14.26	3.90	6.94	0.12	8.85	13.57	0.81	0.43	4.79	0.16	0.04	0.07	100.04
99	5552В	50.07	1.80	13.23	3.51	10.05	0.09	6.30	8.71	2.25	0.45	2.54	0.15	0.14	0.19	99.33
100	5568а	51.65	0.65	15.29	2.84	5.88	0.04	4.00	6.18	5.20	0.40	7.26	0.10	0.01	0.06	99.46
101	5569б	50.05	1.60	13.41	2.96	8.20	0.09	7.40	8.38	3.90	0.10	3.60	0.19	0.10	0.11	99.90
102	195	48.92	1.27	13.57	3.91	10.81	2.13	6.40	7.86	3.30	1.07	1.40	0.04		0.04	100.68
103*	137/1	47.69	0.76	14.97	1.20	9.46	0.21	9.52	12.34	1.66	0.31	1.97			0.09	100.18
104*	137/3	46.86	0.85	14.80	1.25	10.11	0.23	7.97	12.85	1.95	0.18	2.30			0.09	99.44
105*	137/4	47.24	0.86	14.56	1.31	9.94	0.20	8.76	11.36	2.22	0.11	2.36			0.09	99.01
106*	142/1	50.11	1.89	14.86	2.74	10.90	0.17	3.08	11700	3.86	0.06	0.92			0.40	100.10
107*	575/7	50.03	2.01	14.11	1.62	7.33	0.18	7.30	8.33	3.38	0.37	4.13			0.22	99.01
Терекская свита																
108*	233/3	50.96	0.67	16.23	2.90	6.03	0.16	7.48	4.86	4.59	0.18	5.56			0.14	99.76
109	2840	51.90	0.90	13.05	2.08	6.02	0.09	7.80	6.50	3.15	0.30	7.85	0.35	0.02	0.04	99.70
110	2840В	52.40	0.45	13.61	1.45	6.95	0.10	8.40	5.62	3.30	0.30	6.95	0.35	0.02	0.04	99.49
111	4476В	51.50	1.02	12.67	1.52	7.30	0.10	6.60	9.45	2.20	0.50	6.73	0.33	0.09	0.08	99.76
112	4476Г	50.90	1.20	13.79	3.17	8.84	0.09	4.80	6.33	4.20	0.30	5.75	0.20	0.01	0.01	99.39
113	4494	46.75	1.25	13.05	3.00	8.73	0.12	6.30	9.97	2.50	0.50	7.40	0.35	0.02	0.09	99.68
114*	249/3	46.15	1.37	14.19	3.12	7.96	0.19	7.32	11.5	3.24	0.12	4.48			0.15	99.79
115*	258/3	46.40	1.87	9.09	9.20	11.30	0.27	7.28	8.67	3.24	0.14	2.48			0.16	100.03
116*	258/8	47.09	1.87	13.10	4.84	10.51	0.25	7.41	4.50	3.01	0.08	2.13			0.18	99.99
117	4461И	49.82	1.10	16.58	4.70	6.45	0.09	3.90	5.24	4.50	1.10	6.15	0.25	0.02	0.09	99.74
118	4463В	47.60	1.15	14.33	2.32	9.11	0.16	7.62	8.33	2.90	0.25	6.00	0.42	0.04	0.08	99.89
119	44576	46.41	2.55	15.88	2.29	10.18	0.09	4.88	6.63	3.65	0.17	6.71	0.23	0.01	0.36	99.81
120	2909В	51.20	1.50	14.54	2.89	6.45	0.14	6.90	9.83	3.25	0.85	2.00	0.27	0.02	0.15	99.72
121	4498Ж	51.16	2.19	14.96	3.50	7.00	0.16	5.71	5.76	4.75	0.45	3.41	0.28	0.02	0.29	99.36
122	08В	46.69	1.26	13.95	4.79	9.14	0.18	3.37	9.35	2.00	0.08				0.44	91.25
123	066	46.52	0.51	16.93	3.00	7.01	0.07	6.53	10.70	2.12	0.08				0.12	93.59

Продолжение табл.6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
124	П15	46.34	1.10	16.97		12.40	0.09	7.44	8.50	3.15	0.20				0.14	96.33
125	П13	52.35	0.70	18.71	2.52	4.64	0.09	4.85	5.15	5.00	0.80				0.34	95.15
126	П7	47.82	0.80	15.57	2.40	10.04	0.11	6.41	7.55	4.80					0.03	95.53
127	П20	47.21	1.40	14.61	2.30	9.58	0.08	7.66	6.60	4.40					0.23	94.07
128	489	45.64	1.15	13.97	2.60	10.10	0.16	6.97	7.28	2.40	0.27	8.97		0.10	0.16	99.77
129	14-33	43.52	0.45	10.38	1.50	6.79	0.14	7.07	13.86	0.90	0.60	14.42		0.10	0.09	99.82
130	198	45.15	0.90	13.08	1.85	7.55	0.18	6.90	14.25	2.40	0.30	6.90		0.10	0.06	99.62
131	199	48.61	1.50	12.89	4.71	9.23	0.20	6.20	10.20	2.90	0.40	3.42		0.10	0.13	100.49
132	K83-180	50.25	1.05	13.45	1.58	10.29	0.17	7.04	8.72	2.90	0.30	3.40	0.20		0.16	99.31
133	K83-107	45.20	1.61	12.02	2.20	7.45	0.15	3.93	15.64	7.60	0.08	5.79	0.12		0.11	101.78
134	K83-172	48.44	1.99	13.11	1.19	9.96	0.17	4.74	13.29	2.40	0.10	4.14	0.18		0.10	99.63
135	K83-174	49.21	1.95	12.66	1.26	8.55	0.14	4.48	11.16	3.00	0.08	6.71	0.20		0.11	99.32
136	K83-182	48.69	2.54	12.63	1.41	10.67	0.18	4.31	10.54	2.60	0.08	5.66	0.14		0.12	99.43
137	K83-181	46.12	2.40	13.00	1.18	7.72	0.13	5.51	10.66	3.00	0.27	8.86	0.24		0.16	99.01
138	K83-184	59.70	1.56	13.90	3.28	4.25	0.12	1.91	6.11	3.90	0.89	3.97	0.34		0.12	99.73
139	Пр44-84	48.00	1.09	12.90	1.18	10.92	0.25	7.52	11.50	2.00	0.05	4.00	0.32		0.10	99.51
140	П-73	47.82	0.80	15.57	2.40	10.04	0.11	6.41	7.55	4.80					0.03	95.53
141	П-26	46.34	1.10	16.97		12.40	0.09	7.44	8.50	3.15	0.20				0.14	96.33
142	П-41	47.21	1.40	14.61	2.30	9.58	0.08	7.66	6.60	4.40					0.23	94.07
Караторская свита																
143	113-2	47.40	0.60	15.65	1.33	6.91	0.14	6.10	7.80	4.80	0.28	8.66		0.01	0.09	99.77
144	114-1	47.50	1.80	14.80	3.24	9.70	0.26	8.50	9.20	3.60	0.28	0.98		0.01	0.18	100.05
145	114-2	48.00	1.80	15.40	2.34	10.05	0.24	8.10	9.50	3.45	0.42	0.82		0.01	0.18	100.31
146	114-4	48.00	1.95	145.7C	3.15	10.85	0.32	6.60	9.10	3.40	0.32	1.25		0.01	0.20	99.85
147	402-1	55.00	1.08	17.80	2.49	6.54	0.12	4.00	2.50	6.00	0.58	4.25		0.01	0.36	100.73
148	403	52.40	0.74	16.10	4.59	4.97	0.44	5.15	3.40	6.10	0.43	5.16		0.01	1.10	99.59
149	442	48.30	1.56	14.60	3.36	9.49	0.22	6.50	11.40	3.00	0.42	1.40		0.01	0.20	100.46
150	153	52.00	1.55	13.75	1.79	7.49	0.18	6.10	10.20	4.25	0.32	2.60		0.01	0.17	100.41
151	155	45.00	2.28	16.45	6.81	8.28	0.31	5.00	6.00	3.38	2.18	3.37		0.10	0.28	99.44
152	1418	49.78	1.64	14.40	3.12	7.15	0.20	6.82	10.18	3.05	0.09	3.26		0.11	0.14	99.94
153	1418/1	49.08	1.57	13.81	1.01	8.40	0.33	6.00	11.23	1.48	0.36	5.29		0.11	0.11	98.82
154	1425/2	49.40	1.10	15.50	4.21	7.01	0.23	7.43	3.12	4.12	0.04	7.78		0.01	0.10	99.05
155	1426/1	49.87	1.48	13.54	3.05	7.95	0.22	7.71	8.10	4.08	0.27	4.44		0.01	0.14	99.86
156	1426/2	49.36	1.02	13.20	3.62	7.81	0.25	7.22	8.44	3.59	0.20	4.34		0.01	0.13	99.19
157	6154/3	46.60	1.76	15.50	3.20	9.64	0.19	6.38	7.44	3.20	0.38	5.34		0.01	0.24	99.88
158	6154/4	46.00	1.78	13.28	3.21	10.08	0.22	5.58	9.80	3.00	0.39	5.44		0.12	0.27	99.17
Ичесуйская свита																
159	М-10	52.00	1.38	12.90	2.26	8.14	0.22	8.30	8.30	4.20	0.30	1.75		0.10	0.12	99.97
160	М-12	50.70	1.32	15.00	2.21	8.64	0.22	7.20	9.70	3.20	0.50	1.24		0.10	0.11	100.14
161	М-13	49.20	1.38	16.60	1.39	7.85	0.22	7.20	9.70	2.90	0.85	2.44		0.10	0.12	99.95
162	М-18	51.30	1.62	16.10	1.85	7.34	0.14	8.10	6.10	3.90	0.70	2.49		0.10	0.27	100.01
163	М-19	49.60	1.32	15.90	2.71	7.56	0.16	7.20	10.30	2.70	0.72	1.67		0.11	0.13	100.08
164	664	50.10	1.20	15.40	2.74	7.55	0.15	7.10	10.67	2.60	0.62	1.69		0.10	0.13	100.05
165	М-20	49.00	1.24	17.70	2.75	7.70	0.22	6.40	9.00	3.30	0.80	1.70		0.10	0.19	100.10

Продолжение табл.6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
166	7а	49.00	1.12	17.60	3.12	7.55	0.25	6.35	9.29	3.20	0.70	1.67		0.10	0.18	100.13
167	М-31	50.70	1.15	17.70	3.39	6.41	0.21	5.40	7.20	4.70	0.80	2.06		0.10	0.20	100.02
168	контр.	51.00	1.04	17.48	3.30	6.40	0.21	5.60	7.31	4.50	0.62	2.15		0.10	0.20	99.91
169	М-40	49.20	1.38	14.10	3.17	9.58	0.31	7.60	8.10	3.20	0.18	2.75		0.14	0.10	99.81
170	М-41	50.20	1.28	13.40	3.49	8.93	0.22	7.40	1	3.00	0.10	1.68		0.10	0.10	99.90
171	70-1	48.80	0.80	17.90	4.06	5.18	0.19	7.28	8.35	3.16	0.52	3.00		0.10	0.10	99.44
172	70-8	48.60	1.04	13.40	1.50	8.56	0.25	6.70	14.00	3.07	0.12	3.00		0.10	0.10	100.44
Каратерекская свита																
173	0.48	45.44	2.40	14.87	2.81	11.64	0.27	9.76	6.58	2.40	0.50	2.79	0.25		0.29	99.75
174	0.49	47.15	1.68	15.58	3.08	9.22	0.32	5.63	10.20	2.57	1.62	2.29	0.25		0.20	99.54
175	0.55	50.45	1.20	15.22	1.52	7.29	0.13	7.90	6.99	3.90	0.50	4.28	0.11		0.15	99.53
176	1091/1	49.60	1.46	14.70	2.76	8.78	0.30	7.15	9.64	2.78	0.86	1.40	0.20	0.10	0.14	99.67
177	1093/2	47.00	1.86	14.70	1.24	10.78	0.28	7.30	11.10	2.57	1.00	1.51	0.20	0.10	0.16	99.60
178	1093/3	48.60	1.50	14.70	2.88	8.49	0.22	6.30	11.82	2.93	0.34	1.74	0.20	0.10	0.15	99.77
179	1094/8	51.80	1.82	15.10	2.83	6.55	0.20	6.10	7.70	4.70	0.38	2.50	0.20	0.10	0.15	99.93
180	1094/9	45.20	2.00	14.40	3.30	9.00	0.22	5.90	1.26	3.54	0.10	4.43	0.20	0.10	0.20	89.65
181	1094/10	49.50	2.15	13.50	2.26	9.14	0.24	6.10	8.12	2.85	0.45	2.97	0.20	0.10	0.24	99.62
182	1094/11	47.70	1.86	14.70	4.31	7.20	0.16	5.35	10.70	3.70	0.40	3.66	0.20	0.10	0.18	100.02
Ащисуйская свита																
183	6185	50.49	1.49	12.71	4.04	9.29	0.20	6.51	7.79	4.09	0.36	2.37	0.36	0.10	0.10	99.54
184	6034	50.75	1.90	11.21	5.07	10.85	0.20	5.23	7.92	1.93	0.13	3.43	0.32	0.52	0.17	99.31
185	6080	50.11	2.44	14.43	1.94	12.16	0.21	5.53	6.54	3.01	0.38	2.50	0.26	0.06	0.27	99.58
186	6352	52.41	1.50	13.73	3.33	11.67	0.26	4.72	5.83	1.49	0.06	4.35	0.22		0.17	99.52
187	6305	45.00	4.81	12.85	8.92	7.47	0.26	4.59	7.43	4.32	0.81	2.66	0.24		0.57	99.69
188	6320	47.49	2.43	15.17	2.35	9.74	0.21	6.79	8.36	2.73	0.49	3.70	0.16		0.23	99.69
189	6273	48.54	2.31	14.95	5.01	6.02	0.17	6.01	8.10	3.79	0.18	4.14	0.34	0.13	0.25	99.60
190	6275	49.94	2.20	11.45	6.13	4.40	0.14	5.57	10.91	4.88	0.12	3.76	0.23		0.25	99.75
Параллельные дайки																
191	П-90-505	48.70	1.05	14.31	1.10	7.04	0.15	7.12	8.86	4.00	0.54	6.19	0.32		0.32	99.38
192	П-90-510	47.49	0.39	16.75	0.53	6.25	0.13	7.74	9.45	4.29	0.91	5.09	0.26		0.14	99.16
193	П-90-515	49.76	1.11	15.29	0.54	8.83	0.21	7.19	9.71	3.60	0.62	2.25	0.18		0.14	99.25
194	П-90-542	50.52	0.85	13.05	1.04	6.82	0.10	6.22	5.91	2.08	1.34	10.86	0.60		0.24	99.03
195	П-90-543	49.35	1.89	12.31	0.65	10.20	0.19	4.92	8.44	2.97	0.24	7.58	0.30		0.22	98.96
196*	1182/1	52.63	0.32	10.81	1.43	4.81	0.12	8.86	14.75	3.24	0.84	2.76			0.08	100.65
197*	1153/4	49.96	0.44	13.22	1.10	6.47	0.22	11.28	11.10	3.11	0.42	2.10			0.03	99.45
198*	1182/2	51.35	1.40	10.30	5.78	7.76	0.24	6.87	11.97	2.43	0.30	1.08			0.11	99.59
199*	6017/6	48.08	1.13	16.05	5.07	4.67	0.16	6.90	9.93	1.55	0.66	5.88			0.35	100.43
Габбро, ультрамафиты																
200	П91-686/5	52.54	0.33	5.82		7.54	0.12	8.93	21.05	0.38	0.61	1.25	0.08		0.02	98.59
201	Г89-54	45.18	0.43	9.80	1.53	9.08	0.18	17.60	10.47	0.93	0.09	3.89	0.22		0.24	99.63
202	Г89-56	47.79	0.34	17.86	1.28	6.24	0.12	9.34	12.72	1.86	0.09	1.61	0.08		0.30	99.62
203	Г89-59	46.63	0.51	13.90		14.11	0.20	9.26	12.02	1.64	0.14	1.19	0.06		0.22	99.87
204	Г89-79	46.68	1.20	17.19	2.77	7.65	0.17	8.89	9.86	2.37	0.48	1.92	0.10		0.43	99.72
205	120	47.05	1.24	17.86		11.09	0.15	6.22	10.58	2.19	0.90	2.02	0.64		0.32	99.66

Окончание табл.6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
206	122-1	45.50	0.53	20.41	1.29	6.71	0.12	9.07	12.64	0.93	0.41	1.68			0.27	99.62
207	122-2	44.52	0.44	21.28	1.38	6.28	0.10	7.63	11.07	1.23	1.56	3.93	0.06		0.22	99.70
208	122-3	42.03	0.44	12.34	2.53	9.87	0.18	18.27	8.35	0.72	0.31	3.89	0.16	0.43	0.18	99.71
209	122-4	42.31	0.49	12.84	0.57	11.67	0.19	19.24	7.85	0.76	0.31	3.08	0.16		0.20	99.67
210	122-6	44.91	0.35	26.23	0.71	4.63	0.07	5.36	14.12	1.45	0.16	1.31	0.06		0.25	99.62
211	Г90-40	45.98	1.06	11.85	2.00	8.26	0.16	12.86	12.66	1.89	0.80	2.23	0.18		0.07	99.82
212	П90-569	49.32	1.19	14.01	0.06	9.33	0.18	8.16	9.71	1.71	1.69	3.63	0.44		0.49	99.48
213	П91-677	49.13	0.41	14.19		8.62	0.13	8.55	14.02	1.33	0.17	1.87	0.12		0.03	98.46
214	П91-678	48.97	1.19	15.80	1.47	8.83	0.15	5.94	10.16	3.24	1.14	2.31	0.08		0.37	99.57
215	Г90-39	46.43	0.84	11.55	2.14	7.62	0.19	13.21	12.87	1.24	0.80	1.95	0.08		0.29	99.13
216	П90-561	47.02	1.08	11.82	1.11	7.90	0.17	13.55	11.31	1.63	0.80	2.71	0.12		0.23	99.92
217	П90-563	48.17	0.77	8.47	1.31	6.89	0.16	12.69	18.78	0.74	0.17	1.54	0.20		0.23	99.92
218	П91-676/2	41.15	1.68	14.40	3.53	10.66	0.17	7.78	11.92	2.36	1.67	2.51	0.16		0.62	98.45
219	П91-676/3	50.38	0.58	7.04	0.05	7.36	0.14	9.83	21.05	0.38	0.61	1.25	0.08		0.02	98.59
220	Г90-44	48.36	0.35	8.25	0.54	6.18	0.16	16.44	16.68	1.05	0.24	2.63	0.10		0.09	100.97
221	П91-676	41.32	1.52	15.70	3.09	10.15	0.21	7.27	12.36	2.36	1.73	2.60			0.52	98.87
222	П91-676/27	37.21	0.04	4.57	8.73	2.08	0.05	34.07	0.77	0.11		11.93	0.56		0.11	99.67
223	3160	42.11	0.63	7.65	3.02	9.47	0.15	27.8	74.52	0.93	0.61	2.55	0.12		0.16	99.71
224	84	50.29	0.35	14.25	0.29	7.70	0.12	10.49	2.92	3.30	3.75	6.68	0.12	0.09	0.03	100.27
225	5137	45.85	1.00	15.11	0.85	10.5С	0.15	9.06	11.11	2.15	0.55	2.63	0.05	0.07	0.14	99.21
226	151/9*	53.42	1.96	14.50	1.74	3.16	0.12	7.48	8.33	4.46	0.78	3.09			0.03	99.08
227	4587г	45.55	0.35	19.38	2.18	4.28	0.11	8.60	7.83	2.75	1.50	6.93	0.42			99.46
228	4587e	44.78	0.65	16.29	3.36	3.73	0.10	6.05	11.26	2.20	0.45	10.91	0.60			99.78
229	5540	50.51	0.87	14.96	1.72	7.70	0.11	6.88	8.43	2.82	0.95	4.24	0.11	0.07	0.03	99.29
230	5549	46.32	0.35	16.24	1.87	3.60	0.10	8.65	8.95	1.16	3.35	9.48	0.25			100.07
231*	1182/6	49.94	1.40	11.30	3.20	10.12	0.25	7.61	10.76	2.43	0.36	2.04			0.11	99.53
232*	1182/3	52.62	0.40	11.92	1.45	4.95	0.12	8.36	13.96	3.28	1.05	1.40			0.10	99.61
233*	6017/3	49.25	0.93	15.76	2.05	6.97	0.20	9.03	11.16	2.30	0.24	2.20			0.08	100.17
234	1733/1	42.62	0.02	0.55	2.70	4.52	0.10	36.00	0.30			11.52	0.72			98.33
235	70-85	38.73	0.05	0.95	7.11	1.00	0.08	37.40	0.08			12.68	1.27		0.02	98.10
236	2171	43.15	0.50	9.11	1.68	6.85	0.05	16.40	10.80	1.75	0.23	4.65	0.01		0.05	99.26
237	Г78-46	38.04	0.44	4.74	7.73	8.80	0.21	27.34	3.86	0.65	0.30	5.73	0.82			97.84
238	4477	46.80	0.30	17.14	0.82	3.74	0.01	8.20	12.11	2.40	0.60	7.15	0.40	0.07	0.01	99.41
239	16/5	44.25	0.10	26.48	0.05	5.03	0.04	5.10	13.44	2.40	0.50	2.78	0.10	0.10	0.02	100.29
240	15	45.20	0.20	15.88	3.71	5.46	0.14	12.80	11.98	1.30	0.70	2.62		0.10	0.04	100.13
241	16	47.67	0.20	17.87	0.90	2.52	0.1С	9.70	16.38	1.70	0.15	2.52		0.10	0.02	99.77
242	15/1	46.35	0.20	17.75	2.99	4.24	0.12	10.30	13.30	1.70	0.50	2.07			0.10	99.63
243	1006/8	34.95	1.40	12.58	12.44	4.63	0.14	11.05	15.26	1.70	1.20	0.95		0.10	2.99	99.39
244	1006/9	34.70	1.50	12.39	11.51	8.08	0.14	12.10	13.16	1.80	1.20	0.67		0.10	2.30	99.65
245	1006/10	38.76	1.70	12.39	9.79	7.76	0.12	13.80	11.62	1.80	1.40	0.75		0.10	0.05	100.05
246	16/1	38.71	0.15	8.16	6.38	5.07	0.16	28.00	4.72	0.07	0.02	9.05		0.10	0.04	100.65
247	16/2	36.10	0.10	3.36	9.07	3.20	0.18	34.00	1.54	0.05	0.02	11.82		0.10	0.03	99.57
248	117л	55.70	0.81	15.30	1.78	5.08	0.06	6.80	6.40	3.00	2.65	2.32	0.87	0.02	0.12	100.04
249	4216к	49.00	3.20	13.42	7.721	10.68	0.18	3.00	5.24	4.64	0.40	1.55	0.45	0.14	0.72	99.87

Окончание табл.6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
250	3340В	49.98	1.38	17.84	1.95	6.78	0.14	6.45	8.52	3.18	1.81	0.99	0.15	0.11	0.56	99.69
251	5046	48.91	1.75	13.70	2.74	0.60	0.21	6.54	9.20	3.90	0.51	2.50	0.01	0.39	0.21	91.16
252	5069	50.30	1.63	15.28	2.40	7.70	0.11	6.27	9.95	2.95	1.84	0.44	0.01	0.22	0.17	99.32
253	35346	43.16	0.17	5.78	4.33	5.92	0.16	26.30	6.51	0.30	0.10	6.83	0.12	0.04	0.03	99.63
254	3534Г	35.60	2.74	19.60	3.97	11.0E	0.15	9.40	8.64	0.86	0.50	5.78	0.14	0.05	1.38	99.79

Примечание: Обр.1-36 - базальты,спилиты,вариолиты терскейской свиты,северный склон центральной части хр. Терскей -Алатоо; обр.37-107 -базальты,спилиты,гиалобазальты каракаттинской свиты, хр. Каракатты (37-86), хр. Кавак-Тау, р.Каракичи (87-92), хр.Сонкультау, хр.Сусамыр р.Толук (103-107); обр.108-142 - базальты, спилиты,гиалобазальты терекской (+караарчинской) свиты, западная часть Киргизского хребта; обр - 143-158 базальты караторской свиты, хр.Джумгал-Тоо; обр.159-172 - базальты ичкесуйской свиты, южный склон Заилийского хребта, бассейн р.Чон-Кемин; обр.173-182 - метабазальты каратерекской свиты, Срединный Тянь-Шань, Чаткальский хребет; обр.183-190 - базальты ащисуской свиты, Жалаир-Найманская зона; обр.191-199 - диабазы параллельных даек, хр.Кара-Джорго и бассейн р.Кара - Кичи; обр. 200-254 - габбро, ультрамафиты и анортозиты: обр.200-223 - горы Тегерек и северный склон центральной части хр. Терскей-Алатоо, обр 224-237 хр.Каракатты,Сонкультау и долина р.Каракичи, обр.248-254 - восточная часть хр.Терскей-Алатоо,бассейн р.Тургень-Аксу и др. Данные по образцам, обозначенным звездочкой, заимствованы из работы М.Г.Ломизе и др. (1997) остальные - данные автора и геолого-съемочных работ Агенства по геологии и минеральным ресурсам Кыргызской Республики.

Таблица 7. Содержание редких земель и других микроэлементов в вулканитах, породах даек и габброидах офиолитовых комплексов нижнего палеозоя, Северный Тянь-Шань (в г/т)

N п/п	N образца	Rb	Ba	Th	Sr	Nb	Ta	Hf	Zr	Y	Cr	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
1*	233/3	-	-	3.6	-	-	0.35	3.2	-	-	110	5.3	13	2.4	0.73	0.72	1.7	0.26
2*	234/3	-	-	2.8	-	-	0.38	2.3	-	-	200	5.7	14	3.4	0.8	0.88	2.5	0.42
3*	249/3	-	-	1.2	-	-	0.26	3.2	-	-	230	9.1	24	4	1.2	0.89	2.7	0.48
4*	258/3	-	-	1	-	-	0.4	3.9	-	-	240	7.3	17	4.6	1.2	1.4	5.7	0.82
5*	258/8	-	-	3.6	-	-	0.29	1.5	-	-	65	6.2	11	4.4	1.5	1.4	4.1	0.63
6	44-84	1.0	25	1.9	91	2.8	<0.2	12.0	63	22	160	3.7	9.6	2.5	0.90	0.63	2.1	0.38
7	228-8	<0.5	<10	1.1	110	<1.0	<0.2	2.0	33	10	130	2.2	6.0	1.5	0.55	0.37	1.0	0.20
8	239-8	<0.5	23	<10	170	2.4	<0.2	<0.2	44	16	20	3.1	7.7	2.0	0.79	0.53	2.0	0.33
9	141-8	<0.5	110	<10	55	2.7	<0.2	<0.2	61	21	220	4.0	10	2.4	0.95	0.62	2.4	0.41
10	214-8	4.6	270	2.1	300	18	1.0	<0.2	39	13	850	14	23	2.0	0.63	0.31	1.5	0.27
11	217-8	12	120	2.1	240	17	<0.2	3.4	92	45	280	24	44	5.9	1.9	1.1	3.9	0.64
12	239-8	1.9	55	<10	100	2.8	<0.2	<0.2	40	25	120	2.6	5.9	2.0	0.86	0.61	3.0	0.50
13	M-41	0.9	13	<10	120	2.3	<0.2	<0.2	56	25	150	2.7	7.6	2.2	0.93	0.65	2.6	0.45
14	M-19	2.7	120	2.8	370	3.6	<0.2	3.0	96	27	270	8.8	20	3.1	1.2	0.81	3.0	0.46
15	M-12	16	150	1.6	230	2.3	<0.2	2.4	70	26	160	38	61	5.4	1.1	0.65	2.6	0.44
16	M-4	50	230	4.4	350	5.3	<0.2	3.2	98	24	130	12	25	3.0	1.1	0.73	2.6	0.42
17*	137/1	15	120	1.5	126	8	0.1	1	34	17	374	2.1	3.7	1.8	0.64	0.5	1.6	0.27
18*	137/3	17	108	1.4	135	1.5	0.2	0.6	35	17	320	2.2	2.8	1.4	0.66	0.6	1.5	0.28
19*	137/4	16	105	1.5	130	1.2	0.2	0.6	34	18	350	2	3.6	1.7	0.63	0.4	1.4	0.26
20*	142/1	17	12	2.5	139	13	1.4	9.8	197	50	48	36	68	11	3.2	2.1	5.3	1.0
21*	575/7	14	200	3.8	238	10	0.82	6.3	107	27	240	11	20	5.5	1.5	1	2.8	0.44
22*	163/3	11	35	1.1	140	10	0.2	1	21	14	71	1.7	3.1	1.4	0.48	0.38	1.5	0.24
23*	219/3	7	36	2	350	5	0.69	1.6	59	35	130	11	16	4	1.2	0.8	2.5	0.34
24*	65/5	10	52	2	313	16	1	3.8	135	30	229	15	24	4.4	1.6	0.94	2.4	0.37
25*	67/6	7	82	3.1	340	12	1	3.8	140	30	71	14	25	4.5	1.5	0.96	2.5	0.38
26*	1140/16	4.8	49	1.7	340	7.9	1	3	110	27	400	10	22	3.6	1.3	0.86	2.4	0.34
27*	1140/17	3	40	1.5	300	9	1	3	120	30	350	11	21	3.5	1.2	0.84	2.2	0.32
28	177-81	3.9	34	1.6	160	3.7	<2	2.6	83	30	250	3.6	12.0	3.0	0.82	0.79	2.4	0.38
29	213-81	24	300	2.7	291	9.3	<2	2.4	104	21	250	6.7	16	3.4	0.80	0.64	1.4	0.22
30	290-81	8.1	160	2.2	328	13	1.1	3.8	154	25	230	8.3	27	4.8	1.5	1.2	1.8	0.25
31	315-81	19	120	2.6	410	11	0.79	4.3	150	27	140	9.7	27	4.9	1.6	0.58	1.8	0.27
32	99-87	5.1	53	1.1	130	7.0	<0.2	3.8	140	45	300	7.2	19	5.3	1.7	1.3	4.6	0.87
33	103-87	3.0	64	1.5	230	8.5	0.59	5.6	150	36	180	9.5	27	5.5	1.9	1.3	3.5	0.58
34	Г89-48	2.0	29	1.0	110	3.3	<0.2	<2.0	51	20	210	4.2	8.8	2.2	0.74	0.60	2.3	0.39
35	Г89-52	6.1	41	1.4	180	11	<0.2	3.8	130	30	200	11	24	4.4	1.7	0.94	3.1	0.40
36	Г89-53	34	130	1.0	290	4.1	<0.2	3.3	96	35	240	4.7	13	3.4	1.4	0.95	4.1	0.70
37	6034	2.55	126	8.41	332	5.19	2.02	3.36	115	37.6	115	6.1	18.3	3.1	0.7	0.8	3.4	0.4
38	6185	4.80	166	12.2	128	5.90	0.66	2.30	75.9	26.9	91	3.6	9.99	2.6	0.91	0.7	3.1	0.45
39	6352	1.91	25.9	10.6	195	7.34	1.48	2.44	95.9	39.3	8.52	6.83	14.5	2.57	0.98	0.62	2.8	0.43

Окончание табл. 7

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
40	6080	6.62	155	8.32	278	18.8	3.19	4.08	171	36.1	24	14.4	33.5	3.4	0.74	0.88	4.2	0.63
41	6305	24.5	532	5.0	292	44.9	6.56	8.60	345	68.9	24	17.8	51.1	6.4	1.9	0.85	4.2	0.63
42	6320	10.4	251.6	26.3	441	10.2	0.58	2.80	142	33.9	102	8.5	28	5.3	0.64	1.1	4.5	0.69
43	6273	7.18	144	8.24	267	29.9	0.22	3.96	149	31.3	74.1	14.7	32.7	5.14	1.25	0.8	2.19	0.38
44	6275	8.56	95.3	10.1	386	17.1	1.11	3.18	128	25.1	387	10.8	22.3	3.61	1.45	0.51	3.34	0.33
45*	1182/1	35	100	1.3	250	1.0	0.2	0.5	16	20	140	1.5	2.6	1.4	0.5	0.39	1.3	0.22
46*	1153/4	15	52	1.0	180	1.0	0.2	0.5	16	13	42	1.2	2.6	1.2	0.5	0.5	1.5	0.24
47*	1182/2	11	35	1.0	100	2.6	0.2	2	69	31	91	3.6	6.6	3.1	1.1	1.0	3.0	0.47
48*	6017/6	8	19	6.7	910	9.2	0.4	2.6	120	26	100	25	35	6.3	1.3	1.4	2.6	0.4
49*	1182/6	14	35	0.6	170	3.7	0.3	2.5	76	34	89	5.2	9.2	3.5	1.1	0.98	3.2	0.5
50*	1182/3	60	18	2.1	450	3.3	0.3	3	70	11	49	11	18	2	0.9	0.45	1.8	0.26
51*	151/9	-	-	1.3	-	-	1.5	2.8	-	-	25	8.2	20	2.3	0.75	0.57	1.7	0.28
52*	6017/3	8	64	1.2	290	2.5	0.4	1.3	64	20	250	2.9	7.8	2.2	0.76	0.56	1.8	0.28
53	31-82	7.7	21	1.0	190	1.0	0.2	2.0	8	6.2	1000	0.64	1.8	0.58	0.21	0.16	0.72	0.13
54	50-84	4.3	31	1.0	150	1.0	0.2	2.0	10	8.9	200	0.77	2.2	0.89	0.32	0.23	1.0	0.19
55	51-84	3.0	62	4.3	160	47	4.0	2.4	82	22	5	20	44	4.9	1.5	0.84	2.1	0.32
56	122-1	15	170	1.4	520	2.1	0.2	2.0	17	7.2	420	7.0	14	1.6	0.77	0.28	0.75	0.11
57	122-4	10	130	1.8	330	1.4	0.2	2.0	20	6.2	380	5.3	11	1.3	0.51	0.21	0.64	0.10
58	115	0.5	10	1.0	10	1.0	0.2	2.0	10	1.0	2500	0.64	1.3	0.12	0.04	0.03	0.07	0.10
59	122-6	4.7	130	1.0	740	1.0	0.2	2.0	10	3.1	260	5.1	10	1.0	0.76	0.16	0.42	0.06
60	122-2	70	350	1.0	470	1.3	0.2	2.0	10	7.4	370	5.0	8.8	1.5	0.52	0.22	0.66	0.10
61	122-3	12	84	2.0	320	1.1	0.2	2.0	18	5.5	340	4.8	8.7	1.3	0.51	0.22	0.62	0.10
62	Г89-54	1.8	10	1.0	67	1.2	0.2	2.0	15	8.8	670	1.9	4.2	1.3	0.47	0.26	0.58	0.10
63	Г89-56	2.6	31	1.7	450	1.0	0.2	2.0	10	9.6	411	0.96	2.5	0.66	0.43	0.17	0.42	0.08

Примечание. Обр.1-44 - базальты: 1-12 - терекской и караарчинской свит, западная часть Кыргызского хребта; 13-16 - ичкесуйской свиты, южный склон Заилийского хребта; 17-31 - каракаттинской свиты, хребты Каракатты, Сусамырский, р.Каракичи; 32-36 - терекской свиты, хр.Терекской Ала-Тоо; 37-44 - ацисуйской свиты, южная часть Джалаир-Найманской зоны (данные, представленные К.В.Селиверстовым); 45-48 - диабазы параллельных даек; 49-63 - габброиды, пироксениты (обр.62). Данные по образцам, обозначенным звездочкой, заимствованы из работы М.Г.Ломизе и др. (1997), остальные - данные автора по результатам анализов, выполненных в Бронницкой ядерно-физической лаборатории ИМГРЭ (г.Москва). Содержания элементов даны в г/т.

Таблица 8. Содержание петрогенных окислов в породах энзиматической островной дуги кембрия-раннего ордовика, Северный Тянь-Шань (в вес.%)

N п/п	N образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП	H ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1	1161a	50.05	0.32	13.54	3.95	4.77	0.12	6.00	10.76	4.76	0.20	5.13	0.21	0.07	0.07	99.74
2	1161e	50.87	0.65	13.32	1.35	8.11	0.12	4.78	7.78	4.00	0.17	8.23	0.05	0.07	0.09	99.54
3	1161л	52.80	0.38	13.40	1.31	5.72	0.13	6.64	9.35	5.35	0.14	4.40	0.11	0.03	0.05	99.70
4	1161o	56.17	0.64	14.83	1.65	8.03	0.12	6.10	4.14	4.50	0.16	3.28	0.11	0.02	0.07	99.71
5	1161м	51.63	0.50	13.54	6.52	3.18	0.09	3.89	8.07	5.52	0.68	6.41	0.10	0.02	0.06	100.11
6	1162г	45.10	0.37	13.83	1.53	6.53	0.16	5.98	15.01	3.70	0.20	7.31	0.07	0.13	0.05	99.90
7	1162д	50.18	0.70	15.06	3.05	5.96	0.12	4.08	8.92	4.92	0.28	6.14	0.06	0.05	0.08	99.54
8	1162ж	49.41	0.82	15.44	1.53	8.09	0.17	7.18	6.66	4.70	0.14	5.33	0.13	0.02	0.07	99.56
9	1162м	47.94	0.70	15.83	1.90	8.46	0.18	6.44	5.90	4.62	0.16	7.65	0.22	0.06	0.06	99.90
10	1162н	52.31	0.70	15.06	4.00	4.94	0.10	4.79	5.10	4.60	0.10	5.09		4.20	0.07	101.06
11	1162р	44.91	0.50	13.05	3.42	5.78	0.16	7.47	13.70	3.32	0.13	6.84	0.23	0.04	0.06	99.38
12	4298	48.23	0.45	12.96	0.10	11.2	0.18	11.69	6.68	3.50	0.10	4.03	0.05	0.03	0.04	99.19
13	42987a	52.00	0.55	16.97	2.00	7.21	0.15	5.94	6.67	4.33	0.33	3.79	0.13	0.03	0.06	100.03
14	4298б	44.50	0.50	13.89	1.41	6.79	0.18	5.12	14.27	3.90	0.25	8.30	0.05	0.02	0.04	99.17
15	4298к	47.19	0.39	13.33	0.01	6.24	0.14	6.22	11.86	4.95	0.25	8.67	0.05	0.01	0.04	99.30
16	4298л	53.22	0.53	15.21	2.00	7.96	0.16	5.97	7.61	4.20	0.64	1.80	0.11	0.02	0.05	99.37
17	Г78-229	48.15	0.21	10.66	1.28	3.95	0.12	5.76	21.66	2.35	0.14	2.39	0.16			96.67
18	Г78-290	46.30	0.41	13.55	2.10	8.69	0.20	10.42	10.50	2.66	0.17	5.50	0.32			100.50
19	819	46.39	0.35	12.12	2.38	6.86	0.17	10.10	10.53	1.79	2.24	7.02			0.05	100.0
20	820	44.48	0.37	10.84	2.29	5.67	0.14	8.62	14.13	3.72	0.20	9.40			0.05	99.91
21	2442/2	56.15	0.62	14.72	2.43	5.92	0.09	4.09	4.38	6.72	0.17	4.84			0.05	100.18
22	107А/82	49.03	0.41	15.12	3.21	7.70	0.16	7.94	7.67	4.65	0.19	3.97			0.06	100.08
23	107Б/82	49.40	0.34	15.93	3.21	7.70	0.10	6.53	7.96	4.65	0.15	4.19			0.08	100.24
24	200/78	51.16	0.29	9.72	1.19	4.78	0.13	4.79	14.97	3.47	0.13	9.36				99.99
25	203/78	51.28	0.37	13.46	1.16	5.74	0.13	7.55	6.93	4.75	0.10	8.59				100.06
26	205/78	53.57	0.35	13.95	1.74	4.42	0.13	7.20	8.23	5.60	0.21	3.99				99.39
27	206/78	46.64	0.38	12.44	2.43	7.40	0.17	12.20	10.70	2.20	0.21	5.29				100.06
28	283/78	49.77	0.24	17.01	3.77	4.20	0.14	7.72	10.14	3.82	0.34	2.86				100.01
29	819a	51.60	0.40	11.10	0.54	8.78	0.18	9.70	9.00	3.60	0.44	4.40		0.12	0.10	99.96
30	819/1	52.50	0.40	11.80	1.25	8.14	0.18	9.70	8.00	3.70	0.44	3.98		0.13	0.10	100.32
31	P51/12	57.00	0.33	11.00	1.70	6.34	0.10	7.05	9.15	3.20	0.20	3.64		0.24	0.10	100.05
32	P51/13	46.60	0.41	13.80	4.15	0.42	0.22	10.90	8.40	0.70	0.90	4.61		0.12	0.10	91.33
33	1436	47.91	0.33	11.38	2.16	4.90	0.14	6.59	12.70	4.50		9.67				100.28
34	1436/2	50.96	0.39	14.71	3.12	5.69	0.16	7.55	10.69	3.94	0.19	3.75				101.15
35	1439	49.51	0.45	14.39	3.88	4.97	0.19	7.81	14.97	1.51		3.08			0.05	100.81
36	42/84	48.49	0.44	13.79	1.24	9.12	0.27	8.91	8.44	3.49	0.28	5.18			0.09	99.74
37	4056д	50.26	0.50	13.70	2.45	8.61	0.18	8.36	9.78	1.80	0.30	3.46	0.15	0.03	0.40	99.83
38	3534	47.56	0.62	14.02	2.51	6.68	0.16	11.84	9.21	2.34	0.40	4.43	0.02	0.03	0.08	99.88

Окончание табл.8

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
39	M-60/4**	50.08	0.40	13.00	2.05	6.62	0.16	11.80	9.30	1.70	0.30	4.00		0.10	0.10	99.61
40	M-60/5**	49.10	0.50	15.00	3.93	7.27	0.18	8.00	9.90	2.60	0.10	3.88		0.10	0.10	100.66
41	M-60/6**	54.80	0.75	15.00	3.35	8.42	0.22	5.50	4.30	4.40	0.10	2.73		0.01	0.12	99.70
42	M-60/7**	52.70	0.58	16.40	3.37	5.98	0.18	5.50	8.60	2.60	0.35	3.70		0.10	0.10	100.16
43	M-60/8**	52.40	0.50	15.00	2.81	6.48	0.20	7.80	10.30	1.90	0.30	2.88		0.10	0.10	100.77
44	44014	51.00	0.70	16.60	1.76	7.20	0.15	6.25	7.14	2.74	0.13	5.38		0.29	0.10	99.44
45	44023	50.40	0.76	17.70	2.95	7.70	0.17	4.68	7.00	3.30	0.20	4.11		0.10	0.15	99.22
46	715301	48.00	0.46	10.90	4.02	5.62	0.16	13.00	8.90	1.50	0.68	3.47		3.67	0.10	100.48
47	4216с	46.63	1.28	15.01	2.25	8.05	0.17	5.21	7.13	4.10	1.30	7.92	0.05	0.01	0.38	99.44
48	42186	47.66	1.45	17.60	2.74	5.54	0.11	7.06	7.70	3.35	1.55	3.96	0.14	0.01	0.56	99.29
49	4218у	48.18	1.22	16.38	1.05	7.70	0.10	5.33	6.30	3.01	2.08	7.32	0.15	0.07	0.28	99.02
50	4218к	51.13	1.35	15.16	2.68	7.59	0.16	6.35	5.88	3.35	1.25	4.20	0.20	0.08	0.31	99.49
51	4218р	49.30	1.40	13.48	1.60	7.84	0.18	6.60	10.81	4.00	0.20	4.15	0.12	0.18	0.11	99.85
52	4218у	48.85	1.30	13.68	2.86	2.96	0.18	8.82	8.46	2.90	1.20	3.63	0.18	0.04	0.22	95.10
53	4218х	50.08	1.10	14.17	0.49	7.35	0.07	6.53	7.56	3.89	0.75	7.61	0.18	0.09	0.30	99.99
54	4218ю	43.97	0.95	13.89	0.01	7.04	0.13	5.03	12.07	4.40	0.30	11.40	0.05	0.13	0.07	99.39
55	4219д	49.91	1.65	13.83	3.06	9.25	0.18	3.57	10.45	3.35	0.45	3.10	0.15	0.09	0.09	98.98
56	79-87*	45.40	1.88	18.75	0.01	10.75	0.54	2.82	9.19	3.06	0.92	6.26			0.25	99.83
57	79-5	51.40	1.15	13.25	1.46	7.70	0.16	9.07	8.00	3.50	1.10	2.99		0.09	0.31	100.18
58	1162/Г	45.10	0.37	13.83	1.53	6.52	0.16	5.98	15.01	3.70	0.20	7.38		0.13	0.05	99.96
59	1162/Л	50.18	0.70	15.06	3.05	5.96	0.12	4.08	8.92	4.92	0.28	6.20		0.05	0.08	99.60
60	1162/Я	49.41	0.82	15.44	1.53	8.09	0.17	7.18	6.66	4.70	0.14	5.46		0.02	0.07	99.69
61	1162/М	47.94	0.70	15.83	1.90	8.46	0.18	6.44	5.90	4.62	0.16	7.87		0.06	0.06	100.12
62	1162/Н	52.31	0.70	15.06	4.00	4.94	0.10	4.79	5.10	4.60	0.10	5.09		4.20	0.07	101.06
63	1162/Р	44.91	0.50	13.05	3.42	5.78	0.16	7.47	13.70	3.32	0.13	7.07		0.04	0.06	99.61
64	4298/Л	53.22	0.53	15.21	2.00	7.96	0.16	5.97	7.61	4.20	0.64	1.91		0.02	0.05	99.48
65	813/1	58.13	0.31	15.20	1.72	6.01	0.12	4.42	4.77	4.89	0.10	4.47			0.05	100.19
66	814	52.10	0.33	11.66	2.35	5.58	0.12	11.41	8.34	2.14	0.04	6.01			0.05	100.13
67	814а	47.90	0.44	14.00	1.87	6.12	0.15	8.05	12.60	3.60	0.38	5.26		0.10	0.10	100.57
68	814/1	48.50	0.43	13.75	1.44	6.70	0.18	9.00	1	3.70	0.50	5.00		0.10	0.10	99.40
69	4479	50.76	0.82	15.35	3.32	5.81	0.16	7.83	7.85	4.42	0.10	3.48				99.90
70	397	57.30	0.60	17.75	2.66	4.00	0.10	2.35	4.35	6.95	0.14	3.12		0.10	0.10	99.52
71	401/2а	70.20	0.58	12.50	2.40	3.24	0.10	1.40	2.35	5.15	0.28	1.06		0.10	0.17	99.53
72	442/3	51.40	0.55	17.25	1.49	4.97	0.11	4.75	5.15	6.35	0.15	7.03		0.10	0.10	99.40
73	205/4	59.70	0.38	15.40	2.49	4.97	0.13	3.77	5.45	3.35	0.40	3.20		0.10	0.10	99.44
74	205/5	62.50	0.34	15.10	1.09	5.33	0.12	2.90	6.10	3.10	0.10	3.28		0.10	0.10	100.16
75	4593ф	49.12	1.10	17.69	2.85	6.71	0.12	6.50	4.32	4.61	1.01	5.05	0.14	0.01	0.28	99.37
76	4594	49.00	0.90	18.41	3.06	5.70	0.07	5.70	4.57	5.80	1.00	5.25	0.10	0.08	0.26	99.80
77	4604Н	48.30	1.00	17.67	3.52	6.49	0.14	6.00	7.20	4.00	2.00	3.00	0.10	0.05	0.40	99.77

Окончание табл.8

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
78	4604с	56.40	0.90	18.60	1.55	4.10	0.10	2.40	5.23	6.40	1.85	2.10	0.13	0.08	0.40	100.11
79	4605д	50.05	1.05	17.84	3.04	5.93	0.12	4.80	7.73	4.50	1.65	2.55	0.08	0.03	0.40	99.69
80	5136г	49.26	0.89	16.41	2.00	6.44	0.15	5.46	10.43	2.80	0.25	2.68	0.05	0.02	0.05	96.84
81	200-79	49.15	1.72	10.94	2.33	7.77	0.19	5.14	6.45	2.22	0.12	13.77	0.34			99.80
82	277-81	49.50	0.85	17.88	1.47	7.00	0.10	4.39	9.46	3.60	1.58	3.13	0.18		0.50	99.46
83	2274/4	46.64	1.65	16.71	3.38	7.20	0.16	6.56	11.82	2.10	0.50	2.80	0.07		0.12	99.64
84	2877/4	46.66	0.70	8.30	3.57	7.45	0.20	11.41	14.82	1.85	1.10	2.99	0.10		0.24	99.35
85	2876/8	50.72	1.10	13.10	4.35	6.39	0.19	8.16	9.01	2.50	1.00	2.44	0.05		0.26	99.22
86	4593ф	49.12	1.10	17.64	2.85	6.71	0.12	6.50	4.32	4.61	1.01	4.92	0.14		0.28	99.18
87	4594	49.00	0.90	18.41	3.06	5.70	0.07	5.70	4.57	5.80	1.00	5.23	0.10		0.26	99.70
88	4604-н	48.30	1.00	17.67	3.52	6.49	0.14	6.00	7.20	4.00	2.00	2.95	0.10		0.40	99.67
89	4604-ц	56.40	0.90	18.60	1.55	4.10	0.10	2.40	5.23	6.40	1.85	2.05	0.13		0.40	99.98
90	4605-д	50.05	1.05	17.84	3.04	5.93	0.12	4.80	7.73	4.50	1.65	2.50	0.08		0.40	99.61
91	5136-г	49.26	0.89	16.41	2.00	6.44	0.15	5.46	10.43	2.80	0.25	2.68	0.05		0.05	96.82
92	Г78-302	57.15	0.57	18.49	1.69	3.77	0.09	3.76	4.52	5.12	0.76	5.17	0.04			101.09
93	Ф139-79	56.83	2.06	13.07	4.41	7.40	0.10	3.12	4.58	4.28	0.14	3.83	0.16			99.82
94	К83-75	50.52	0.23	12.06	0.52	7.64	0.13	8.05	9.53	3.90	0.39	6.43	0.14		0.12	99.52
95	К83-8	60.53	0.29	12.60	1.45	3.20	0.09	2.45	6.86	4.50	1.01	6.40	0.14		0.09	99.47
96	К83-14	57.23	0.38	14.73	0.74	6.18	0.14	6.13	4.56	3.75	0.40	4.69	0.06		0.06	98.99
97	Г78-220	56.60	0.52	15.22	2.14	4.13	0.13	6.44	6.75	3.36	0.33	5.39				101.01
98	Г78-216	50.22	0.93	15.84	2.21	6.25	0.13	3.68	9.31	3.92	0.31	8.59	0.04			101.39
99	Г78-39	47.17	0.75	11.50	1.58	7.72	0.17	6.59	11.97	2.47	0.16	10.95	0.16			101.03
100	Г-90-11	51.53	0.20	13.95	1.31	7.26	0.15	8.29	8.86	3.37	0.28	4.91	0.12			100.11
101	П-90-536	57.09	1.18	14.59	0.84	5.24	0.09	4.25	5.28	4.62	1.09	5.52	0.26		0.12	99.91
102*	6052/1	55.47	0.32	17.11	3.31	5.32	0.13	5.77	5.23	3.51	0.60	3.26			0.07	100.10
103*	88/2	51.60	0.69	12.70	3.39	5.61	0.17	7.40	10.30	1.10	3.10	3.51			0.42	99.99
104*	88/7	46.00	0.80	12.70	3.45	6.82	0.17	7.50	11.40	1.50	2.90	5.21			0.55	99.00
105*	1134/2	47.18	0.81	17.76	4.28	6.68	0.24	7.36	6.77	3.38	1.38	4.26			0.22	100.32
106*	1134/5	53.52	0.65	15.19	2.19	7.47	0.20	7.18	4.16	2.57	2.16	4.32			0.21	99.82
107*	1137/7	50.14	0.69	16.14	3.88	5.17	0.22	6.49	5.55	4.19	1.92	4.76			0.23	99.38
108*	6092/2	57.73	0.54	16.52	3.33	3.64	0.12	4.32	3.82	7.42	0.60	1.99			0.18	100.21
109*	186/7	48.63	0.70	13.08	2.48	5.10	0.16	7.23	9.37	1.01	2.52	8.97			0.29	99.54
110*	188/4	49.76	0.12	16.39	4.09	6.68	0.20	5.11	6.07	2.16	6.24	2.78			0.51	100.11

Примечание. Обр. 1-36 - бельтепшинская свита, хр.Капкатас: базальты, спилиты; обр.37-46 - ашутурукская свита, вост.часть хр.Терской Алатао: базальты, спилиты; обр.47-57 - тургенъаксуйская свита, вост.часть хр.Терской Алатао, р.Тургенъ-Аксу: базальты, спилиты; обр.58-74 -султансаринская свита, хр.Капкатас: базальты, спилиты, андезиты, андезито-дациты; обр. 75-110 - чолойская свита, хр.Каракатты: базальты, андезито-базальты, андезиты. Номера образцов, обозначенные звездочкой - данные М.Г.Ломизе и др. (1997), остальные по данным автора и геологосъемочных работ Агентства по геологии и минеральным ресурсам Кыргызской Республики.

Таблица 9. Содержание редких земель и других микроэлементов в вулканитах энсиматических и энсиалических островных дуг раннего палеозоя, Северный Тянь-Шань (в г/т)

N п/п	N образца	Rb	Ba	Th	Sr	Nb	Ta	Hf	Zr	Y	Cr	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
1*	1326/1	10	670	0.5	220	1.0	0.07	0.59	47	17	340	3.5	7.6	1.9	0.54	0.49	2.1	0.33
2*	1326/2	1.4	29	0.5	510	1.4	0.03	1.01	57	17	290	3.1	7.9	1.9	0.54	0.48	1.9	0.3
3*	1327/2	12	89	0.5	220	1.6	0.24	0.71	43	13	170	4.2	9.5	1.9	0.6	0.39	1.5	0.24
4	107-82	1.8	96	1.4	180	1.0	0.2	2.0	27	11	370	1.5	6.5	1.3	0.43	0.32	1.1	0.18
5	42-84	1.1	64	1.0	160	1.0	0.2	2.0	22	12	920	2.6	4.4	1.2	0.33	0.24	1.4	0.25
6	120-87	3.3	240	1.2	190	8.7	0.2	2.0	79	23	290	7.0	16	3.4	1.1	0.75	2.3	0.40
7*	38/2	120	820	6.3	420	4.1	0.6	1.5	58	18	200	15	22	3.9	0.85	0.4	1.3	0.17
8*	88/7	126	550	6	589	3	0.6	1.5	86	20	158	14	20	3.7	0.8	0.38	1.2	0.16
9*	1134/2	47	460	3	590	2.1	0.16	1.6	59	22	130	11	22	3.2	0.95	0.55	2.2	0.34
10*	1134/5	90	400	2.9	270	1.7	0.2	1.5	47	16	180	11	21	3.2	0.79	0.61	2	0.32
11*	1134/7	90	400	2.7	350	2	0.2	1.3	47	15	100	9.8	24	2.8	0.79	0.64	2.3	0.38
12*	6092/2	89	58	3	340	4.5	0.22	2	84	13	82	9.7	21	2.5	0.75	0.41	1.2	0.17
13*	186/7	-	-	9.1	-	-	0.61	3.1	-	-	240	25	39	5.3	1.1	0.92	3.1	0.51
14*	188/4	-	-	7.9	-	-	0.2	4.4	-	-	37	19	35	4.3	1.2	0.8	2.1	0.43
15*	6052/1	9	380	1.8	380	1.7	0.4	1.7	45	12	66	7.3	1.5	2	0.47	0.36	1.5	0.25
16*	571/4	73	1070	21	677	10	0.29	3.2	112	36	31	39	78	4.7	1.5	0.69	1.8	0.27
17*	571/1	119	420	7.7	842	14	0.32	2.5	151	34	88	25	50	5.3	1.2	0.89	2.3	0.33
18*	146/12	62	970	25	740	20	1.3	11	400	24	200	92	170	16	3.3	1.7	2.1	0.24
19*	146/13	95	1015	20	1030	17	1.2	9	351	63	175	90	165	15	3.2	1.6	2	0.22
20*	146/14	120	960	22	2386	19	1.5	8	427	86	137	95	155	10	2.9	1.1	1	0.14
21*	146/15	93	1046	24	1025	18	0.9	10	349	64	178	91	160	14	3.1	1.5	1.9	0.23
22*	146/16	123	950	15	2358	20	0.63	7.6	430	85	200	94	150	11	3	1.2	1.1	0.15
23*	299/1	57	910	1.5	580	7.7	0.4	2.9	150	25	340	23	31	5.4	1.1	0.94	2	0.3
24*	299/5	66	870	3.4	490	7.7	0.4	3.1	150	26	490	23	37	5.5	1.2	0.91	1.7	0.24
25*	300/1	80	900	1	450	7.5	0.4	2.9	140	26	460	24	36	5.5	1	1.1	2	0.3
26*	301/2	24	240	1.1	560	3.7	0.4	2.2	82	24	120	11	25	3.4	0.96	0.62	2.2	0.25
27*	192/2	110	900	3.6	570	12	0.56	3.6	140	24	340	33	58	7.2	1.6	0.92	2.5	0.42
28*	193/1	130	870	5.5	490	17	1	5.5	220	33	41	43	79	9.1	1.7	1.4	3.5	0.6
29*	195/3	88	660	6.3	540	15	1.1	6.3	230	35	30	42	88	8.5	1.7	1.3	3.5	0.46
30	56-71б	-	220	-	210	-	0.2	2.0	41	-	220	5.0	11	2.2	0.67	0.57	2.0	0.33
31	56-36В	-	730	-	390	-	0.2	5.7	200	-	50	25	49	5.1	0.79	0.82	2.8	0.45
32	56-36	-	420	-	410	-	0.2	4.5	110	-	43	18	33	3.9	1.2	0.70	2.2	0.40
33	75-1	120	1300	16	280	15	1.0	9.5	310	21	38	3.6	8.4	2.5	1.1	0.74	2.9	0.49
34	78-12	52	220	1.7	3000	1.2	0.2	2.0	600	17	340	8.5	18	2.0	0.57	0.46	2.1	0.34
35	M-60-4	4.4	87	1.3	190	1.0	0.2	2.0	29	13	900	4.3	10	1.5	0.53	0.33	1.7	0.26
36	M-57-1	57	380	5.8	680	9.2	0.2	4.9	140	16	150	22	40	4.5	1.1	0.59	1.8	0.29
37	M-57	15	190	1.6	290	1.0	0.2	2.0	10	11	560	3.7	7.6	1.1	0.35	0.24	1.5	0.25
38	M-53	13	340	4.1	620	5.4	0.2	2.2	68	15	94	12	24	2.8	0.96	0.48	1.6	0.23
39	M-52-3	51	510	15	620	12	0.2	6.3	200	28	140	40	82	7.1	1.7	1.0	3.0	0.42
40	M-52-1	15	310	5.8	670	4.5	0.2	2.0	85	19	110	15	33	3.4	1.1	0.65	1.9	0.31

Примечание: Образцы 1-17 - базальты, андезиты-базальты, андезиты кембрийско-раннеордовикской энсиматической островной дуги: обр.1-5 из бельтепшинской, обр. 6 - из аштурукской и обр. 7-17 - из чолойской свит. Обр. 18-40 - - базальты, трахибазальты, андезиты, грахиандезиты среднеордовикских энсалических островных дуг: обр. 18-22 - из толукской, обр. 23-26 – из токайлинской, обр. 27-29 - из айкольской, обр.30-40 – из койсуйской и таранчибулакской свит. Данные по образцам, обозначенным звездочкой, заимствованы из работы М.Г. Ломизе и др. [1997), остальные – данные автора по результатам анализов, выполненных в Бронницкой ядерно-физической лаборатории ИМГРЭ (г.Москва). Содержания элементов даны в г/т.

Таблица 10. Содержание петрогенных окислов в породах нижнеордовикского островодужного диорит-тоналитового комплекса, Северный Тянь-Шань (в вес.%)

N п/п	N образца	SiO ₂	TO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП	H ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	Сумма
1	3526	59.30	0.84	17.35	1.72	3.92	0.07	1.84	4.32	3.88	3.85	2.02	0.15	0.11	0.36	99.58
2	3527б	54.52	0.99	19.13	2.63	3.93	0.03	1.72	4.89	4.20	3.70	3.24	0.06	0.12	0.39	99.49
3	3527в	58.95	0.90	18.22	1.95	3.74	0.08	1.96	4.76	4.30	3.25	1.00	0.05	0.11	0.30	99.52
4	3532в	61.87	0.75	17.23	1.37	3.63	0.05	1.52	2.40	4.51	4.19	1.66	0.17	0.07	0.25	99.50
5	3534к	67.00	0.37	15.63	0.58	2.64	0.05	1.59	2.27	4.00	3.60	1.87	0.14	0.05	0.15	99.80
6	4042ат	57.80	0.60	18.49	2.54	4.00	0.16	2.92	5.08	4.64	1.80	2.00	0.12	0.01	0.14	100.18
7	4072	61.74	0.59	16.06	1.59	3.23	0.11	2.52	4.86	4.17	2.17	2.34	0.11	0.04	0.20	99.62
8	7123	68.00	0.58	13.00	1.23	2.95	0.10	1.40	1.76	2.30	4.84	2.26	0.00	0.62	0.18	99.22
9	1628073	61.70	0.58	15.90	2.10	3.96	0.12	2.80	3.60	4.68	2.28	1.93	0.00	0.10	0.15	99.90
10	1628	61.00	0.58	16.40	1.36	3.73	0.10	3.10	4.34	4.00	2.00	3.00	0.00	0.10	0.16	99.87
11	77-87Ж	61.14	0.48	17.75	2.78	3.22	0.39	2.01	4.37	3.86	2.42	0.87	0.00	0.00	0.13	99.42
12	91в	67.50	0.30	16.22	1.23	2.49	0.11	1.10	3.36	4.50	1.25	1.90	0.25	0.03	0.10	100.09
13	92	60.75	0.60	16.84	2.00	3.93	0.11	2.12	5.16	4.05	1.88	1.73	0.07	0.07	0.12	99.36
14	537	55.55	0.70	18.45	3.00	4.31	0.17	3.25	6.02	4.10	1.10	2.45	0.20	0.08	0.18	99.36
15	5547в	63.90	0.45	16.40	1.37	3.42	0.09	2.35	3.92	4.80	1.45	0.95	0.16	0.07	0.12	99.29
16	419	65.44	0.46	14.96	1.71	3.11	0.10	2.48	4.31	3.75	1.59	1.30	0.14	0.00	0.12	99.33
17	420	60.40	0.84	15.63	2.95	2.79	0.12	4.38	2.57	3.35	3.95	2.34	0.00	0.00	0.00	99.32
18	421	56.04	0.76	16.49	2.52	3.75	0.13	7.68	5.33	1.44	2.98	2.46	0.42	0.00	0.15	99.73
19	432	66.10	0.40	0.16	1.00	3.27	0.09	3.09	2.37	4.54	1.08	2.88	0.16	0.00	0.00	84.98
20	433	64.89	0.34	18.24	2.05	3.01	0.15	2.84	3.76	2.70	1.06	1.97	0.20	0.00	0.00	101.01
21	435	65.27	0.43	15.56	4.39	2.97	0.07	2.90	3.24	0.90	0.12	3.46	0.10	0.00	0.00	99.31
22	436	67.70	0.33	15.28	3.37	3.05	0.15	3.49	3.19	2.50	0.90	1.91	0.10	0.00	0.00	101.87
23	437	68.40	0.35	15.50	1.64	2.40	0.04	1.04	3.14	4.64	1.85	0.38	0.00	0.00	0.00	99.38

Примечание. Обр.1-11 - диориты, кварцевые диориты, тоналиты минторского комплекса, Каракырский и Турукский массивы, вост. часть хр.Терской Алатао; обр.12-23 - диориты, кварцевые диориты, тоналиты ногайсайского комплекса, хр.Сонкультау, зап. часть Киргизского хребта. Данные автора и геолого-съемочных работ Агентства по геологии и минеральным ресурсам Кыргызской Республики.

Таблица 11. Содержание редких земель и других микроэлементов в породах нижнеордовикского островодужного, диорит-тоналитового комплекса, Северный Тянь-Шань (в г/т)

N п/п	N образца	Rb	Ba	Th	Sr	Nb	Ta	Hf	Zr	Y	Cr	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
1	Г81-71	40	770	8.0	470	5.7	0.2	2.1	110	17	27	19	30	4.5	0.56	0.6	2.1	0.32
2	77-87	52	1200	3.5	540	4.8	0.46	2.8	110	13	73	11	21	2.5	0.71	0.38	1.4	0.23
3	Г78-75	34	320	3.2	480	4.5	0.48	2.4	79	8.5	27	14	20	2.5	0.57	0.45	0.92	0.14
4	Г78-77	28	150	3.9	320	4.9	0.34	6.7	86	7.2	56	12	18	2.3	0.48	0.47	0.74	0.13
5	Г77-108	240	530	50	130	19	1.9	7.6	240	20	48	80	150	5.7	0.79	0.9	2.40	0.4
6	34-87	260	620	54	160	25	2.0	9.1	310	32	89	120	200	14	0.85	2.1	4.0	0.6
7	П90-540	24	900	3.0	430	4.2	0.32	2.9	120	11	70	9.6	18	2.1	0.64	0.33	0.93	0.17

Примечание. Обр. 1-2 - кварцевый диорит и тоналит минторского комплекса, Турукский и Минторский массивы, вост. часть Терской Алатао; обр.3-7 - кварцевые диориты и тоналиты сонкультаусского комплекса, массивы Сонкуль-тоо, Цонускудук, Сарыбулак, хр.Сонкультоо и Терской Алатао. Анализы выполнены в Бронницкой ядерно-физической лаборатории ИМГРЭ г.Москва).

Таблица 12. Содержание петрогенных окислов в породах нижнеордовикского коллизионного гранитоидного комплекса, Северный Тянь-Шань (в вес. %)

N п/п	N образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП	H ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1	7037a	62.96	0.60	15.06	1.06	3.26	0.08	2.70	4.29	3.86	3.10	2.33	0.23	0.01	0.28	99.59
2	7039a	64.74	0.50	15.07	1.08	3.45	0.07	2.07	4.15	4.00	3.00	1.19	0.10	0.02	0.23	99.57
3	3939	65.04	0.50	14.72	1.61	2.66	0.07	2.21	4.14	3.86	3.60	0.99	0.15	0.01	0.28	99.69
4	2816	64.34	0.60	14.35	0.82	4.34	0.09	2.26	4.39	2.88	4.52	0.95	0.26	0.02	0.23	99.79
5	3877Г	65.20	0.75	15.17	1.45	3.75	0.11	1.40	2.76	4.60	3.86	0.40	0.15	0.01	0.18	99.64
6	352	65.68	0.45	16.27	1.27	2.90	0.07	1.00	3.86	4.92	2.28	0.76	0.10	0.02	0.16	99.64
7	AB107	52.10	1.00	16.28	2.76	6.62	0.14	4.44	8.18	3.10	3.86	1.33	0.20			99.81
8	286	65.64	0.50	14.62	2.09	3.18	0.06	1.74	3.36	3.56	3.34	1.93	0.11	0.01	0.10	100.13
9	3493	65.70	0.55	15.70	0.73	2.98	0.05	2.18	3.54	3.18	3.48	0.92	0.12	0.02	0.11	99.14
10	ср. по 3	57.81	0.90	17.66	1.90	5.04	0.09	2.63	5.81	3.17	3.66					98.75
11	XIV	67.86	0.60	14.01	1.92	3.09	0.05	1.60	2.93	3.10	3.50					98.66
12	XIII	66.88	0.60	14.16	0.94	3.59	0.05	1.92	1.68	3.32	4.10					97.24
13	1577	61.98	0.88	17.03	1.23	4.24	0.07	1.50	3.78	3.80	4.30	0.81	0.10		0.28	99.90
14	1394	60.50	0.82	17.52	1.47	4.58	0.10	1.41	3.48	4.60	5.60	0.44		0.07	0.19	100.78
15	1599	63.38	0.57	16.56	0.72	4.28	0.09	0.80	2.24	3.64	6.64	0.44	0.12		0.12	99.48
16	10602-3	56.66	0.90	20.68	0.88	4.46	0.12	2.10	5.18	3.21	4.50					98.64
17	10602/5	52.30	0.92	17.48	1.40	6.77	0.14	5.02	7.88	3.00	2.90					97.81
18	10602/6	52.24	0.86	18.05	1.56	6.34	0.14	5.35	7.43	3.18	2.80					97.95
19	10598	59.40	0.74	16.13	1.31	5.17	0.11	3.55	5.39	3.56	2.78					98.14
20	10599	65.00	0.44	15.40	0.10	5.32	0.08	1.53	3.82	3.40	3.70					98.79
21	10601	67.26	0.38	15.40	0.51	3.59	0.06	1.29	3.37	3.50	3.74					99.10
22	10604-2	59.20	0.71	17.60	0.91	5.53	0.09	1.53	4.27	3.50	5.00					98.34
23	10604-3	56.60	0.71	18.66	1.41	5.41	0.18	2.59	4.81	3.40	3.94					97.71
24	10604-4	59.40	0.66	18.10	0.28	5.27	0.12	2.19	4.26	2.82	4.46					97.56
25	10614-2	61.98	0.72	18.80	0.08	3.36	0.03	1.04	2.24	8.84	0.55					97.64
26	10984	63.15	0.58	16.64	0.88	4.04	0.09	1.84	3.81	3.96	3.55					98.54
27	931/1	65.00	0.60	15.40	1.90	3.02	0.10	2.08	4.10	3.10	3.30					98.60
28	931/3	63.60	0.60	15.10	1.27	3.81	0.10	2.40	4.40	3.40	3.20					97.92
29	931/9	65.00	0.60	15.30	1.44	3.16	0.10	2.20	3.84	3.16	3.20					98.00
30	368	60.48	0.80	16.37	1.71	3.99	0.14	3.20	4.48	4.06	2.30	1.60	0.08		0.35	99.48
31	4-17	67.21	0.40	14.94	1.26	3.19	0.09	1.61	2.93	3.58	3.16	1.03	0.20		0.16	99.56
32	810201	53.80	1.00	17.60	1.37	7.42	0.18	4.57	5.35	2.74	3.16	3.00		0.10	0.40	100.69
33	637101	60.20	0.76	15.75	1.73	4.75	0.10	3.68	4.65	2.90	2.80	3.00		0.13	0.17	100.42
34	637102	57.20	0.83	15.85	1.53	5.83	0.12	4.58	3.90	3.00	2.50	3.28		0.17	0.28	99.07
35	809901	65.80	0.50	16.80	1.18	3.53	0.10	1.66	3.05	2.52	3.00	3.00		0.10	0.22	101.46
36	175-a	53.24	1.42	19.38	0.97	6.19	0.14	3.22	7.06	4.00	2.64		1.22	0.20	0.48	98.94
37	6014	54.90	0.80	19.43	1.67	5.24	0.13	2.42	6.04	4.50	2.72		1.22		0.44	98.29
38	6015-1	54.85	1.10	18.87	2.50	5.07	0.14	2.60	5.60	3.60	3.26		1.30	0.10	0.44	98.13
39	7404-2	62.60	0.66	15.28	1.19	4.24	0.10	3.22	4.00	3.24	3.85	0.98	0.20	0.10	0.21	99.67

Окончание табл.12

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
40	7145	57.20	0.93	16.72	1.18	5.68	0.10	3.90	5.32	3.30	3.80	1.96		0.14	0.27	100.50
41	2013-1	63.60	0.48	17.60	0.13	4.39		0.70	2.39	3.56	5.38	0.78			0.12	99.13
42	129	63.80	0.73	16.06	1.45	4.91	0.09	1.62	4.83	3.03	4.01	0.58	0.15	0.02	0.20	101.33
43	3168	61.29	0.78	16.95	0.60	5.77	0.13	1.37	4.88	3.20	3.50	0.75	0.20	0.04	0.22	99.48
44	3327a	65.18	0.55	16.48	1.97	3.12	0.06	1.60	4.14	3.25	3.62	0.90	0.12	0.03	0.14	101.04
45	3330	68.37	0.50	13.34	1.95	1.56	0.04	1.08	1.47	4.00	5.32	1.00	0.20	0.02	0.08	98.73
46	3550	67.71	0.50	15.06	1.90	2.13	0.05	1.14	3.48	2.98	4.60	0.66	0.14	0.02	0.10	100.33
47	3561	68.26	0.36	15.62	1.90	1.28	0.07	0.90	2.70	3.44	4.82	0.80	0.14	0.01	0.07	100.23
48	3562б	66.65	0.36	15.96	1.04	1.65	0.05	0.68	1.78	2.45	8.25	1.05	0.15	0.02	0.06	100.00
49	5290	60.94	0.70	17.52	3.12	3.76	0.05	1.48	4.76	3.35	3.55	1.20	0.27	0.06	0.09	100.58
50	277/2	60.80	0.75	15.70	1.76	6.70	0.10	1.50	4.23	2.90	3.96					98.40
51	277/3	61.40	0.74	15.25	1.61	6.84	0.10	1.54	3.88	2.72	4.06					98.14
52	277/6	62.00	0.79	14.90	1.96	6.62	0.12	1.54	4.12	2.90	3.84					98.79
53	948/7	68.50	0.51	15.88	0.10	3.31	0.10	0.94	1.06	2.48	5.40					98.28
54	948/6	66.20	0.47	15.20	1.16	2.81	0.11	0.94	2.33	2.80	6.80					98.82
55	948/2	71.60	0.35	13.05		3.89	0.10	0.60	1.25	2.95	4.40					98.19
56	611/6	65.00	0.51	15.60	2.83	2.52	0.16	1.00	3.52	2.62	4.74					98.50
57	611/4	69.30	0.44	15.20		3.96	0.10	0.84	2.33	3.10	3.00					98.27
58	238-a	66.07	0.48	15.40	1.55	3.06	0.05	1.69	3.81	3.20	3.40		0.78	0.30	0.11	99.12
59	277-1	65.60	0.56	15.32	0.97	3.16	0.07	1.41	4.48	3.25	3.30		1.48	0.10	0.14	98.46
60	11069	66.20	0.72	14.40	0.70	3.84	0.10	2.00	3.87	3.50	3.20		1.28	0.10	0.10	98.73
61	1062б	62.98	0.84	16.47	1.61	4.10	0.08	2.25	4.50	3.74	2.68		0.82	0.10	0.10	99.45
62	396-a	60.20	0.96	16.60	1.40	5.35	0.14	1.61	5.04	3.12	3.50		1.27	0.10	0.25	98.27
63	409	62.63	0.70	16.62	0.85	4.81	0.09	1.81	4.34	3.10	3.52		0.19	0.10	0.22	98.79
64	10384	60.40	0.80	17.30	0.60	6.23	0.12	1.85	4.80	3.36	3.35		0.51	0.10	0.10	99.01
65	5290	60.94	0.70	17.52	3.12	3.76	0.05	1.48	4.76	3.35	3.55		0.27	0.06	0.09	99.38
66	6255	63.52	0.82	15.58	0.36	6.05	0.11	2.09	4.70	3.11	2.88		0.20	0.10	0.20	99.52
67	6174-2	64.16	0.70	15.39	1.44	3.81	0.09	1.45	3.78	2.89	4.88		0.62		0.17	98.76
68	6176-a	62.30	0.84	15.96	1.40	4.07	0.09	2.65	4.03	2.72	4.75		1.03	0.20	0.10	99.11
69	7376	64.20	0.72	16.80	0.75	4.10	0.10	1.44	3.30	3.45	3.20	0.74			0.26	99.06
70	7377	64.00	0.66	17.20	0.97	3.52	0.10	1.20	3.53	3.50	4.60	0.54			0.21	100.03
71	7400	60.84	0.66	16.18	1.62	3.73	0.12	2.42	4.61	2.56	5.00	1.88	0.16	0.02	0.24	99.88
72	110	63.48	0.67	15.76	1.20	4.36	0.12	2.20	4.23	2.30	4.40	1.78	0.20	0.02	0.20	100.72
73	3497	68.10	0.53	14.61	0.64	3.54	0.04	1.10	3.08	2.52	0.70	0.97	0.12	0.04	0.11	95.98
74	3497б	68.50	0.45	14.18		3.98	0.09	1.08	2.02	2.65	5.20	1.22	0.05	0.09	0.10	99.56
75	3522a	65.44	0.50	16.05	1.42	3.62	0.02	1.21	3.51	3.37	4.24	0.82	0.20	0.02	0.10	100.32
76	3496a	67.80	0.38	14.96	1.77	2.20	0.08	1.11	2.84	2.94	4.86	1.28	0.15	0.01	0.09	100.32
77	3209	63.72	0.60	14.94	0.56	3.85	0.06	2.32	4.09	3.10	5.80	0.89	0.09	0.15	0.03	100.11
78	3260	71.78	0.23	14.35	0.70	1.61	0.04	0.61	1.31	3.37	4.90	1.18	0.09	0.02	0.05	100.15
79	4606	58.04	1.00	15.75	3.23	4.53	0.13	3.24	6.31	3.42	2.27	1.38	0.20	0.10	0.26	99.66
80	4606/1	54.72	1.00	16.88	2.75	4.82	0.13	4.61	6.70	3.76	1.86	1.90	0.20	0.10	0.33	99.56
81	4535	69.10	0.50	13.50	1.83	2.59	0.06	1.46	2.82	3.20	3.80	0.94	0.20	0.10	0.10	100.00
82	337	63.42	0.48	16.46	1.41	3.64	0.07	2.00	4.36	4.25	2.58	0.68	0.26	0.01	0.18	99.54
83	247	64.75	0.42	15.89	1.06	3.92	0.09	2.01	4.16	4.02	2.22	0.64	0.18	0.02	0.14	99.34

Окончание табл.12

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
84	330	64.91	0.35	16.46	1.15	2.59	0.16	0.96	2.24	4.60	4.98	0.28	0.94	0.04	0.07	98.79
85	4301	58.21	0.90	18.09	2.20	3.93	0.04	2.70	5.92	3.60	3.18	0.70	0.20	0.01	0.28	99.76
86	552	69.72	0.35	14.32	0.42	2.94	0.02	1.60	3.08	3.05	3.40	0.47	0.13	0.01	0.11	99.49
87	553	70.08	0.35	14.50	0.70	2.26	0.02	1.50	2.38	2.60	4.90	0.64	0.18	0.01	0.10	100.04
88	558	71.56	0.30	13.99	0.38	2.45	0.06	1.12	2.68	2.88	4.58	0.22	0.16	0.01		100.23
89	559	64.89	0.60	15.37	0.97	4.51	0.10	2.10	5.03	2.20	2.96	0.53	0.16	0.04	0.16	99.46
90	3707	61.63	0.60	15.36	1.74	3.57	0.07	2.71	5.33	3.60	3.80	0.72	0.10	0.02	0.20	99.35
91	5482a	55.13	0.97	17.50	1.57	6.80	0.12	3.50	6.17	3.13	3.48	0.54	0.06	0.03	0.47	99.41
92	429	66.82	0.65	15.42	3.88		0.11	1.97	3.02	3.80	3.70	1.08	0.06			100.45
93	550	66.82	0.65	15.42	3.88		0.11	1.97	3.02	3.80	3.70	1.08	0.06			100.45
94	551	66.08	0.77	14.86	4.41		0.20	2.39	3.61	3.90	3.80	0.39	0.73			100.41
95	732	64.50	0.70	15.87	3.16	2.87	0.07	1.60	1.82	3.60	3.52	1.49	0.01	0.01	0.21	99.42
96	733	71.26	0.25	14.05	0.76	2.09	0.04	0.81	2.25	3.90	3.80	0.80	0.23	0.01	0.09	100.11

Примечание. Обр. 1-6 - кварцевые монзониты, кварцевые сиенито-диориты, монзониты, гранодиориты алмалинского комплекса: обр.1-2 -Алмалинский массив, зап.часть Киргизского хребта, обр. 3 - Каиндинский массив, там же, обр.4 - Чачойский массив, там же, обр.5-6 - Узунбулакский массив, там же, обр.7 - Карабулакский массив, Кастекский хр.; обр.8-15 - кварцевые монзониты, гранодиориты джуанарыкского комплекса, Джуанарыкский, Терсторский и др. массивы в западной части хр.Терскей Алатоо; обр. 16-38 - гранодиориты, кварцевые монзониты, монцо-диориты майторского комплекса, Майторский, Карасазский и др.массивы на южном склоне центральной части хр.Терскей Алатоо; обр. 39-71 - гранодиориты, кварцевые монзониты, адамеллиты тонского комплекса, Тонский, Ирдыкский, Барскаунский и другие массивы на северном склоне центральной части хр.Терскей Алатоо; обр.72-78 – кварцевые монзониты, гранодиориты джергаланского комплекса, Джергаланский и др.массивы в восточной части хр. Терскей Алатоо; обр. 79-84 - кварцевые диориты, кварцевые монзониты, гранодиориты аспаринского комплекса, Аспаринский и др.массивы в центральной части Киргизского хребта; обр.85-89 - тоналиты, гранодиориты, кварцевые диориты долонатинского комплекса, Долонатинский массив в хр.Кунгей Алатоо; обр.90-96 - гранодиориты, кварцевые монзониты, кварцевые диориты тасакеминского комплекса, Тасакеминский массив в хр.Таса-Кемин. Данные автора и геолого-съёмочных работ Агентства по геологии и минеральным ресурсам Кыргызской Республики.

Таблица 13. Содержание редких земель и других микроэлементов в породах нижнеордовикского коллизионного гранитоидного комплекса, Северный Тянь-Шань (в г/т)

N п/п	N образца	Rb	Ba	Th	Sr	Nb	Ta	Hf	Zr	Y	Cr	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
1	Г78-31	78	1300	20	650	16	0.99	7	260	22	110	80	150	8.8	2	1.4	2.4	0.53
2	87-87	68	1200	10	830	10	0.77	5.3	170	17	110	46	88	7.2	1.6	0.84	2	0.31
3	Г77-51	130	2400	17	650	14	0.94	5.8	220	15	66	69	120	7.1	1.7	0.75	1.9	0.23
4	Г77-60	140	2400	40	1100	22	2.0	9.1	400	29	110	130	250	20	3.0	2.2	2.1	0.29
5	79-339	160	560	22	240	16	1.8	6.0	180	18	23	45	77	3.3	0.75	0.7	2.0	0.32
6	87652	130	720	13	440	22	1.3	5.0	250	36	130	37	65	7	1.7	0.87	2.0	0.35
7	87666	120	1500	10	370	15	1.2	7.7	280	33	47	46	91	6.9	2	1.1	3.4	0.45
8	87662	190	1200	30	290	25	0.92	7.0	220	38	22	48	100	7.9	1.5	1.5	3.4	0.56
9	86310	160	1000	14	240	14	1.1	7.4	230	35	34	65	130	8.3	1.5	1.5	3.9	0.48
10	88152/4	79	270	3.7	350	3.9	0.58	2.7	74	27	23	9.8	21	4.4	1.2	0.82	2.3	0.35
11	88152/6	15	74	9.1	250	15	1.7	2.2	67	47	260	18	32	10	1.6	1.4	5	0.88
12	88155	34	300	5.5	220	7.5	0.48	3.2	110	22	130	20	32	4.1	0.97	0.85	2.6	0.44
13	87629	140	730	37	310	22	1.2	6.2	210	31	68	56	110	6.1	1.1	1.3	3.9	0.63
14	87613	92	970	17	510	10	1.1	4.5	160	17	42	40	75	4.2	1.0	0.9	2.2	0.33

Примечание. Обр. 1-4 - гранодиориты, кварцевые монциты алмалинского комплекса; Обр. 1-2 - Алмалинский массив в западной части Киргизского хребта, 3-4 - Каиндинский массив, там же; обр.5-9 - тоналиты, гранодиориты тонского комплекса, Тонский, Ирдыкский и др. массивы в центральной части Киргизского хребта; обр.10-13 - тоналиты, гранодиориты долонатинского комплекса, Долонатинский массив в хр. Кунгей Алатао; 14 - гранодиорит тасакеминского комплекса, Тасакеминский массив в хр. Таса-Кемин. Анализы выполнены в Бронницкой ядерно-физической лаборатории ИМГРЭ (г.Москва).

Таблица 14. Содержание петрогенных окислов в породах энсиалических островных дуг среднего ордовика, Северный Тянь-Шань (в вес. %)

N п/п	N образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП	H ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1	344	53.37	0.70	16.59	2.40	5.83	0.14	3.90	7.70	3.38	1.00	4.44		0.05	0.15	99.65
2	345	54.02	0.70	17.15	2.64	6.52	0.18	3.90	6.90	3.20	1.60	2.42	0.23	0.14	0.17	99.54
3	М-57	46.00	0.45	13.00	2.45	5.18	0.14	8.20	12.80	3.60	0.85	7.34		0.10	0.10	100.21
4	контр.	46.00	0.36	13.00	2.84	5.10	0.15	13.00	12.95	3.64	0.76	7.02		0.10	0.10	105.02
5	М-57/1	58.40	0.72	17.10	2.22	4.39	0.10	4.50	6.10	3.50	1.50	1.34		0.10	0.31	100.28
6	2550б	51.35	1.25	18.72	1.35	7.55	0.17	3.75	9.13	1.25	0.10	0.25	1.65		0.03	94.90
7	2550г	53.68	1.05	15.91	1.92	6.88	0.18	5.95	8.00	4.20	0.34	1.40	0.15	0.01	0.18	99.70
8	4356	49.05	1.10	19.32	2.10	6.75	0.18	4.10	8.27	3.30	2.30	2.80	0.05	0.05	0.24	99.56
9	4396в	50.58	1.00	14.77	3.15	5.89	0.12	8.84	10.95	2.15	0.25	1.30	0.08	0.01	0.06	99.07
10	4398	49.60	1.30	18.56	3.06	6.30	0.21	4.77	7.71	3.25	2.40	2.20	0.08	0.03	0.29	99.68
11	180	50.22	0.70	15.81	1.87	6.82	0.10	7.80	8.56	3.00	0.50	2.93	0.20	0.01	0.06	98.38
12	Г87-123	53.73	0.85	16.97	3.00	6.30	0.14	4.26	6.53	3.80	1.70	2.30	0.26	0.01	0.15	99.74
13	342	48.28	0.70	15.10	5.97	4.89	0.13	7.40	9.52	2.00	0.50	4.56	0.03	0.02	0.51	99.58
14	343	51.23	1.32	17.78	3.04	6.01	0.18	4.83	3.58	5.28	2.12	3.56	0.28	0.01	0.33	99.27
15	М-52/1	50.70	1.06	16.20	6.05	4.46	0.22	7.40	7.20	1.90	0.90	4.10		0.10	0.13	100.42
16	М-52/КОН.	50.80	0.88	15.50	6.34	4.38	0.22	7.45	7.88	1.80	0.80	4.32		0.13	0.10	100.60
17	М-53	47.10	0.80	18.80	5.26	2.38	0.18	5.50	10.50	3.30	0.65	5.33		0.10	0.17	100.07
18	М-52/3	59.10	1.00	15.60	2.09	4.97	0.10	4.40	4.80	3.60	1.50	2.42		0.10	0.23	99.91
19	339	46.80	1.00	16.23	3.08	6.75	0.18	9.54	9.12	2.60	1.60	3.35	0.36			100.25
20	340	50.38	1.07	17.60	2.98	7.32	0.17	4.79	7.21	4.80	1.50	2.47	0.44			100.29
21	341	56.12	0.42	11.72	7.04		0.10	9.71	9.80	3.20	0.56	1.36	0.19			100.03
22	2718а	59.80	0.85	15.66	1.67	4.67	0.04	2.90	5.62	2.40	3.24	2.50	0.15	0.02	0.22	99.59
23	2718б	61.15	0.55	16.00	2.75	2.64	0.03	2.00	3.17	3.30	5.70	2.50	0.15	0.16	0.20	100.15
24	2737	56.00	0.15	16.78	2.62	3.67	0.09	3.30	6.04	2.66	2.20	4.40	0.38	0.10	0.10	98.11
25	4433а	52.75	0.75	14.35	1.60	6.27	0.14	5.80	7.30	2.80	2.50	4.70	0.35	0.18	0.22	99.36
26	4439л	54.38	1.15	16.22	1.44	6.74	0.14	5.90	7.16	2.30	1.40	2.70	0.30	0.03	0.37	99.93
27	4440а	52.20	1.70	16.96	3.89	5.99	0.18	3.60	8.14	2.30	1.70	2.70	0.38	0.02	0.42	99.80
28	4440г	60.60	0.75	17.15	2.48	2.07	0.05	1.50	3.65	3.00	4.60	3.45	0.35	0.02	0.18	99.50
29	Л198б	56.17	1.02	15.48	2.70	5.81	0.19	5.24	7.68	1.72	2.32	0.90	0.07	0.02	0.26	99.51
30	87-а	59.62	0.92	17.10	0.81	5.76	0.13	2.38	4.59	3.46	3.64		1.49	0.10	0.20	98.71
31	10850	56.50	0.96	15.68	1.81	6.04	0.16	3.83	5.60	3.00	3.00		1.94	0.22	0.37	97.17
32	11052	63.20	0.80	14.80	0.71	4.84	0.10	2.35	4.35	3.50	3.70		1.72	0.10	0.16	98.61
33	4275	57.01	1.10	16.57	2.07	5.47	0.08	3.71	5.84	3.75	2.75		0.15	0.02	0.22	98.59
34	4277-з	63.29	0.65	15.63	1.08	4.12	0.08	1.78	3.97	2.20	4.60		0.12	0.04	0.14	97.58
35	4273-ж	66.08	0.60	14.60	1.67	3.36	0.08	1.38	3.05	3.50	3.60		0.12	0.05	0.13	98.10
36	4277а	75.11	0.20	12.36	0.11	2.42	0.05	0.31	2.06	2.46	3.70		0.16	0.02	0.03	98.83
37	7578	71.60	0.26	12.30	3.31	1.08	0.10	0.68	1.80	1.79	2.90	3.72		0.10	0.10	99.74
38	7579-5	49.06	1.20	16.80	3.77	5.62	0.12	2.74	0.30	1.85	3.10		9.60		0.38	94.54
39	7586-1	50.50	2.24	16.70	2.10	5.89	0.12	2.80	5.24	0.50	2.20	10.32			0.32	98.93
40	7583-3	58.50	0.49	15.80	1.00	5.53	0.14	4.32	4.90	2.40	5.44		0.30		0.14	98.96
41	7562	47.80	0.70	17.40	1.69	9.29	0.20	5.70	9.00	2.48	3.00		0.30		0.33	97.89
42	7582	54.50	0.64	1.50	1.71	6.12	0.17	5.94	9.00	0.62	2.68			0.12	0.26	83.56

Окончание табл. 14

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
43	7062-2	58.20	0.69	15.28	1.18	5.46	0.17	3.24	6.96	1.17	5.35	1.29	0.20	0.13	0.15	99.22
44	7582-3	60.40	0.80	14.90	1.00	6.26	0.10	3.15	7.30	1.74	2.35	0.30		0.10	0.20	98.60
45	7562-3	65.60	0.59	16.95	0.22	4.18	0.10	2.21	2.90	0.75	6.10	0.30			0.18	100.08
46	7567-3	59.70	0.56	15.05	0.84	4.60	0.10	9.26	3.60	2.82	5.78	0.30			0.18	102.79
47	7062	62.80	0.59	16.96	3.69	3.45	0.10	1.88	3.11	2.64	8.04	0.53			0.21	104.00
48	7563-6	58.80	0.62	16.30	0.80	4.32	0.10	1.96	6.40	2.65	4.65	0.30		0.40	0.20	97.50
49	7563	62.40	0.56	14.80	0.77	4.90	0.10	2.68	5.90	4.38	1.42	3.00			0.24	101.15
50	7566	58.35	0.60	14.20	1.22	4.25	0.11	4.58	4.80	3.44	6.30	3.00			0.37	101.22
51	7061-2	53.20	0.72	14.80	0.94	4.96	0.10	5.96	6.84	1.93	6.54	4.60	0.20		0.44	101.03
52	300-6	74.43	0.10	12.14	0.70	1.19	0.04	0.30	0.67	4.44	4.96	0.96	0.89		0.03	99.96
53	301-в	71.04	0.20	15.42	0.40	1.22	0.02	0.13	0.30	4.76	5.90	0.76	0.12			100.15
54	301-г	75.63	0.18	12.45	0.53	1.35	0.04	0.05	0.35	3.28	4.54	1.27	0.10		0.04	99.71
55	7083	75.80	0.14	11.36	0.07	2.30	0.01	0.20	88.00	3.65	3.54	0.61	0.20		0.10	185.78
56	7584	75.70	0.10	12.60	0.63	2.09	0.10	0.30	0.30	2.92	3.70	3.00			0.10	101.54
57	7561-1	72.75	0.11	13.05	0.46	2.95	0.10	0.22	0.35	4.09	5.00	3.00			0.10	102.18
58	2575а	62.04	0.75	16.29	1.84	3.72	0.05	2.09	3.40	2.72	3.56	3.00	0.15	0.05	0.15	99.66
59	2631В	59.36	0.80	15.78	2.15	3.25	0.09	3.17	4.90	2.78	4.00	3.10		0.05	0.15	99.58
60	2631Д	59.46	0.90	16.50	2.44	4.80	0.15	3.45	4.35	2.80	3.27	2.15	0.17	0.10	0.17	100.54
61	4374В	54.40	1.00	15.50	1.83	6.00	0.15	4.55	6.47	2.50	4.30	2.10	0.10	0.05	0.18	99.03
62	4377Л	58.78	0.95	17.34	2.72	3.57	0.08	2.88	3.88	2.23	3.15	4.27	0.08	0.09	0.24	100.18
63	2996Д	51.40	0.95	14.61	1.87	4.63	0.07	5.45	8.90	3.50	3.57	4.19	0.10	0.18	0.41	99.73
64	4564Д	51.85	0.90	13.42	0.77	7.23	0.14	1.00	7.64	1.86	1.90	3.80	0.17	0.10	0.48	100.09
65	4565Г	51.37	0.95	15.17	1.81	5.61	0.11	8.08	7.77	2.00	4.67	2.33	0.12	0.12	0.32	100.31
66	39	52.60	0.86	13.90	2.08	4.89	0.10	8.00	6.90	2.50	3.32	3.89		0.01	0.10	99.15
67	39-1	52.00	0.88	13.80	2.02	5.03	0.15	9.00	6.72	2.40	3.55	3.67		0.01	0.10	99.33
68	39-2	53.50	0.86	14.10	1.85	5.32	0.10	6.60	6.20	2.50	5.40	3.15		0.01	0.10	99.69
69	39-3	52.60	0.88	13.90	1.62	5.75	0.10	9.24	6.42	2.80	3.32	3.47		0.01	0.10	100.21
70	39-4	53.20	0.89	14.50	1.51	5.17	0.10	7.80	5.80	2.20	5.10	4.13		0.01	0.10	100.51
71	117-1	50.30	0.91	14.11	2.30	5.69	0.14	8.08	6.88	2.88	3.29	4.27		0.01	0.10	98.96
72	117-2	50.41	0.95	13.72	3.97	4.32	0.13	8.42	5.88	3.24	4.07	4.04		0.01	0.20	99.36
73	117-2а	51.66	0.88	13.61	3.78	4.12	0.10	9.07	5.76	2.82	3.51	3.84		0.01	0.10	99.26
74	118-3	49.93	0.93	14.75	2.07	4.64	0.11	8.71	6.17	2.44	5.68	1.73		0.01	0.10	97.27
75	2078	52.00	0.92	14.20	2.13	5.17	0.14	8.40	6.53	2.65	4.60	2.60		0.01	0.51	99.86
76	2079	51.00	0.90	13.70	2.05	5.32	0.14	8.40	8.08	3.00	3.48	3.32		0.01	0.48	99.88
77	2080	53.00	0.92	14.00	1.98	5.39	0.14	8.30	7.20	3.00	3.48	2.12		0.01	0.71	100.25
78	2081	52.20	0.92	14.00	1.94	5.46	0.13	8.20	7.40	3.40	2.56	2.60		0.01	0.50	99.32
79	118-3а	53.18	0.83	15.21	2.47	3.98	0.09	7.32	5.21	2.08	5.93	3.39		0.01	0.10	99.80
80	602	51.00	0.80	14.50	1.77	5.17	0.12	6.80	6.50	3.40	1.80	7.25		0.01	0.47	99.59
81	603	53.00	0.82	14.40	2.02	5.39	0.12	8.30	6.20	2.70	2.60	2.49	2.49	0.10	0.47	98.61
82	603-1	50.03	0.78	13.50	1.32	5.03	0.10	6.20	8.80	2.60	2.40	7.63		0.10	0.47	98.96
83	603-2	52.50	0.88	15.20	3.57	3.59	0.10	4.60	7.20	3.90	3.60	3.72		0.01	0.48	99.35
84	603-3	51.50	0.88	15.00	2.32	4.89	0.12	6.98	6.80	2.30	3.00	4.94		0.01	0.20	98.94
85	1359/1	48.20	0.48	13.80	1.45	8.14	0.17	9.54	7.32	3.54	1.28	5.66		0.14	0.09	99.81
86	1359/2	48.10	0.46	13.72	1.26	7.99	0.17	9.84	7.32	3.43	1.43	5.85		0.01	0.01	99.59
87	2077	52.20	0.86	13.54	2.13	5.25	0.15	9.05	7.38	3.18	2.40	2.91		0.01	0.46	99.52

Окончание табл. 14

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
88*	146/12	57.55	0.71	16.05		5.44	0.11	6.03	4.43	4.87	2.59	1.75			0.43	99.96
89*	146/13	56.66	0.62	16.99		5.15	0.11	5.78	3.88	4.99	3.46	1.75			0.34	99.73
90*	146/14	62.68	0.63	15.07	0.96	4.16	0.08	3.04	4.59	5.26	2.20	0.95			0.37	99.99
91*	146/15	54.10	0.72	15.85	1.11	5.58	0.12	7.84	4.41	4.47	2.55	2.40			0.41	100.06
92*	146/16	61.51	0.61	14.46	1.03	4.45	0.10	4.19	3.38	2.96	5.50	1.40			0.39	99.98

Примечание: Обр.1-12 - койсуйская свита, левый берег р.Чон-Кемин: базальты, андезито-базальты, андезиты; обр.13-18 - таранчибулакская свита, правый берег р.Чон-Кемин: базальты, андезито-базальты, андезиты; обр.19-21 - окторкойская свита, горы Окторкой: базальты, андезиты; обр.22-29 - утмекская свита, Сусамырский хр., р.Утмек: базальты, андезито-базальты, андезиты, дациты; обр.30-62 - ашулотобинская, айкольская, чатындинская, шыргойская свиты, хр.Терскей Алатао, западная часть хр. Кунгей Алатао: базальты, андезиты, трахиандезиты, дациты, риолиты; обр.63-87 - токайлуашуйская свита, южный склон центральной части Киргизского хребта: трахибазальты, трахиандезито-базальты; обр.88-92 - толукская свита, Сусамырский хр., р.Толук: трахиандезиты. Номера образцов, обозначенные звездочкой - данные М.Г.Ломизе и др. (1997), остальные - по данным автора и геологосъемочных работ Агентства по геологии и минеральным ресурсам Кыргызской Республики.

Таблица 15. Содержание петрогенных окислов в породах верхнеордовикского коллизионного гранитоидного комплекса, Северный Тянь-Шань (в вес.%)

N п/п	N образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП	H ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1	999	64.27	0.50	16.17	1.72	2.95	0.09	1.92	4.79	2.86	3.10	0.90	0.20	0.00	0.94	100.21
2	96/1	64.80	0.62	15.72	0.77	4.45	0.10	2.10	3.25	3.50	3.25	0.00	0.00	0.00	0.00	98.56
3	96/2	63.90	0.67	16.50	0.69	4.52	0.10	1.60	3.40	3.50	3.25	0.00	0.00	0.00	0.00	98.13
4	96/3	64.90	0.67	15.90	1.25	4.02	0.10	1.48	2.50	4.40	3.20	0.00	0.00	0.00	0.00	98.42
5	96/5	65.50	0.52	15.90	1.12	3.95	0.10	1.48	2.25	3.25	4.30	0.00	0.00	0.00	0.00	98.37
6	96/27	62.90	0.55	17.20	1.20	4.10	0.10	1.80	3.75	3.65	3.20	0.00	0.00	0.00	0.00	98.45
7	340	68.00	0.45	14.60	1.16	2.38	0.10	2.00	2.60	3.30	3.10	0.00	0.00	0.00	0.00	97.69
8	342	69.10	0.40	14.80	1.31	1.66	0.10	1.40	2.60	3.36	3.26	0.00	0.00	0.00	0.00	97.99
9	343	68.20	0.50	14.80	0.68	2.81	0.10	1.90	3.10	3.30	3.10	0.00	0.00	0.00	0.00	98.49
10	346	68.00	0.46	14.70	0.80	2.52	0.10	1.85	3.15	3.80	3.10	0.00	0.00	0.00	0.00	98.48
11	244Г	64.45	0.71	15.89	0.84	4.17	0.07	1.88	3.63	3.00	3.72	0.73	0.12	0.01	0.22	99.32
12	244Ж	75.14	0.18	12.79	1.33	0.68	0.02	0.20	1.16	1.64	5.94	0.90	0.06	0.04	0.03	100.05
13	2050	72.03	0.20	13.64	0.58	2.80	0.04	0.50	1.12	3.20	5.40	0.00	0.00	0.00	0.00	99.51
14	10628	66.30	0.46	15.00	1.18	4.13	0.10	0.97	1.79	3.91	4.90	0.00	0.00	0.00	0.00	98.74
15	10635	69.76	0.36	14.48	0.20	2.88	0.08	0.41	2.03	2.91	5.58	0.00	0.00	0.00	0.00	98.69
16	825801	70.00	0.25	15.00	0.34	2.87	0.10	0.70	1.50	3.20	4.70	3.00	0.00	0.12	0.12	101.90
17	4422	75.00	0.12	12.10	0.10	2.08	0.10	0.20	0.90	3.30	4.70	1.10	0.00	0.10	0.10	99.90
18	816001	73.70	0.13	13.60	0.12	1.94	0.10	0.20	0.60	3.10	4.90	3.00	0.00	0.10	0.10	101.59
19	404	73.12	0.40	12.48	1.18	2.09	0.04	0.24	1.44	3.44	5.00	0.46	0.15	0.04	0.08	100.01
20	413	70.62	0.45	13.52	0.35	2.77	0.07	0.43	2.30	3.82	4.30	0.86	0.16	0.03	0.11	99.63
21	3920	66.48	0.60	14.53	1.14	3.60	0.05	1.17	3.37	3.80	4.40	0.28	0.01	0.01	0.19	99.62
22	5447	64.21	0.70	15.93	0.80	4.40	0.04	1.18	3.38	3.90	4.36	0.44	0.06	0.02	0.24	99.60
23	536	64.97	0.65	16.31	0.97	3.49	0.07	1.12	3.69	3.82	4.02	0.44	0.17	0.01	0.35	99.91
24	538	69.70	0.40	14.82	0.83	3.00	0.08	0.50	3.07	3.08	3.20	0.87	0.26	0.04	0.14	99.73
25	539	64.40	0.50	15.04	0.57	4.42	0.07	1.65	4.35	3.45	3.40	1.45	0.20	0.01	0.10	99.41
26	376	70.31	0.40	13.60	0.74	3.01	0.07	0.59	2.35	4.30	3.96	0.29	0.10	0.04	0.11	99.77
27	389а	66.91	0.55	14.73	1.04	3.76	0.09	0.38	2.28	4.22	4.94	0.52	0.16	0.04	0.12	99.58
28	5396	68.52	0.52	14.95	0.87	3.20	0.08	1.00	3.06	2.90	4.18	0.65	0.18	0.01	0.12	100.06
29	587	73.54	0.40	13.29	0.37	1.87	0.06	0.38	2.29	3.12	4.56	0.48	0.05	0.02	0.13	100.51
30	587а	74.94	0.30	12.92	0.21	1.58	0.04	0.35	1.96	2.73	4.50	0.58	0.17	0.01	0.07	100.19
31	596в	75.76	0.25	12.27	0.06	2.31	0.06	0.23	1.65	2.65	4.21	0.63	0.28	0.01	0.08	100.17
32	7077	72.53	0.30	13.48	0.30	3.26	0.07	0.28	2.22	2.46	3.66	0.78	0.19	0.00	0.12	99.46
33	7117В	70.41	0.30	14.60	0.90	2.84	0.06	0.40	2.45	2.85	4.20	0.25	0.17	0.09	0.11	99.46
34	5796	60.71	0.80	17.27	1.45	4.85	0.14	1.30	4.12	4.40	0.50	1.00	0.20	0.05	0.27	96.86
35	99	64.50	0.68	16.00	1.21	3.74	0.12	1.08	3.20	3.88	3.55	0.00	0.00	0.00	0.00	97.96
36	177	67.80	0.55	15.20	1.45	2.48	0.10	1.00	2.70	3.50	4.00	0.73	0.00	0.10	0.19	99.80
37	621	66.50	0.60	16.00	0.94	3.66	0.10	1.00	2.90	3.20	3.50	0.50	0.00	0.10	0.20	99.20
38	628	66.50	0.54	16.00	1.20	2.87	0.10	0.90	2.40	3.60	4.00	0.79	0.00	0.10	0.16	99.16

Окончание табл.15

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
39	808/1	66.40	0.60	15.20	1.24	3.92	0.11	1.20	2.55	3.75	3.65	1.25	0.00	0.10	0.20	100.17
40	7813/1	61.60	0.72	15.20	0.77	5.26	0.10	2.85	4.60	2.42	3.90	1.86	0.20	0.10	0.22	99.60
41	6244*	69.90	0.27	14.40	0.42	2.73	0.10	1.10	1.91	3.67	3.77	0.90	0.20	0.10	0.10	99.37
42	841/1	65.20	0.55	14.80	1.22	3.59	0.10	1.50	2.35	3.20	4.80	0.00	0.00	0.00	0.00	97.31
43	841/2	66.80	0.50	13.50	1.22	4.31	0.10	1.45	2.20	2.80	4.18	0.00	0.00	0.00	0.00	96.07
44	841/6	70.80	0.15	12.60	0.24	4.74	0.10	0.32	0.78	3.42	5.25	0.00	0.00	0.00	0.00	98.40
45	841/9	66.70	0.55	14.25	1.62	3.81	0.10	1.45	2.50	2.70	4.10	0.00	0.00	0.00	0.00	97.78
46	841/25	66.20	0.51	14.30	1.27	4.38	0.10	1.34	2.50	2.80	4.50	0.00	0.00	0.00	0.00	97.90
47	841/25a	66.20	0.50	14.40	0.89	4.60	0.10	1.24	2.50	2.80	4.50	0.00	0.00	0.00	0.00	97.73
48	468	73.50	0.16	13.80	0.60	2.08	0.10	0.20	0.60	3.40	4.70	0.37	0.00	0.10	0.10	99.71
49	469	74.20	0.16	13.40	0.45	2.30	0.10	0.20	0.60	3.50	4.20	0.40	0.00	0.10	0.10	99.71
50	1898	73.20	0.16	13.19	0.11	2.32	0.10	0.29	1.29	3.54	5.09	0.55	0.20	0.10	0.10	100.04
51	1061	74.80	0.10	12.64	0.21	1.72	0.10	0.25	0.70	3.70	4.70	0.30	0.20	0.10	0.10	99.42
52	ср. из 7	73.66	0.15	13.25	0.37	2.12	0.10	0.22	0.87	3.56	4.81	0.00	0.00	0.00	0.00	99.11
53	201	71.40	0.26	14.50	0.85	2.30	0.10	0.40	0.80	3.50	4.90	0.60	0.00	0.00	0.10	99.71
54	495	73.70	0.19	13.80	0.78	1.73	0.10	0.20	0.80	3.40	5.00	0.65	0.00	0.10	0.10	100.15
55	195/3	64.10	0.67	15.80	1.14	4.10	0.12	1.60	3.20	4.20	3.20	0.85	0.00	0.10	0.23	99.31
56	200	73.30	0.26	12.80	0.60	2.52	0.10	0.50	0.95	3.25	4.95	0.15	0.00	0.10	0.10	99.58
57	466	74.50	0.14	13.20	0.86	2.16	0.10	0.20	0.45	3.10	4.85	0.10	0.26	0.00	0.10	99.76
58	AB-56	67.06	0.62	15.32	1.15	2.62	0.09	1.33	3.79	3.15	3.84	0.72	0.05	0.00	0.00	99.69
59	И294	68.39	0.50	14.45	0.75	3.46	0.07	1.00	3.13	2.86	4.20	0.45	0.13	0.01	0.15	99.42
60	И287	72.90	0.30	14.17	0.06	1.57	0.04	0.30	1.57	2.46	5.70	0.55	0.20	0.01	0.05	99.68
61	7274	58.10	0.90	18.65	1.81	3.96	0.10	0.90	5.80	3.18	3.60	3.00	0.00	0.10	0.32	100.42
62	543	68.80	0.41	14.60	0.49	3.16	0.10	0.80	2.10	2.85	4.64	3.00	0.00	0.10	0.12	101.17
63	1244a-70	68.50	0.43	15.40	0.00	3.31	0.10	0.90	2.00	3.25	4.50	1.38	0.00	0.24	0.15	100.16
64	451	64.00	0.66	15.84	1.13	4.24	0.11	1.60	3.68	3.15	3.20	3.00	0.00	0.10	0.22	100.93
65	452	66.40	0.53	14.64	0.58	4.46	0.10	1.20	2.80	3.20	3.90	3.00	0.00	0.10	0.17	101.08
66	4009	70.70	0.00	14.01	0.94	2.98	0.05	0.80	2.24	2.54	4.86	0.00	0.48	0.10	0.04	99.26
67	4013	69.41	0.30	14.66	0.82	2.52	0.07	0.80	1.54	4.30	4.20	0.00	1.39	0.10	0.08	98.80
68	10264-2	68.70	0.40	14.26	1.88	3.16	0.08	0.67	2.58	3.08	4.40	0.00	0.33	0.10	0.12	99.43
69	10296	70.20	0.24	14.45	0.85	2.69	0.08	0.45	2.02	3.20	5.30	0.00	0.59	0.10	0.10	99.68
70	652	69.92	0.40	0.14	1.19	2.02	0.10	1.00	3.10	2.85	4.58	1.17	0.00	0.00	0.10	86.57
71	1197-1	72.11	0.34	13.80	0.61	2.52	0.00	0.70	1.81	3.30	4.31	0.34	0.00	0.00	0.11	99.95
72	7026-1	67.30	0.34	14.80	0.77	3.16	0.00	0.92	2.12	4.00	5.88	0.20	0.00	0.00	0.10	99.59
73	2042	67.00	0.48	14.70	0.57	4.54	0.00	1.10	2.36	2.84	4.90	0.88	0.00	0.00	0.30	99.67

Примечание. Обр. 1-41 - граниты, адамеллиты, гранодиориты сусамырского комплекса: 1-12 - Караджоргинский массив, хр.Кара-Джорго; 13-18 -Арабельский массив, центральная часть хр.Терскей Алатао, 19-25 - Чичкано-Колбинский массив, Таласский хребет; обр.26 - Гранитогорский массив, центральная часть Киргизского хребта, обр.27-28 - Утмекский массив, Таласский хр., обр.29-34 - Сусамырский массив, Сусамырский хр., обр. 35-41 -Джумгалский массив, хр.Джумгал-Тоо, обр.42-47 - адамеллиты, граниты каракольского комплекса, Каракольский массив, вост.часть хр.Терскей Алатао; обр.48-73 - граниты, адамеллиты, гранодиориты заилийского комплекса, интрузивные массивы в Заилийском хр. и хр. Кунгей Алатао. Данные автора и геологосъемочных работ Агентства по геологии и минеральным ресурсам Кыргызской Республики.

Таблица 16. Содержание редких земель и других микроэлементов в породах верхнеордовикского коллизионного гранитоидного комплекса, Северный Тянь-Шань (в г/т)

N п/п	N образца	Rb	Ba	Th	Sr	Nb	Ta	Hf	Zr	Y	Cr	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
1	Г-038	130	830	29	170	34	2.6	17	710	75	22	120	260	17	1.8	1.6	6.4	1.0
2	Г-77-171	110	980	13	450	12	0.99	4.9	130	15	29	27	62	3.4	85	0.63	2.3	0.36
3	87337	130	320	25	110	9.6	0.77	4.2	120	7.2	48	68	120	2.6	0.29	0.49	1.0	0.15
4	Г77-212	210	350	29	96	49	2.5	12	460	60	17	130	250	13	1.0	2.1	6.6	0.99
5	Г78-177	200	3400	10	770	22	1.2	16	750	47	12	64	110	13	3.5	2	3.5	0.6
6	Г80-43	200	1100	31	87	14	0.91	8.9	280	38	14	100	200	13	1.5	1.8	3.4	0.5

Примечание. Обр.1-3 - граниты, гранодиориты заильского комплекса, Заильский и Чон-Аксуыйский массивы, Заильский хр. и хр. Кунгей Алатао; 4-6 - граниты, гранодиориты сусамырского комплекса, Арабельский, Караджоргинский и Чичкано-Колбинский массивы, хр. Терсей Алатао и Таласский хребет. Анализы выполнены в Бронницкой ядерно-физической лаборатории ИМГРЭ (г.Москва).

Таблица 17. Содержание петрогенных окислов в породах силурийского коллизионного гранитового комплекса, Северный Тянь-Шань (в вес.%)

N п/п	N образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП	H ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1	6	73.90	0.18	12.90	2.58	2.04	0.07	0.40	0.75	3.73	5.13	0.00	0.00	0.00	0.01	101.69
2	131	73.60	0.19	13.28	1.00	1.08	0.10	0.20	0.40	4.20	4.80	0.00	0.00	0.00	0.01	98.86
3	176	74.50	0.20	12.50	0.33	2.23	0.10	0.20	0.74	4.00	4.63	0.20	0.20	0.10	0.10	99.83
4	1180	73.77	0.19	12.98	0.65	2.22	0.05	0.70	0.84	3.64	4.59	0.67	0.00	0.00	0.05	100.35
5	461	72.97	0.22	13.62	0.59	2.34	0.06	0.60	0.78	3.62	4.68	0.48	0.00	0.02	0.07	100.05
6	1182	74.57	0.15	12.33	0.71	2.10	0.04	0.80	0.89	3.65	4.50	0.85	0.00	0.00	0.03	100.62
7	684/1	76.40	0.07	11.90	0.34	1.58	0.10	0.20	0.48	3.55	4.35	0.70	0.00	0.10	0.10	99.87
8	459	75.20	0.19	12.80	0.47	2.08	0.10	0.20	0.52	3.10	5.31	0.00	0.00	0.00	0.01	99.98
9	12	75.00	0.14	12.60	0.11	2.52	0.10	0.20	0.56	3.78	4.83	0.34	0.00	0.10	0.10	100.38
10	135	69.40	0.46	14.55	1.13	1.96	0.10	0.43	1.21	4.24	4.75	0.00	0.00	0.00	0.01	98.24
11	175	71.00	0.36	14.00	0.76	2.02	0.10	0.65	1.59	3.92	4.71	0.54	0.20	0.10	0.12	99.87
12	4758/1	73.92	0.15	13.40	0.89	1.80	0.04	0.52	1.54	3.87	4.00	0.10	0.00	0.10	0.10	100.43
13	9397	72.98	0.15	13.80	0.93	1.62	0.04	0.52	1.26	3.65	4.50	0.39	0.10	0.10	0.10	100.04
14	4	72.88	0.21	13.82	0.99	1.86	0.05	0.56	1.47	3.89	3.98	0.00	0.00	0.00	0.01	99.72
15	117/1	74.60	0.12	11.80	0.80	1.80	0.10	0.20	0.44	3.65	5.00	0.00	0.00	0.00	0.00	98.51
16	9382/2	75.36	0.06	13.31	0.54	1.69	0.02	0.25	0.42	4.55	3.90	0.10	0.10	0.10	0.10	100.40
17	2829a	77.25	0.11	11.62	0.01	1.98	0.01	0.18	1.20	3.90	3.90	0.00	0.15	0.01	0.01	100.18
18	3979	72.02	0.35	12.95	0.38	3.52	0.08	0.41	1.21	4.00	4.88	0.22	0.15	0.01	0.03	100.06
19	3759	74.19	0.30	9.97	1.18	3.64	0.11	0.22	0.59	4.20	4.72	0.49	0.11	0.04	0.01	99.66
20	AB-32	74.00	0.22	12.93	0.73	1.17	0.06	0.40	0.95	3.70	5.25	0.46	0.14	0.02	0.06	99.95
21	7053a	76.00	0.10	12.67	0.17	1.42	0.01	0.30	0.92	3.40	4.50	0.30	0.10	0.01	0.01	99.81
22	3971	75.86	0.08	11.36	0.90	1.84	0.02	0.01	0.60	3.70	4.98	0.35	0.17	0.03	0.01	99.74
23	7148	75.85	0.07	12.30	0.10	2.15	0.03	0.20	1.02	3.50	4.62	0.17	0.05	0.05	0.39	100.45
24	3128a	76.22	0.10	12.12	1.14	1.13	0.05	0.28	0.68	3.50	4.62	0.70	0.22	0.04	0.01	100.59
25	5285	72.00	0.10	13.90	0.94	1.35	0.07	0.28	1.30	3.50	5.15	0.70	0.18	0.01	0.01	99.31
26	5286	73.00	0.17	12.96	0.07	2.12	0.06	0.25	2.18	2.93	5.30	1.11	0.14	0.02	0.03	100.20
27	5277	74.73	0.05	12.60	0.71	1.77	0.06	0.60	0.79	3.80	4.60	0.60	0.22	0.02	0.01	100.34
28	3120б	76.00	0.10	12.20	0.15	2.21	0.03	0.10	0.16	2.90	4.90	0.35	0.08	0.03	0.01	99.14
29	3171	74.09	0.15	13.07	0.59	0.90	0.06	0.27	0.92	0.59	5.42	0.98	0.10	0.00	0.01	97.05
30	3501	75.48	0.17	12.05	0.00	2.33	0.04	0.05	0.84	3.25	4.90	1.66	0.25	0.01	0.01	100.79
31	5438a	75.35	0.07	11.83	0.33	1.94	0.04	0.13	0.88	3.58	4.86	0.59	0.10	0.04	0.01	99.65
32	3214б	71.97	0.10	14.95	0.72	1.49	0.05	0.49	1.35	3.75	4.70	0.54	0.02	0.01	0.01	100.13
33	3492	75.11	0.12	13.30	0.55	0.02	0.02	0.29	0.62	3.90	4.51	0.62	0.23	0.04	0.02	99.12
34	3159д	75.00	0.10	12.67	0.38	2.00	0.03	0.10	1.49	2.25	5.70	0.15	0.05	0.01	0.01	99.89
35	824/2	72.00	0.23	12.75	0.94	3.53	0.10	0.40	1.16	3.46	4.90	0.00	0.00	0.00	0.00	99.47
36	824/6	67.00	0.54	13.90	1.35	4.10	0.10	1.30	3.00	2.72	4.60	0.00	0.00	0.00	0.00	98.61
37	824/11	71.50	0.25	12.65	0.66	3.60	0.10	0.40	1.03	3.54	5.00	0.00	0.00	0.00	0.00	98.73
38	824/11a	71.70	0.28	12.00	0.68	3.53	0.10	0.36	0.86	3.70	5.60	0.00	0.00	0.00	0.00	98.81
39	369/14	73.80	0.12	12.80	0.67	1.65	0.10	0.28	0.60	3.95	4.55	0.00	0.00	0.00	0.00	98.48

Окончание табл.17

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
40	369/12	73.11	0.15	13.15	0.79	0.36	0.10	0.35	0.67	4.00	4.43	0.00	0.00	0.00	0.00	98.77
41	369/19	74.27	0.08	12.63	0.46	2.07	0.07	0.23	1.26	3.38	5.04	0.00	0.00	0.00	0.00	99.49
42	369/24	73.75	0.15	12.90	0.56	1.98	0.10	0.30	1.45	3.12	5.22	0.00	0.00	0.00	0.00	99.53
43	2146	75.00	0.10	12.50	0.35	1.94	0.00	0.40	1.55	3.08	4.75	0.36	0.00	0.00	0.00	100.03
44	592	74.93	0.14	12.16	0.47	1.90	0.04	0.40	0.78	4.00	4.38	0.00	0.42	0.10	0.10	99.40
45	4007	75.33	0.10	12.52	0.26	2.01	0.03	0.20	0.70	3.46	4.72	0.00	0.52	0.10	0.01	99.44
46	350	73.26	0.05	14.01	0.29	1.29	0.04	0.50	0.28	4.30	4.88	0.00	0.65	0.10	0.09	99.09
47	351-1	74.98	0.05	13.26	0.01	1.22	0.02	0.40	0.56	3.64	5.20	0.00	0.46	0.10	0.01	99.45
48	4195-1	74.64	0.16	12.16	0.41	1.98	0.10	0.20	1.26	5.45	4.53	0.00	0.20	0.10	0.10	101.09
49	6187	73.98	0.05	13.49	0.31	0.08	0.04	0.20	1.12	3.06	0.91	0.00	0.32	0.10	0.10	93.44
50	168	73.93	0.10	12.32	0.34	2.82	0.10	0.20	0.55	3.57	4.83	0.00	0.00	0.00	0.00	98.76
51	4	74.95	0.12	12.50	0.41	1.85	0.02	0.25	0.71	3.72	4.55	0.00	0.00	0.00	0.00	99.08
52	21	74.14	0.11	12.48	0.39	2.49	0.03	0.26	0.64	3.62	4.78	0.00	0.00	0.00	0.00	98.94
53	8	74.28	0.11	12.85	0.32	1.85	0.04	0.34	0.82	3.47	5.16	0.00	0.00	0.00	0.00	99.24
54	9	73.08	0.28	12.78	0.47	2.64	0.05	0.40	1.23	2.86	5.55	0.00	0.00	0.00	0.00	99.34
55	282/1	75.40	0.11	12.20	0.46	1.66	0.10	0.20	0.56	3.55	4.40	0.00	0.00	0.00	0.00	98.64

Примечание. Обр. 1-17 - граниты аламинского комплекса, интрузивные массивы в центральной части Киргизского хребта и в Джумгалском хребте; обр.18-19 - граниты, аляскиты кастекского комплекса, интрузивные массивы в Кастекском хребте и восточной части Киргизского хребта; обр.20-49 -граниты, аляскиты джиналачского комплекса: обр.20-22 - Кумыштагский и Чичканский интрузивные массивы в Таласском хребте, обр.23-49 - интрузивные массивы в хр.Терской Алатао; обр.50-55 - граниты айторского комплекса, Айторский массив на северном склоне центральной части хр.Терской Алатао. Данные геолого-съемочных работ Агентства по геологии и минеральным ресурсам Кыргызской Республики.

Таблица 18. Содержание редких земель и других микроэлементов в породах силурийского коллизионного гранитового комплекса, Северный Тянь-Шань (в г/т)

N п/п	N образца	Rb	Ba	Th	Sr	Nb	Ta	Hf	Zr	Y	Cr	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
1	86330	260	490	28	78	33	1.8	9.3	280	57	742	120	240	14	1.1	2.4	6.7	0.95
2	86652	150	150	21	68	1.8	0.4	3.6	89	6.9	28	11	16	1.1	0.28	0.18	0.63	0.96
3	86664	160	740	15	1280	11	0.96	4.0	120	13	33	36	70	2.4	0.7	0.39	1.2	0.16

Примечание. Обр.1 - гранит айторского комплекса, Айторский массив, хр.Терской Алатао, р.Чон-Кызылсу; обр.2-3 - граниты джиналачского комплекса, интрузивы центральной части хр.Терской Алатао. Анализы выполнены в Бронницкой ядерно-физической лаборатории ИМГРЭ (г.Москва).