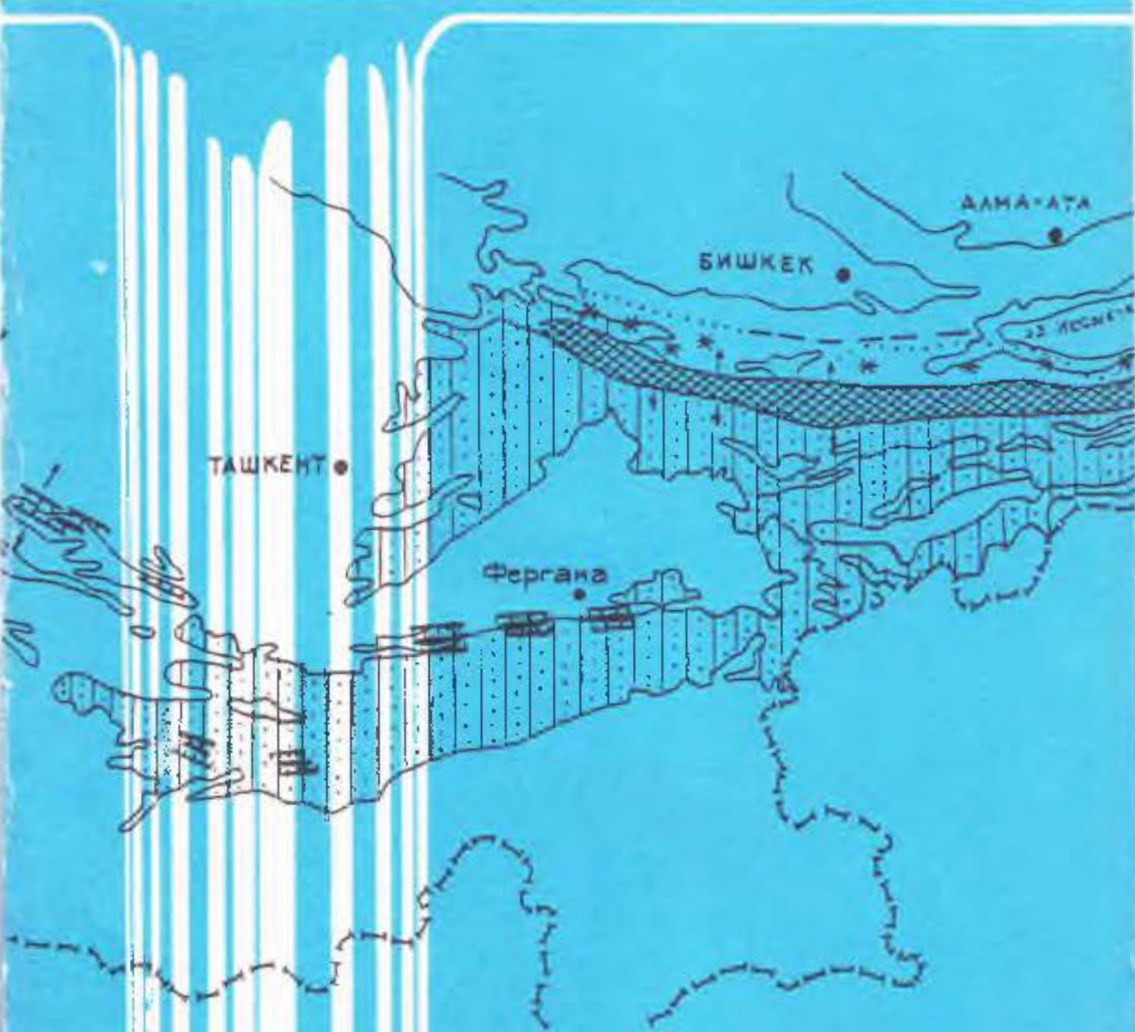


Т.Н. Далимов, И.Н. Ганиев,
Л.В. Шпотова, М.Х. Кадыров

ГЕОДИНАМИКА ТЯНЬ-ШАНЯ



ТАШКЕНТСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
Кафедра петрографии и полезных ископаемых.
НИЛ "Магматизм и геодинамика"

**Т.Н. Далимов, И.Н. Ганиев,
Л.В. Шпотова, М.Х. Кадыров**

ГЕОДИНАМИКА ТЯНЬ-ШАНЯ

**Том I — (Магматизм и геодинамические
обстановки палеозоя)**

**Ташкент
"Университет"
1993**

Монография посвящена комплексному анализу магматизма и восстановлению геодинамических обстановок палеозоя Тянь-Шаня. В результате проведенных исследований выявлено реальное существование в палеозое следующих геодинамических обстановок: океанической (мезоокеанической), рифтовой, окраинно-континентальной и коллизионной, каждая из которых сопровождается своими рядами формаций.

Установлено, что латеральные ряды формаций, впервые подробно проанализированные авторами, являются надежным инструментом восстановления геодинамических обстановок геологического прошлого.

Книга рассчитана для студентов старших курсов, аспирантов, петрологов и геологов широкого профиля.

Ответственный редактор
чл.-корр. АН Республики Узбекистан
Т.Н. ДАЛИМОВ

О Г Л А В Л Е Н И Е

ВВЕДЕНИЕ (Т.Н. Далимов)	5
Глава первая. ОБЗОР ДОКЕМБРИЙСКОГО МАГМАТИЗМА	
(Т.Н. Далимов, Л.В. Шпотова)	9
I. Поздний архей-ранний протерозой	9
1.1. Вулканические формации	9
1.2. Интрузивные формации	14
II. Рифей и венд	19
II.1. Вулканические формации	20
II.2. Интрузивные формации	35
Резюме	37
Глава вторая. КЕМБРИЙ-РАННЕОРДОВИКСКИЙ МАГМАТИЗМ И	
ЛАТЕРАЛЬНЫЕ РЯДЫ ФОРМАЦИЙ (Т.Н. Далимов)	
2.1. Вулканические формации	39
2.2. Плутонические формации	50
Резюме и палеогеодинамические реконструкции	51
Глава третья. ОРДОВИК – СИЛУРИЙСКИЙ МАГМАТИЗМ И	
ЛАТЕРАЛЬНЫЕ РЯДЫ ФОРМАЦИЙ. (Т.Н. Далимов, М.Х. Кадыров,	
Л.В. Шпотова)	
3.1. Вулканические формации	56
3.2. Плутонические формации	75
Резюме и палеогеодинамические реконструкции	78
Глава четвертая. ДЕВОНСКИЙ МАГМАТИЗМ И ЛАТЕРАЛЬНЫЕ	
РЯДЫ ФОРМАЦИЙ (Т.Н. Далимов, И.Н. Ганиев)	
4.1. Вулканические формации	83
4.2. Плутонические формации	93
Резюме и палеогеодинамические реконструкции	106
Глава пятая. КАРБОНОВЫЙ МАГМАТИЗМ И ЛАТЕРАЛЬНЫЕ	
РЯДЫ ФОРМАЦИЙ (Т.Н. Далимов)	
5.1. Вулканические формации	112
5.2. Плутонические формации	132
Резюме и палеогеодинамические реконструкции	139
Глава шестая. ПЕРМСКИЙ МАГМАТИЗМ И ЛАТЕРАЛЬНЫЕ	
РЯДЫ ФОРМАЦИЙ (И.Н. Ганиев, Т.Н. Далимов)	
6.1. Плутонические формации	144
6.2. Вулканические формации	147
6.2. Вулканические формации	159

Глава седьмая. ВЕРТИКАЛЬНЫЕ РЯДЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ КАК ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК (Т.Н. Далимов)	170
— Океанические зоны	172
— Пассивные окраины континентов	179
— Активные окраины континентов	179
— Зоны коллизий	182
— Зоны рифтогенеза	186
Глава восьмая. ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА. ЛАТЕРАЛЬНЫЕ РЯДЫ ФОРМАЦИЙ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ (Т.Н. Далимов)	192
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	192
ЛИТЕРАТУРА	205

ВВЕДЕНИЕ

Тянь-Шань – одна из уникальных петрографических провинций Азии, характеризующаяся длительным и разнообразным магматизмом, проявившимся от позднего архея до мезозоя. Сложное сочетание различных по генезису магматических ареалов, их временная и пространственная миграция, латеральные вариации формаций, наличие всех известных фаций магматизма, сложная блоково-разломная и шарьяжная тектоника делают этот регион своеобразным полигоном для решения ряда фундаментальных задач теоретической и прикладной геологии.

Исследователями это было осознано давно. Анализ обширной литературы по геологии Тянь-Шаня показывает, что на его примере были разработаны основы учения о формациях, глубинных разломах, генетической связи оруденения с интрузиями, каскадом (скачкообразном) характере эндогенных процессов и др. (Х.М. Абдуллаев, А.В. Пейве, В.И. Попов). Именно в этом регионе получили развитие плодотворные разработки по тектонике складчатых областей, шарьяжах и покровах. В 60-х–70-х годах Тянь-Шань явился полигоном для работ по проблемам реальной связи глубинного строения земной коры с магматизмом и другими эндогенными процессами, что привело к ряду фундаментальных выводов о типах континентальной коры, закономерностях их изменения и становления (И.Х. Хамрабаев, Е.М. Бутовская, Б.Б. Таль-Вирский, Ф.Х. Зунунов). Именно по этой причине в регионе были созданы ряд геодинамических полигонов Мингео (Кызылкумский, Киргизский и др.) и поставлены работы по сверхглубокому бурению.

Однако, накопленный к 60–70-м годам материал, лавинообразно нарастая, пришел в резкое противоречие с господствующим до недавнего времени геосинклинальным учением, которое не смогло объяснить целый ряд имеющихся фактов. Появившиеся и бурно прогрессирующие в это время представления о новой глобальной тектонике в 70–80-х годах обходили нас стороной, что не могло не оказать своего сдерживающего влияния.

Прорыв наметился в середине 70-х годов. Серия публикаций о покровах, шарьяжной структуре Южного Тянь-Шаня, явлениях рифтогенеза, серпентинитовом меланже, олистолитах и олистостромах поставили под сомнение саму сущность учения о геосинклиналях (В. Буртман, Г.И. Макарычев, Г.П. Поршняков, Р. Усманов, С. Пазилова, Ш. Сабдошев, Р.Н. Абдуллаев, Т.Н. Далимов, П.А. Мухин). Ныне от этого учения осталось только терминология.

В этой ситуации возникает острая необходимость анализа материалов по магматизму Тянь-Шаня, что имеет особо важное значение для различных историко-геологических, в том числе геодинамических построений. Петрологические данные (состав формаций, фации магматитов), будучи довольно консервативными, несут неискаженную, хотя часто и неоднозначную информацию о геодинамических обстановках геологического прошлого. Поэтому одной из главных задач, стоящих

перед авторами была попытка анализа и систематизации имеющегося материала под углом зрения новых геотектонических концепций. В этой связи представляет определенный интерес краткие итоги изучения магматизма.

Основные итоги проведенных работ по магматической геологии изложены в ряде фундаментальных исследований ответственных геологов, среди которых необходимо назвать работы Х.М. Абдуллаева, И.М. Исамухамедова, И.Х. Хамрабаева, Е.Н. Горещкой, Е.Д. Карповой, В.А. Николаева, В.И. Попова, Н.П. Васильковского, В.А. Арапова, А.Б. Бакирова, Р.Б. Баратова, С.М. Бабаходжаева, А.В. Покровского и других. Несомненно положительную роль в изучении территории — сыграли публикации многотомной фундаментальной серии "Геология СССР" (М., 1972), где был обобщен материал к 1970 году. В последующем материал по геологии, петрологии и магматизму рассматриваемой территории обобщен в ряде крупных работ: "Геологическая карта Средней Азии" (1984), "Карта магматических комплексов Узбекистана" (1986), "Земная кора и верхняя мантия Средней Азии", "Земная кора Таджикистана", "Интрузивные и стратифицированные комплексы Киргизии" (1984) и др. В последующем развитие петрологии, магматической геологии привело к появлению новых направлений в этих отраслях: палеовулканологии, геохимии магматических комплексов, региональной геологии магматитов, физико-химической петрологии, геохронологии, изотопной геологии.

Рассмотрим основные итоги предыдущих исследований.

1. Выяснен объем и широкое разнообразие магматических горных пород. Сейчас уже ясно, что магматическая деятельность была проявлена на этой территории от позднего архея до конца палеозоя. Реально обозначились, хотя до конца и не исследованы, мезозойские магматические проявления. Проведенные исследования позволили сформулировать важный вывод о том, что Тянь-Шань уникальная петрографическая провинция Евразии, с длительно проявившимся, но дискретным и разнообразным магматизмом.

Сейчас уже ясно, что здесь основную роль среди магматических горных пород играют разнообразные гранитоиды, проявившиеся от позднего архея (лейкосомы мигматитов) до конца перми и начала триаса (арашанский комплекс). Гораздо в меньших масштабах проявлены щелочные и субщелочные разности и крайне в небольшом объеме проявлены основные и ультраосновные породы. Все это повлияло и на эндогенную металлогению региона, как провинции, где широко проявлены редкометалльные, скарновые, и гидротермальные месторождения.

2. Проведено в первом приближении фациально-формационное расчленение магматических образований. Установлено, что например, гранитоиды проявляются в условиях всех фаций глубинности от ультрабиссальной до субвулканической (включительно) (Далимов, 1972). К сожалению, этого мы не можем сказать относительно щелочных, субщелочных и, основных и ультраосновных интрузий. В первом приближении сформулированы критерии фациальности, фаций вулканитов наземного и субмаринного происхождения.

Несмотря на дискуссионность таких фундаментальных понятий, как "формация", "комплекс" выявлены главные типы формаций магматитов, возрастные уровни их проявления, связь с конкретными структурами. Однако, следует заметить, что все эти выводы, сформулированные к концу 70-х годов касаются гранитоидов и довольно широко распространенной группы известково-щелочных вулканитов верхнего палеозоя. С удешевлением толщ и пород проблем и неясных вопросов становится гораздо больше.

В тесной связи с формационно-фациальным анализом стоят вопросы корреляции магматических формаций и комплексов Тянь-Шаня. Эти работы были начаты в конце 60-х годов по инициативе Среднеазиатского петрографического совета. Более чем тридцатилетняя история этих исследований показывает возможности коллектива петрографов Средней Азии. Известны три варианта рабочей схемы кор-

реляции (1972; 1975; 1983). Постоянно изменяющаяся и дополняемая новыми материалами "Схема" — единственная в своем роде основа для разнообразных историко-геологических построений.

3. К числу несомненно положительных итогов петрологических и петролого-геохимических исследований следует отнести исследование вещественного состава магматических горных пород, что привело к открытию ряд фундаментальных выводов: ассимиляционная и первичная геохимическая специализация, значение магм различного состава для рудоносности отдельных структур, проблема связи оруденения с интрузиями, индикаторные свойства отдельных породообразующих минералов и их парагенезисов в оценке рудоносности магматических комплексов. Все это вместе взятое и привело к формированию критериев рудоносности магматических комплексов (Жамрабаев, 1969).

4. Выявлено широкое разнообразие вулканогенных образований на территории Тянь-Шаня и проведен их первый палсовулканологический анализ. Здесь трудно не назвать серию работ по реконструкции вулканоструктур, центров извержения, фаций вулканитов, отраженных в "Атласе палеовулканологических реконструкций" (В. П. Коржаев и др., 1986). Положительные итоги изучения магматических горных пород и их ассоциаций можно было бы продолжить, но представляется целесообразным сформулировать и ряд нерешенных проблем.

В первую очередь, необходимо назвать проблему докембрийской магматической активности. Несмотря на наличие ряда публикаций В. И. Буданова, А. В. Покровского, В. А. Хохлова, И. М. Мирходжаева, А. Б. Бакирова, основные вопросы, связанные с магматизмом этого периода остаются не решенными. Пока не ясен объем, состав магматических образований и мы по сложившейся традиции продолжаем придавать первостепенное значение гранитоидному магматизму, скорее всего роль щелочных, основных и ультраосновных ассоциаций явно недооценивается. Остродискуссионной остается проблема возраста и связанные с ними вопросы периодизации докембрийского этапа магматизма. В силу ряда объективных причин мы по этим вопросам не располагаем принципиально новыми результатами. Связанное в значительной мере относится и к раннепалеозойскому магматизму Тянь-Шаня и особенно Южного;

— во-вторых, совершенно недостаточно исследованы магматиты закрытых территорий. Работы, проводимые в Узглавгеологии (Х. Узаков) и ИГиГ АН Узбекистана (И. Х. Жамрабаев, Ф. А. Аскарлов, С. С. Саидганисв) позволили оценить масштабы магматизма, установить в отдельных случаях их возраст и предположительно геологическое строение, но многое остается пока неясным;

— в-третьих, уже приходилось неоднократно повторять весьма старую и банальную истину, о том, что лучшие исследованы гранитоиды, крайне дискуссионна проблема мафит-ультрамафитов, особенно альпинотипных;

— в-четвертых, сейчас уже ясно, что современная отечественная петрография достаточно сильно отстала в проведении исследований состава магматитов. Отсутствие современных приборов, устаревшая аналитическая база, явный дефицит ПЭВМ не позволяет углубиться в эти вопросы;

— в-пятых, одной из самых остродискуссионных проблем остается нерешенность общих вопросов магматизма в Тянь-Шане: закономерности размещения ареалов магматизма, специфика их пространственной локализации, проблемы связи магматизма с историей развития регионов, геодинамические реконструкции и т. д. Отсутствие подобных обобщающих исследований сдерживает и понимание того, каковы основные тенденции эволюции земной коры данного региона. Все изложенное обусловило специальную постановку работ посвященных связям магматизма и геодинамики на кафедре петрографии ТашГУ.

Целью настоящей монографии является рассмотрение и поиски общих связей магматизма с геодинамикой Тянь-Шаня с новых геотектонических позиций. Здесь

необходимо отметить, что в 1986 г. из печати вышла монография большого коллектива авторов "Эволюция магматизма Средней Азии" (отв. ред. И.Х. Хамрабаев, А.К. Симон). К сожалению, многие вопросы магматической геологии этой обширной территории не нашли в ней удовлетворительного отражения. Вместе с тем, авторы далеки от мысли о неконструктивной критике этой работы, т. к. в литературе пока нет другой сводки, хотя изложение материала в упомянутой книге дискуссионно (т. н. тектонический принцип классификаций формаций). Но это может нравиться кому-то, а кому-то нет. Ценность ее определяется материалом, который несмотря на сжатый характер не утратил своего значения.

Остановимся на некоторых общеупотребительных терминах, которые часто используются в работе. Формация — один из наиболее употребляемых терминов. Она понимается нами как совокупность горных пород, обладающих структурно-геологической, вещественной и возрастной общностью (Далимов, 1983). Такое понимание этого понятия сближает ее с "комплексом" и в этом его преимущество. Мы сознательно не употребляем понятия "формационные типы", т. к. удовлетворительно выделенных типов не так уж много. В современной зарубежной и отчасти отечественной литературе при геодинамических реконструкциях часто употребляют термин "серия" — как совокупность генетически связанных между собой пород. Принятое нами определение "формации" практически с ним совпадает. Что касается традиционных петрохимических серий (толеитовая, известково-щелочная), то они употребляются в обычном генетическом смысле.

Сложнее обстоит с таким понятием, как "структурно-формационная зона" (СФЗ). В подавляющем большинстве предыдущих работ СФЗ фигурирует в качестве сквозной тектонической единицы и понимается, как часть земной коры, характеризующаяся единством осадконакопления, магматизма и истории развития. Сейчас выявлено, что СФЗ не имеют сквозного вертикального развития, т. е. они возникают, развиваются и отмирают. В тексте монографии СФЗ имеют, скорее всего, географический смысл. Там, где это удается мы подчеркиваем действительную природу этих зон понятиями: мезоокеан, океан, микроконтинент, активная и пассивная окраина, рифт и т. д.

Наконец, следует оговориться, что проведенные исследования позволяют говорить лишь о довольно простых геодинамических обстановках (океаническая, рифтовая, коллизионная и др.), многие детали которых, механизм их возникновения, еще не изучены.

Монография написана коллективом авторов-сотрудников кафедры петрографии и НИИ "Магматизм и геодинамика" ТашГУ на основе собственных и литературных материалов. Она подводит итог первому этапу исследований (1988–1992 гг.). В процессе работы отдельные положения докладывались на Петрографическом семинаре университета, обсуждались с проф. Т. И. Фроловой (МГУ), В. А. Павловым (ИГЕМ, Москва), проф. Р. Н. Абдуллаевым (ИГиГ, Ташкент), Г. П. Поршняковым (С/Петербургский ун-т). Авторы приносят им глубокую признательность.

Глава первая

ОБЗОР ДОКЕМБРИЙСКОГО МАГМАТИЗМА

Докембрийский магматизм в структурах Тянь-Шаня проявился в широком интервале времени от позднего архея до венда включительно. Основные сведения о его составе и формациях отражены в работах А.Б.Бакирова, М.А.Ахмеджанова, О.М.Боржова, И.М.Мирходжпева, В.А. Хохлова, В.Е. Головина, В.И. Буданова, Р.П. Абдуллаева, А.В. Покровского, В.Г. Королева, Р.А. Максумовой и других исследователей. В той или иной форме этот материал изложен в ряде работ ("Эволюция...", 1986, "История магматизма Тянь-Шаня"..., 1988; "Карта магматических комплексов Узбекистана"..., 1984; "Докембрий Средней Азии" и др.). В связи с этим материал по докембрийским формациям излагается в несколько обобщенной форме.

Вся совокупность формаций докембрия объединяется в следующие возрастные группы: архей-раннепротерозойские, позднедокембрийские и вендские. Такая периодизация отражает, разумеется, только степень их изученности и не несет в себе генетического смысла.

1. ПОЗДНИЙ АРХЕЙ-РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (AR3-PR1)

В этой группе выделяются следующие формации: metabазальтовая, габбро-перидотитовая, габбро-перидотит-пироксенитовая, габбро-анортозитовая, мигматит-гранито-гнейсовая, габбро-плагногранитовая.

Общая схема корреляции архей-раннепротерозойских магматических формаций приведена в таблице 1.

1.1. Вулканические формации

Метабазальтовая формация. Общая площадь формации составляет 300 км² (Киргизский, Заилийский хр.). Она слагает фундамент Муюнкумского и Наратского микроконтинентов.

В Северном Тянь-Шане к ней отнесены глубокометаморфизованные породы актозской свиты, сложенной по данным А. Бакирова (1978) различными гнейсами, амфиболитами гранатовыми амфиболитами, эклогитами и небольшим объемом карбонатных пород. Возраст ее по циркону из гнейсов составляет 2780±300 млн. лет (Бакиров, 1978). Низы формации не обнажены, а верхняя часть и взаимоотношения с вышележащей муперлисайской серией тектонические. Вопрос о первичной природе субстрата пород данной формации дискусионен. Одни исследователи считают его первично-осадочным (Белькова, Огнев, 1964), другие — соответствующим вулканитам среднего и кислого состава (Т.А. Додонова). Основанием к отнесению пород актозской свиты, в частности, широко развитых в ее составе амфиболитов, к metabазальтовой формации послужило исследование химизма пород, показывающих, что эклогиты в ее составе соответствуют железистым базальтам, в частности, траппам (Бакиров, 1978, стр. 70). Кроме того, В. В. Киселев и Н. И. Дорошенко показали, что часть амфиболитов сформировалась за счет жильных пород основного состава, а амфиболитовые сланцы возникли в результате метаморфизма эффузивно-пирокластических пород основного состава. Эволюция состава пород актозской свиты приведена в рис. 1.

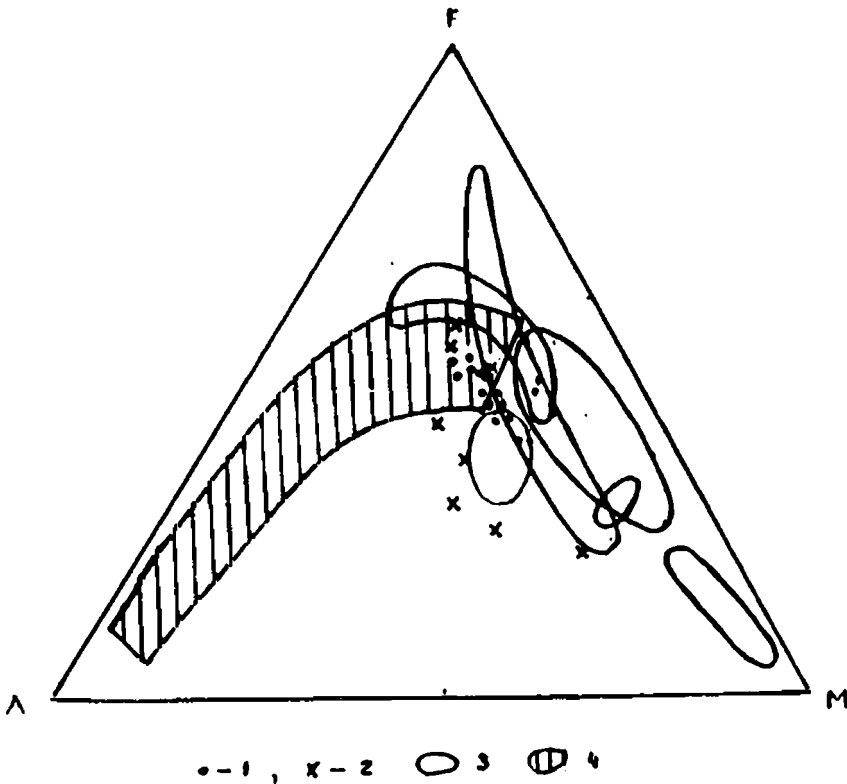


Рис. 1. Положение составов пород (1-2) актюской (1) и куперлисайской (2) свит (метабазальтовая формация) на диаграмме АФМ. Поля развития пород: океанических (3), островодужных (4) пород.

Условно к этой же формации относятся породы куперлисайской свиты юго-западных отрогов Сев. Тянь-Шаня. Возраст ее спорен. Жуков Ю. В. и Израилева Р. М. (1982) относят ее к нижнему протерозою, а А. Б. Бакиров (1978, 1982) считает их верхнеархейскими на основании степени метаморфизма и данных абсолютного возраста цирконов из палеосомы мигматитов, равного 2550 ± 250 млн. лет. Куперлисайская свита сложена альбит-актинолитовыми амфиболитами, эпидот-хлоритовыми, карбонатно-хлоритовыми сланцами, метагаббро и метадиабазами и габбро-диабазами. По данным М. Д. Геся и Р. М. Израилевой (1982) амфиболитизированные габбро и диабазы образуют субсогласные, пластообразные тела и силлы, площадь которых колеблется от сотен кв. метров до 15 кв. км, в среднем 1,5 кв. км. Они состоят из вторичной актинолитовой роговой обманки (30-55%), плагиоклаза (45-70%), который часто переполнен призмочками эпидота. Вторичные минералы: цоизит, (эпидот), хлорит, лейкоксен, альбит. Акцессорные: магнетит, апатит, сфен, ильменит. Породы обладают крупнозернистой массивной текстурой и бластоофитовой, granoобластовой структурой. Габбро-диабазы обладают тем же минералогическим составом, но являются более мелкозернистыми, характеризуются наличием реликтовых офитовых структур.

Схема корреляции поздней архей-раннепротерозойских магматических формаций Тянь-Шаня*

	Северный Тянь-Шань и его юго-западные остроги				
	Киргизский хребет, сев. часть оз. Иссык-Куль		Киргизский, Тер-Скейский хребты	Кассанский регион, Нарынтоо, Сарыджасский район	
PR2-3 (?)	Метабазальтовая (кеминская серия)	Мигматит-гранито-гнейсовая (1780-170 млн. лет)	Мигматит-гранито-гнейсовая (канджай-ляуский к-с)	Тоналит-плагио-гранитовая (сарыджаский к-с)	
AP3-PR1 I	Метабазальтовая (актозская куперлисайская св., 2780 ± 300 млн. лет) а	Габбро-перидотитовая (тела серпентинитов в актозской свите)	Габбро-перидотитовая (арчалинская свита)	Метабазальтовая (св. хуйлю, семизсайская св.)	Габбро-перидотитовая (узункудукский м-в, торгойский к-с)

Южный Тянь-Шань			
Атбашинский хребет	Султануздаг	Гиссарский хребет	Юго-западные отроги Гиссарского хребта
Гранито-гнейсовая (кемельский, кель-тубекский к-сы)	Гранито-гнейсовая (граниты гранатной фабрики)	Высокоглино-земистых гранитов	Мигматит-гранито-гнейсовая Метабазальтовая (пальгарская свита)

* *Примечание.* Здесь и далее по тексту Схемы корреляции магматических формаций длительность отдельных этапов основана на "Рабочей схеме корреляции магматических формаций Средней Азии" (Ташкент, 1983. Отв. редакторы Т.Н.Далимов, А.А.Кустарникова, гл. редактор И.Х.Хамрабаев). Авторы схемы: Г.А.Абдурахманов, В.А.Арапов, А.Б.Бакиров, М.П.Кузнецов, Р.Б.Баратов, Т.Н.Далимов, К.Боконбаев, В.П.Коржаев, З.А.Юдалевич, А.А.Кустарникова, А.В.Покровский, В.С.Лутков, С.М.Бабаходжаев, В.М.Стеблова.

Все последующие изменения в "Схеме" внесены Т.Н.Далимовым.

К югу в юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня выделение метабазальтовой формации условно как по возрасту, так и по составу слагающих его пород. В частности, к ней, вероятно, относятся амфиболиты, плагиогнейсы и иотит-амфиболовые сланцы свиты куйлю в Сарыджаском районе. Общая площадь пород относимых к данной формации в Среднем Тянь-Шане составляет 250-00 км².

Таблица 2

Химические составы основных типов пород метабазальтовой формации (Северный Тянь-Шань)

Окислы	1	2	3	4
SiO ₂	52,00	57,00	51,94	49,47
TiO ₂	0,68	0,80	0,72	0,80
Al ₂ O ₃	15,92	15,00	10,30	14,70
Fe ₂ O ₃	4,55	1,75	2,64	2,82
FeO	3,05	7,16	5,62	6,26
MnO	0,06	0,14	0,17	0,19
MgO	5,55	4,53	13,12	8,24
CaO	9,08	6,70	8,96	7,56
Na ₂ O	3,05	3,00	2,00	2,75
K ₂ O	1,70	1,80	1,00	2,40
ППР	3,98	0,81	2,63	3,67
	99,62	98,91	99,18	99,10

Примечание: 1 — амфиболитизированные габбро, куперлисайская серия Рожоец В. М. Среднее из 2 ан.; 2 — метагаббро обр. 602-я по А. Бакирову; 3 — метагаббро по А. Бакирову, 1978; 4 — метагаббро обр. 2-4 взяты в низовье р. Чон-Кемин.

Общая мощность метабазальтов в составе свиты куйлю составляет 1000-1500 м. К этой же формации вероятно относятся разнообразные метабазиты в составе емизсайской свиты (Кассанский блок), которые по А.Б. Бакирову (1978) представлены апогаббро, метабазальтами, линзовидными телами серпентинитов.

В Южном Тянь-Шане данная формация сейчас проблематична и не выделяется. Исключением могут явиться породы фундамента Байсунского микроконтинента.

И. М. Мирходжаев, В. А. Хохлов и В. Е. Головин (1982) в юго-западных отрогах Гиссара в состав данной формации относят согласные пластовые залежи метазитов мощностью от 0,5-3 до 50 м, которые имеют секущие контакты с мешающими породами. По химизму рассматриваемые породы колеблются от кварцевого до нормального габбро. По данным этих авторов некоторые петрохимические параметры (число Хесса = 1,9-3,0; отношение Ti/Fe = 7,2-9,1) указывают на их неомненно базальтовую природу. Подтверждением этого является наличие в составе метаморфических образований рассматриваемого региона реликтов, андesito-базальтов среди гнейсов. Для территории юго-западных отрогов Гиссара отсутствуют адекватные возрастные данные, подтверждающие их архейско-раннепротерозойский возраст. И. М. Мирходжаев, В. А. Хохлов (1977) приводят 4 цифры в 1239 млн. лет К-Аг метод) для пород шатутской свиты (р. Айянгар).

Одним из относительно исследованных примеров метабазальтовой формации Средней Азии является хорогский комплекс Южного Памира, изученный К. Т. Буяновой и В. И. Будановым (1982). По данным этих исследователей породы рассматриваемого комплекса имеют мощность около 1,5-2 км, из которых 3/4 заняты

метамагматическими образованиями, а 1/4 карбонатными и осадочными породами. В структурном отношении они залегают в виде тектонической пластины между породами горанской и шахдаринской серий. Возраст рассматриваемых пород колеблется в пределах 2,5–3 млрд. лет (U – Rv, St – Rv изохроны). Исходя из структурного положения формаций не исключается более древний (раннеархейский) возраст. Естественно, что отнесение их к metabазальтовой формации является условным. Породы комплекса сформировались вдоль зоны глубинного разлома или древнейшего палеорифта, разделявшего блоки осадконакопления шахдаринской и горанской серий.

Магматические образования по В. И. Буданову представлены лерцолитами (оливин — 35%, ортопироксен — 10%, клинопироксен — 19%, шпинель — 3%), кортландитами (оливин — 43%, ортопироксен — 9%, шпинель — 5%, амфиболы — 41%), вебстеритами и ортопироксенитами. Полностью метаморфизованные разновидности пород данного комплекса представлены друзитами, эклогитизированными гипербазитами. По данным В. А. Буданова, К. Т. Будановой (1982) среди пород рассматриваемого комплекса преобладают кортландиты и амфиболовые ортопироксениты, слагающие мелкие дайкообразные и силлообразные тела, чаще всего имеют субогласное залегание с вмещающими породами.

Гораздо реже отмечаются секущие взаимоотношения, особенно в тех случаях, когда от относительно крупных тел во вмещающие породы охватывают апофизы. Кроме того, тела гипербазитов срезают мелкую слоистость гнейсов и мигматитов.

Кроме отмеченных типов пород, в составе хорогского комплекса распространены, габбро, нориты, габбро-диабазы, которые в результате метаморфизма превращены в эклогитоподобные породы с реликтовой алогаббровой, апофитовой, друзитовой структурой.

Химический состав пород рассматриваемого комплекса приведен ниже (табл. 3).

Таблица 3

Химические составы пород хорогского комплекса по В. И. Буданову (1982)

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	45,62	43,70	43,30	46,81	46,98	48,92
TiO ₂	0,44	0,38	0,50	0,53	0,34	0,48
Al ₂ O ₃	0,55	7,16	6,95	9,50	8,94	13,33
Fe ₂ O ₃	3,47	2,07	3,29	3,55	3,53	2,94
Fe	7,54	7,76	8,16	7,14	7,33	7,15
MnO	0,18	0,18	0,16	0,23	0,17	0,19
MgO	22,89	27,46	27,71	19,47	21,46	11,78
CaO	7,67	6,19	6,10	9,30	7,73	10,98
Na ₂ O	0,99	0,65	0,72	1,08	1,12	1,64
K ₂ O	0,39	0,26	0,30	0,27	0,33	0,54
ППР	1,76	2,48	2,37	1,33	1,44	1,71

Примечание: 1 — усредненный состав комплекса, (ср. 31); 2 — лерцолиты, ср. из 5; 3 — кортландиты, ср. из 7; 4 — вебстериты, ср. из 9; 5 — ортопироксениты, ср. из 9; 6 — базиты, ср. из 11.

Приводимые данные, также материалы детального петрографического исследования пород хорогского ортокомплекса не позволяют относить его по мнению В. И. Буданова, ни к альпинотипным гипербазитами, ни к формациям расчлененных интрузий. Он предполагает, что это специфическая формация, особенности которой заключаются в большой их древности, принадлежности к нижней части коры.

1.2. Интрузивные формации

Габбро-перидотитовая формация включает альпинотипные гипербазиты (протрузии серпентинитов). Несмотря на то, что ультрамафиты встречаются во многих частях Тянь-Шаня, их общий объем среди магматических формаций незначителен. Суммарная площадь их развития не превышает 253 км² (Абдуллаев, 1960), что составляет 0.7% от общего объема магматитов (Бабаев, 1963). К породам данной формации отнесены многочисленные мелкие тела серпентинитов, возраст и геологическое положение которых во многих случаях не выяснены.

В Заальпийском и Тасакеминском хребтах Северного Тянь-Шаня к ним относятся тела серпентинитов, встречающихся внутри пород актозской, куперлисайской, тегирматинской свит (туктургурский комплекс PR1?). Возраст их остается неясным. Однако, многие исследователи полагают, что возраст этих образований является раннедокембрийским (Ю. В. Жуков, Р. М. Израилева, Н. П. Михайлов, Ю. Л. Семенов). Основанием к этому является в частности то, что в западном окончании Тасакеминского хребта серпентиниты прорваны мигматитовыми гранитами кош-каджольского комплекса (PR1), поэтому вполне вероятно, что она по возрасту совпадает с временем образования упомянутой выше metabазальтовой формации. По данным М.Д. Геся, Р.М. Израилевой (1982) серпентиниты в рассматриваемом районе образуют систему мелких тел линзовидной формы (0,2–2,5 км в длину и 100–700 м в ширину), сложенных хризолит-антигоритовыми разновидностями. Иногда в них встречаются бастит и лучистый тремолит, очень редко реликты пироксена и оливина. Последующий метаморфизм обуславливает превращение серпентинитов в антигоритовые, тальковые, тальково-хлоритовые сланцы. С ними пространственно связаны многочисленные тела лиственитов небольших размеров. Так, по данным вышеупомянутых авторов, довольно крупная зона лиственитов протягивается вдоль правого берега р. Кичи-Кемик (общая длина 9 км, при ширине от 50 до 100 м).

К югу в юго-западных отрогах Тянь-Шаня (Нарынский район, Сарыджаз и Кассанский блок) серпентиниты встречаются в небольших объемах. На северных склонах гор Чаарташ они были описаны А.А. Луйком. Здесь они приурочены к северной части одноименного тектонического блока, сложенного породами джакболотской свиты. Всего выделено 4 тела серпентинитов, самое крупное из которых имеет в длину около 2 км, при ширине 100 м. Массивы сложены хризолит-лизардитовыми, антигорит-лизардитовыми серпентинитами с прожилками хризолит-асбеста. По данным Р.М. Израилевой, А.Ф. Лопина, Ю.Л. Семенова (1982) наличие в породах псевдоморфоз баститита по ромбическому пироксену, присутствие редких вкрапленников хромшпинелидов может указывать на первично-гарцбургитовый состав пород.

Докембрийский возраст серпентинитов рассматриваемого региона в настоящее время обосновывается перекрытием их базальтовыми слоями джетымтауской свиты венда (В.Г. Королев, 1959).

В Кассанском блоке серпентиниты образуют 12 тел, которые Ю.Л. Семеновым разделены на две возрастные группы: раннепалеозойскую и докембрийскую. Последняя ассоциирует с породами раннепротерозойской семисайской свиты и образует согласные тела размером от 50–100 до 1200 м в длину при мощности 10–30 м. Они выполнены полосчатыми антигорит-лизардитовыми сланцами, серпентинитами, серпентинизированными гарцбургитами и дунитами. По данным вышеупомянутых авторов внутри серпентинитовых тел встречаются линзы габбро-амфиболитов.

В Южном Тянь-Шане возраст габбро-перидотитовой формации также остается проблематичным. Многочисленные мелкие тела серпентинитов, протягивающиеся от пика Жан-Тенгри (на востоке) до Султануздага (на западе), относятся исследователями к ордовику, силуру и среднему-верхнему карбону, что практически не обосновано ни геологическими, ни радиологическими данными. Докембрийская

природа многих тел серпентинитов в частности, букантау-тамдытауского комплекса) является привлекательной и настойчиво, предполагается, но не доказана, точно также, как не обоснован их палеозойский возраст. Сейчас ясно лишь одно, что серпентиниты не могут иметь подпалеозойский возраст, так как их галка установлена в базальных слоях среднекарбовой молассы. Видимо, к заведомо докембрийским можно отнести линзы (10–70 м в длину) и линзообразные тела серпентинитов, залегающих в докембрийской (PRI?) гнейсово-сланцевой толще хр. Байсунтау. Возможно, к этой группе относятся серпентинизированные пироксениты, габбро-пироксениты каракурумского комплекса Гармского блока.

Перидотит-пироксенит-габбровая формация в Средней Азии проявилась только на Памире (Центральный Памир: патыкутекский, чечектинский, кокбулакский комплекс). По Х. С. Таджиддинову (1982) они имеют условно ранне-среднепротерозойский возраст. К данной формации относятся тела и массивы габбро, габбро-перидотитов, горнблендитов, пироксенитов, вебстеритов. Форма массивов линзообразная, штоковая, пластообразная. Площадь их не превышает 0,5–2 км. Большинство тел приурочено к Музкольскому хребту и образует одноименный пояс. Кроме названных комплексов к данной формации Х.С. Таджиддинов условно относит пластовые и силлообразные габбро-амфиболиты в ванч-язгулемской серии Ванчского хребта общей протяженностью около 8 км при мощности 0,2–0,3 км.

Габбро-анортозитовая формация известна в Северном Памире в верховье р. Обихумбу под названием гишунского комплекса. Одноименный расслоенный интрузив площадью около 45–50 кв. км сложен анортозитами и небольшим объемом габбро-перидотитов.

Гранитсидный плутонизм в докембрии Тянь-Шаня широко распространен и, на наш взгляд лучше исследован, о чем свидетельствуют работы И.М. Мирходжаева, В.А. Хохлова, А.В. Покровского, А. Бакирова, В.И. Буданова, В.В. Кислева. По данным этих исследователей давно предполагалось многократность актов гранитообразования. Систематизация геохронологических и геологических данных подтвердила эти представления. Общая характеристика эпох гранитообразования опубликована нами недавно (1992). Здесь же отметим, что в целом для докембрийского этапа вырисовывается 6 эпох (таблица 4).

Разумеется, выделенные эпохи гранитообразования по масштабу, месту в истории геологического развития и формациям не адекватны друг другу. Особо дискуссионными остаются границы между отдельными рубежами. По этой причине автор среди гранитоидных формаций докембрия рассматривает только ведущие формации.

Мисматит-гранито-гнейсовая формация. В Северном Тянь-Шане к ней относятся долпранский, кашкаджольский комплексы. Возможно, что наряду с ними наиболее ранними в этом районе, являются породы т. н. "кошкабулакской свиты", которая по представлениям В. Г. Королева (1982) считается разгнейсованным гранитным плутоном с возрастом $1730 \pm$ млн. лет (по циркону, — свинцовый метод). Об интрузивной природе гнейсов этой "свиты" свидетельствуют данные: а) сохранившиеся гипидиоморфные структуры; б) однообразный состав; в) наличие зон закала и магматических контактов; г) характер кристаллов циркония, свойственный интрузивным образованиям.

Породы долпранского комплекса (Тасакеминский хр., Заилийский Алатау) представляются гнейсовидными кварцевыми диоритами, плагиогранитами, которые слагают факолиты, силлоподобные залежи мощностью 250–300 м, протяженностью 2–5 км. В зоне эндоконтакта четко фиксируется фашия мелкозернистых пород, обилие ксенолитов, амфиболовых сланцев (Долпранский массив). По данным, представленным М.Д. Гесем (1982), кварцевые диориты и их гнейсированные разности являются наиболее распространенными и состоят из андезина и олигоклаза

Периодизация эпох гранитообразования Тянь-Шаня в докембрии
(Далимов, 1991)

Эпоха гранитообразования	Возраст (метод определения)	Краткая характеристика, районы распространения
I	2,5–2,6 млрд. л.	Появление первых гранитных лейкоом, связанных с метаморфизмом гранулитовой фации: (актиюзская свита Сев. Тянь-Шаня)
II	1,9–2,1 млрд. л.	Мигматит-гранитный, часто автохтонный плутонизм. Гнейс-гранитные купола. (Таримская платформа: Сев. Тянь-Шань: возможно Байсунская зона юго-зап. отроги Гиссарского хр.)
III	1,4–1,3 млрд. л.	Автохтонный, паравтохтонный гранитный плутонизм. Гранито-гнейсовые купола. Первые признаки "слабого" кислого вулканизма Муонкумо-Наратская, Байсунская зоны
IV	1,1–1,0 млрд. л.	Аллохтонный, паравтохтонный гранитный плутонизм. Образование серий гранитоидов, небольших ареалов гранитообразования (Присонкуль, Гармский блок, Байсунская зоны).
V	0,830–0,850 млрд. л.	Гранитный плутонизм. Формирование многофазных тел. (Чаткальский х-т, Сев. Тянь-Шань). Мощный кислый вулканизм (св. Большого Нарына).
IV	0,650–0,700 млрд. л.	Кислый вулканизм. Местами контрастный вулканизм и угнетенный гранитный плутонизм. Формирование вулканоплутонических ассоциаций (?)

(55–60%), хлоритизированной роговой обманки (15–25%), кварца (5–20%) и небольшого количества калишпата (0,5–3%). Акцессорные: сфен, апатит, циркон, флюорит, галенит, ортит.

Плагнограниты распространены в верховье р. Кичи-Кемин, где слагают не большое конформное тело площадью около 10 кв. км. Породы среднезернистые светлой окраски. Они состоят из олигоклаза (50–60%), кварца (25–30%), биотита (3–5%). Там, где в плагногранитах устанавливаются ксенолиты амфиболитов, проявляется роговая обманка.

Нижняя возрастная граница пород комплекса определяется тем, что они рвут куперлисайскую свиту, а верхняя фиксируется на основании того, что они прорваны условно рифейскими гранодиоритами. Кроме того, галька гранитоидов встречается в составе рифейской чоңкеминской свиты. Более кислые разновидности пород данной формации встречаются в северо-восточной части Кыргызского хребта (кашкаджольский комплекс), где они представлены: аплитовидными и пегматитовыми гранитами, гнейсо-гранитами, образующими небольшие (0,2–0,3 км²) штокообразные дайкообразные тела, сопровождающиеся телами мигматитов. Наиболее крупное тело гранитоидов этого типа известно под названием Кашкаджольского массива площадью около 50 кв. км. По М. Д. Гесю (1982) становление пород комплекса было длительным и может быть разбито на две стадии. В первую — происходит образование мелкозернистых лейкократовых гранитов, а во вторую — появление неправильных, жилкообразных тел пегматоидных гранитов. Аплитовидные граниты интенсивно гнейсированы, что обуславливает их переход в гнейсограниты. На-

правление гнейсовидности совпадает с направлением гнейсовидности вмещающих толщ. Наиболее распространенный тип пород соответствует теневым мигматитам. Состав гранитов, микроклин (10–25%), олигоклаз (50–65%), кварц (20–30%), биотит (1–3%).

К югу в Чаткальском хребте и Сарыджазском районе породы рассматриваемой формации резко увеличиваются в объеме и известны под названием сарыджазского комплекса, который был выделен Т.А. Додоновой в 1967 году и представлен двумя крупными плутонами: Сарыджазским (1200 кв. км) и Отгукским (250 кв. км) и серией мелких тел, вытянутых в северо-восточном направлении, согласно общей структуры региона. Возраст рассматриваемого комплекса определяется тем, что гранитоиды рвут куперлисайскую свиту PR1 и перекрыты рифейской свитой Большого Нарына. Оба массива сложены гранодиоритами, гранитами, плагиогранитами с равномерной зернистой, мелкозернистой, нередко гнейсовидной текстурой. В составе рассматриваемого комплекса небольшим распространением пользуются граниты, состоящие из микроклина (35–40%), олигоклаза (25–40%), кварца (20–30%), биотита (5–15%). Акцессорные минералы: сфен, апатит, циркон, ортит, флюорит, пирит, магнетит. В гранодиоритах плагиоклаз резко преобладает над калишпатом. В плагиогранитах содержание K-Na полевого шпата резко падает (до 5%), содержание кварца достигает 40%. По М.Н. Пуркину и М.Б. Иванову (1961) в становлении этого комплекса выделяются три фазы: g1 — плагиогранитов и гранодиоритов, g2 — порфириовидных гранитов, g3 — лейкократовых аплитовидных гранитов. По химизму породы рассматриваемого комплекса отличаются высоким содержанием Na₂O и Al₂O₃.

В Чаткальском, Пскемском и Сандалашском хребтах аналогом рассмотренных гранитоидов, видимо, является бешторский комплекс (Гесь, 1982). Тем более, что оба комплекса перекрываются однотипными рифей-вендскими отложениями (мурсашская, кичикталдысуйская слиты). Цифры абсолютного возраста варьируют в пределах 824–915 млн. лет (K-Ar метод), что соответствует позднему рифею. Очевидно, что цифры абсолютного возраста указывают не на истинный возраст интрузий, а явно занижены. Типичным представителем бешторского комплекса является Бештор-Тундукский массив, занимающий площадь около 250 кв. км и сложенный двуслюдяными гранитами и плагиогранитами. Минеральный состав их по М.Д. Гесю изменчив и составляет: плагиоклаз (41–60%), кпш (18–24%), кварц (23–40%), биотит (0,4–4%), мусковит (0,2–2%). По химизму рассматриваемые породы относятся к плюмазитовому ряду и характеризуются преобладанием Na₂O над K₂O. Последние данные З.А. Юдалевича (1984) показывают, что породы бешторского комплекса сложены гранит-адамеллитами и имеют калинатровый тип щелочности. На территории современного Южного Тянь-Шаня к древним гранитоидам этой формации могут быть отнесены мигматиты и гранито-гнейсы дарбазатауского комплекса в Восточном Султануиздаге (З.А. Юдалевич и др., 1984). По данным этих исследователей допалеозойский гранитоидный магматизм в Южном Тянь-Шане, особенно в его северной части развит достаточно широко в виде мелких тел плагиогранитов (султануиздагский и букантауский габбро-плагиогранитный комплексы в Кызылкумах, тамдытау-нуратинский комплекс в северной части Южного Тянь-Шаня).

В юго-западных отрогах Гиссарского хребта гранитоиды раннепротерозойского (?) возраста распространены довольно широко, слаяв ядра брахиантиклиналей, образуя многочисленные гранито-гнейсовые купола и серию автохтонных тел. Совокупность раннепротерозойских гранитоидов этого региона по И.М. Мирходжиеву, В.А. Хохлову, В.Е. Головину (1977, 1982) подразделяются на несколько комплексов: а) тоналито-гнейсы, гранито-гнейсы, мигматито-гнейсы (с абсолютным возрастом циркона из айлянгарских тоналито-гнейсов 1280–1350 60 млн. лет — свинцовый метод), объединенных в гнейсо-гранитовый комплекс. По данным выше-называемых исследователей, образование этого комплекса связано с явлениями

прогрессивной гранитизации, что позволяет выделить реоморфические (палигенные) граниты, реоморфические анатектиты и мигматиты; б) мигматит-гранитоидный комплекс наиболее изучен и распространен в хр. Сусызтау (Среднеуруклинский, Верхнекызылсайский массивы, серия безымянных тел в Северном Байсунтау и Сурхантау). Породы комплекса образуются в следующие три фазы: первая — кордиеритовые теньевые гранитоиды, имеющие акмолитовую форму, которые сложены кварцем (30–33%), кислым плагиоклазом (до 25%), микроклином (до 20%), биотитом (8–10%), кордиеритом (10–13%); вторая фаза — многочисленные, маломощные жилы до 30 м, пластообразные, дайкообразные тела акмолиты (Ходжасинский, Бахчинский массивы), которые сложены алякситами, пегматитовыми гранитами, мусковитизированными гранитами. В их составе примерно в равных количествах участвуют, альбит-олигоклаз (25–30%), микроклин-пертит, кварц, биотит и мусковит (3–5%). Из аксессуарных минералов установлены: апатит, циркон, рутил, сфен, турмалин, флюорит, анатаз, гранат, силиманит.

Третья фаза представлена альбит-турмалиновыми апогранитами. По всей вероятности, к раннему протерозою относится и габбро-диорит-гранодиоритовый Уруклинский комплекс, образующий два небольших массива в хр. Чакчар (Уруклинский, Харкушский). Абсолютный возраст пород из Уруклинского массива равняется 1756 млн. лет (K-Ar; В.А. Хожлов). Породы комплекса образовались в результате внедрения двух фаз магматической деятельности. Первая представлена габбро, габбро-диоритами и кварцевыми диоритами, а вторая представлена преимущественно гранодиоритами и гранитами.

На Памире породы мигматит-гнейсы-гранитовой формации известны как гранитоиды курговатского и зорбулукского типов. По В.И. Буданову (1982) продукты первого из них приурочены к борнитской серии и слагают довольно крупный Курговатский массив площадью около 44 кв. км, размещающийся в сподной части Курговатской антиклинали. Форма массива антиклиналь-плутон. Другие более мелкие тела (до 10 км²) установлены в районе ледников Федченко, Сурайто, Гармо. Возраст гранитоидов курговатского типа определяется по тесной структурной и вещественной связи с кристаллическими сланцами и гнейсами раннепротерозойской борнитской серии. По В.И. Буданову гранитоиды курговатского типа — это гнейсовидные реже массивные породы с гранобластовыми, пойкилит-бластовыми структурами. Минеральный состав их сильно варьирует от кварцевого диорита до гранита, а в среднем соответствует гранодиориту: плагиоклаз (49,5%), кварц (32,7%), микроклин (13,4%), биотит (6,3%), мусковит (1%) (ср. из 10). В петрохимическом отношении породы весьма вариабельны, но натровая щелочность и бедность Al₂O₃ очевидна.

Зорбулукский тип гранитоидов (теньевые мигматиты, гранито-гнейсы) объединяет многочисленные мелкие гранитоидные тела, приуроченные к музольской серии. Наиболее крупный среди них одноименный массив (18 кв. км) имеет линзовидную форму. Возраст этих гранитоидов определяется тем, что связанные с ними пегматиты рвут базальты и гипербазиты Кукуртского массива, имеющего абсолютный возраст равный 2 млрд. лет.

По В.И. Буданову минеральный состав гранито-гнейсов следующий: кварц — 2–30%, плагиоклаз — 30–60%, калишпат — 1–40%, биотит — 10–15%, амфибол — 0,5%.

Чернокитовая формация встречается в Средней Азии только в пределах юго-западного Памира, где она выделена в объеме романитского комплекса (басс.р. Романит, Ляджвар, Даршай и др.). По В.И. Буданову породы данной формации образуют небольшие линзовидные, ситлообразные каплеобразные тела площадью около 8 кв. км и приурочены к хорогскому ортокомплексу. Некоторые из них имеют отчетливые рвушие контакты. В первую очередь это относится к жильным и штокообразным телам. Текстуры и структуры рассматриваемых пород разнообразны,

что обусловлено тем, что горная порода проходит магматический этап, изофациальный гранулитовой фации метаморфизма и этап диафтореза. По этой причине первичные структуры в породах практически не сохраняются, а преимущественным развитием пользуются гранобластовые, диабластовые, венцовые структуры. Минеральный состав чернокитов романитского комплекса по В. И. Буданову (1982) следующий: плагиоклаз — 35%, кпш — 19%, гиперстен — 0,9%, магнетит — 0,1%, суммы амфибола, биотита и гранита — 16%, что соответствует типичным чернокитам. Местами в составе рассматриваемых чернокитов В. И. Буданов выделяет эндербиты (пл. 65%) и промежуточные разновидности — черноэндербиты.

П. РИФЕЙ И ВЕНД

Продукты позднедокембрийского магматизма в Тянь-Шане гораздо более широко распространены, хотя их возрастная датировка, особенности состава, условий образования также, как и в предыдущем случае остаются недостаточно исследованными. Основными ареалами развития рифейских и вендских магматических образований в рассматриваемом регионе являются Северный Тянь-Шань (Киргизский, Терскойский хр. и др.). В Южном Тянь-Шане рифейвендские вулканогенные формации приурочены в основном к его северной границе (горы Букантау, Тамдытау, Нуратау, Карачатыр, Алайский хр. и др.).

Схема корреляции формаций этого этапа представлена в таблице 5.

Таблица 5

Схема корреляции позднедокембрийских магматических формаций Тянь-Шаня

Северный Тянь-Шань и его западные отроги			
Муонкумо-Наратская		Киргизско-Терскойская	
В е н д	Базальтовая (шаркуторская св.)	Диорит-гранодиорит гранитовая (ирдыкский к-с)	Диорит-плагиогранитная (мигторский к-с)
	Базальт-трахибазальтовая (джеруйская, терекская св.)	Габбро-диорит-плагиогранитная (долонатинский к-с)	Трахибазальтовая (учкошойская, терекская св.)
Р и ф е й	Базальт-трахибазальтовая (джеруйская, терекская св.)	Габбро-диоритовая (Кочкорский м-в, тела в массивах ирдыкского комплекса, тасакеминский к-с)	Базальт-трахибазальтовая (ашугурукская, джеруйская толща, терекская св.)
	Базальт-липаритовая (уруктинская толща)		Базальт-липаритовая (экургенкольская, бельчийская св.)
			Базальт-трахибазальтовая (жаргалочская, боординская, кичикталдусуйская, мурсашская, харатерекская св.)
			Липаритовая (св. Большого Нарына)

Северный Тянь-Шань и его западные отроги		Южный Тянь-Шань			
Чаткало-Нарынская		г. (С. Букантау, хр. Нуратау, Юж. Фергана)		Ю. Букантау ю. Тамдытау	Ауминзатау
Диорит-гранодиорит-гранитовая (среднетерекский, кумбелташский к-сы). Диорит-плаггиогранитная (мингтурский к-с)		кумбельская андезит-базальтовая (ипты-нусаиская, ханская, майлисуиская св.)	Габбро-плаггиогранитная (тамдынский к-с) Габбро-перидотитовая (букантауский, тамды-нуратинский к-с, араванский к-с)	На-базальтов (нижнетасказганская, чолчаратауская)	На-базальтов (нижнетасказганская)

II.1. Вулканические формации

Базальт-липаритовая формация широко распространена в Северном Тянь-Шане. В Заилийском хр. и Кунгей Алатау к этой формации относится т. н. урюктинская ольща, сложенная кислыми, средними и основными вулканитами. По И. И. Войовичу, Ю. В. Жукову и др. (1983), типичный разрез этой толщи в бассейне р. Чон-рюкты-Байсонур сложен амфиболитизированными порфиритами (метабазальтами) и амфиболитами (550 м), а верхняя представлена биотитовыми сланцами (250 м) и ластолавами липаритов (650 м). Общая мощность всего разреза около 1400 м.

В Терской Алатау к данной формации относится экургенкольская свита, сложенная аполларитовыми порфироидами, дацитами и их туфами (300-700 м.). Общая мощность свиты около 1 км. Несогласно на породах экургенкольской свиты с азмывом залегает бельчийская свита (полоса от долины р. Каракуджур на западе о оз. Экургенколь на востоке). Общая мощность бельчийской свиты составляет около 850-900 м и она представлена чередованием покровов миндалекаменных метабазальтов, туфов и туфитов.

В юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня к этой формации относится свита Б. Нарына, которая проявилась, главным образом, в бассейне р. Большой Нарын, ядерной части Нарынского антиклинория, хр. Джетымтоо. Кроме того, небольшие выходы этой свиты известны в хр. Акшийряк, Тахталык и Таласском латау. В нижней части разреза свиты Б. Нарына залегает горизонт зеленых, розовых, коричневых липаритов, имеющих секущую линзообразную форму. Среди них встречаются липариты различной кристалличности, микрогранофиры и нередко инкорограниты, представляющие собой, видимо, породы субвулканической и ипабиссальной фации. Общая видимая мощность этой части разреза достигает 500 м. В средней части разреза, представленной различными алевролитами, ридлитами, конгломератами и песчаниками встречаются рассланцованные миндалекаменные базальты и трахибазальты (Судоргин, 1984). Общая мощность той части разреза равна около 300 м. Наконец, верхняя часть свиты Б. Нарына представлена разнообразными кислыми вулканитами (липариты, трахилипариты и их туфы).

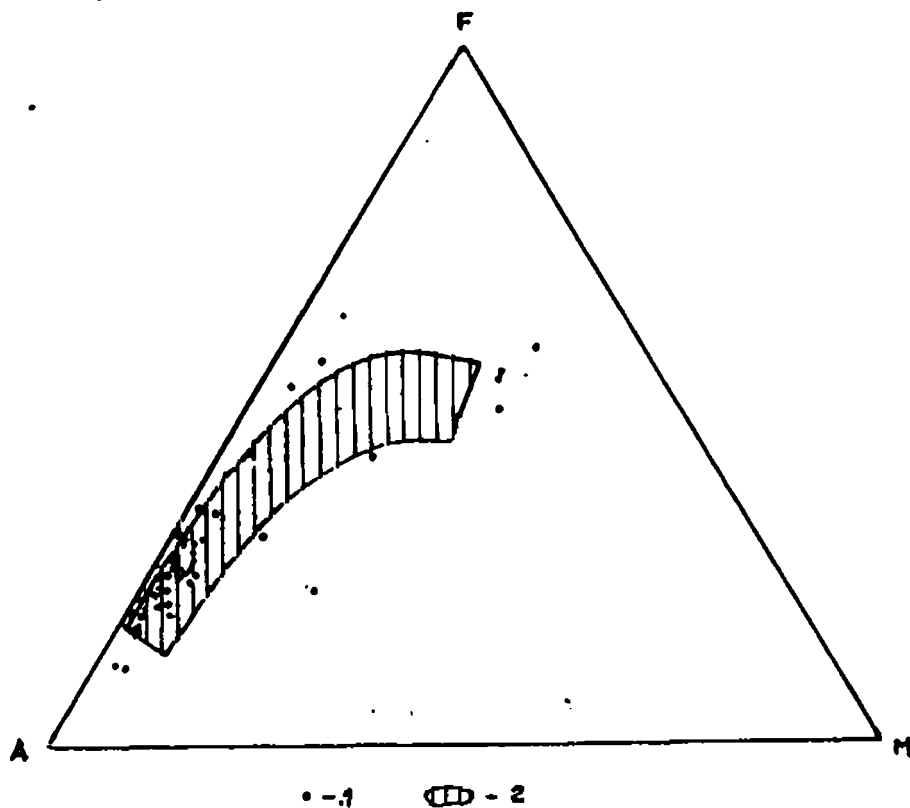


Рис. 2. Положение составов пород свиты Б.Нарына (1) (базальт-липаритовая формация) на диаграмме АFМ. Поле развития пород островных дуг (2).

Большинство пород данной формации (св. Большого Нарына, жаргалачский комплекс и др.) обладают известково-щелочным трендом эволюции (рис. 2).

В других районах Тянь-Шаня аналоги этой формации не выявлены, хотя можно предположить, что в хр. Байсунтау с ними можно параллелизовать единичные тела липаритов и металипаритов ходжабузборакской и ангасайской толщ (PR?).

Базальт-трахибазальтовая и базальт-андезитовая формации распространены в Северном Тянь-Шане и в его юго-восточных отрогах. Рассматриваемые формации понимаются в объеме ашутуркской, терекской, кашкаусунской и джаргалачской, имеющих условно позднерифейский возраст ("Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии... 1982). Наиболее хорошо сохранившаяся терекская свита распространена в западной части Киргизского хребта, на северном склоне "Галасского хр. и известна в литературе с 30-х годов под названием "спилитовой толщи" В.А. Николаева. Нижняя часть ее сложена туфами, кремнистыми сланцами, фтанитами и гравелитами (200–250 м); выше залегают базальты, пироксен-плагиоклазовые базальты (180 м), metabазальты (300 м), карбонатные образования мощностью до 250 м, а верхняя сложена туфопесчаниками, туфоконгломератами, туфобрекчиями (200–250 м), на которых залегают миндалекаменные вариолиты, пироксенные, оливковые базальты, андезитобазальты,

переслаивающиеся с кремнями, фгнитамии и карбонатными породами (300 м). Общая мощность терекской свиты достигает 3000 м. Возрастным и петрографическим аналогом терекской свиты, видимо, являются породы бельтепшинской свиты, развитых в хр. Калкатас (пер. Бельтепши).

Рассматриваемые формации в тектоническом отношении формировались в узких грабенообразных структурах, в условиях близких к континентальным, на что указывает ассоциация с ними конгломератов, песчаников, высокое значение коэффициента окисленности Fe, красно-каменная окраска пород и известково-щелочной тренд эволюции (рис. 3).

На территории Южного Тянь-Шаня вулканогенные формации рифея-венда локализованы в линейных трогообразных структурных, ассоциируют с наземными или прибрежно-морскими отложениями и характеризуются щелочным или субщелочным химизмом. Среди них выделены следующие формации: базальтовая, трахибазальтовая, габбро-диабазовая, метапикрит-метабазальтовая, пикрит-габбро-диабазовая.

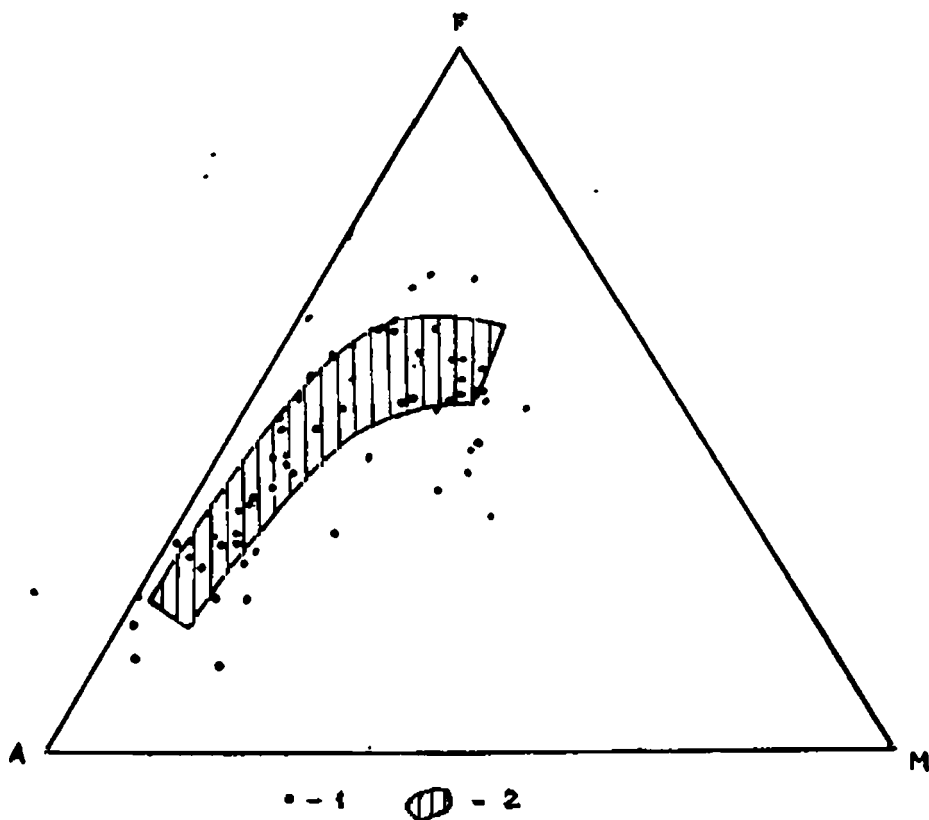


Рис. 3. Положение составов пород кашкасуйско-жаргалачского комплекса (трахибазальтовая формация) на диаграмме АFM. Поле развития пород островных дуг.

Базальтовая формация распространена в Северном Тянь-Шане и объединяет породы известные в составе ириторской (R3 – V) и ичкесуйской толщи (R3 – V?). Первая из названных свит выделена в 1957 г. К.Д. Помазковым в Джумгольском хребте к северу от оз. Сонкультау (хр. Кавактау, горы Балыктау). Возраст ее определяется несогласным залеганием вулканитов на породах R2 и перекрытием их раннекембрийскими отложениями. Абсолютный возраст 540–560 млн. лет. Общая мощность свиты составляет 1200 м. Формация сложена авгитовыми, плагиоклазовыми базальтами и их туфами. При этом туфы, как и другие пирокластические породы занимают верхнюю часть разреза. Вероятным возрастным аналогом указанной свиты на юге Заилийского Алатау, северных склонах Кунгей-Алатау является т. н. ичкесуйская толща условно позднерифейско-вендского возраста. По В. М. Рожанцу, выделившему эту толщу в 1963 году, основание толщи сложено разнообразными туфокогломератами (30–120 м), выше которых залегают горизонты лав андезитов и базальтов (220–350 м). Далее следуют горизонты туфов, туфобрекчий андезитов, базальтов с прослоями известняков. Общая мощность формации 1250–1700 м.

В Южном Тянь-Шане в это время формируется широкая гамма вулканогенных пород основного и среднего состава. Однако, как и в предыдущих случаях возраст их остается проблематичным.

Формация На-базальтов в пределах Южного Тянь-Шаня сосредоточена в полосе, которая протягивается вдоль северной границы Южного и Среднего Тянь-Шаня, где представлена в виде двух ветвей, трассирующих зоны долгоживущих глубинных разломов. Одни исследователи относят их к верхнему протерозою (PR3) другие к нижнему палеозою (Бухарин и др. 1985, 1989, Клишевич, 1987 и др.). Мы придерживаемся первой точки зрения.

В современных тектонических построениях эти метаморфические толщи рассматриваются в качестве верхних покровов Нурагинского, Кызылкумского, Кульджуктау-Зарафшанского синклиналиев. Зеленокаменные толщи участвуют в строении разных типов разрезов — кызылкумского и иттунысай-майлисуиского.

В Кызылкумском разрезе породы этой формации по объему соответствуют нижнетаскаванской, кумбулакской, учкудуктауской свитам (Ауминзатау, Джетымтау, С. Букантау, восточная часть С. Тамдытау). Разрез представлен метабазами, слагающими единичные линзы и ассоциирующими с ними метатуфами и кремнями (Ауминзатау), кремнями и доломитами (Джетымтау). Мощность вулканитов невелика (400–600 м), и они по объему занимают не более 40% разреза. В Северном Букантау разрез мощностью 500 м целиком вулканогенный.

Наиболее широко распространенная разновидность метабазитов состоит из переменного количества хлорита, эпидота, актинолита, альбита, кварца, кальцита. Реликты первичных мигматических минералов не сохранились. Структурные и текстурные особенности исходных пород в значительной степени утрачены. Характерны фибробластовые, фиброгранобластовая и нематобластовая структуры и сланцеватая, плейчатая, полосчатая, массивная текстуры. В наименее измененных разностях изредка сохраняются — реликты первичных микроритовой, офiolитовой, призматическизернистой, порфировой и кристаллокластической структур и миндалекаменной текстуры.

Для айовулканитов характерен глаукофановый метаморфизм и ассоциация с гипербазитами. Верхняя часть разреза представлена рассланцованными песчаниками, алевролитами, эпидотизированными граувакками, филлитами и хлорит-серицит-альбит-кварцевыми сланцами (часть из которых, возможно, имеет первичную туфовую природу). Нижняя сложена зелеными сланцами с винцитом, кросситом, актинилитом (метабазиты) и редкими прослоями порфиробластических альбитовых сланцев. Метаграувакковая пачка (мощность около 500 м) распространена на западе Букантау в бассейне Джильбирбайса, метабазальтовая (мощность

до 200 м) слагает часть разреза свиты в бассейне Кулдукдукса. Общий парагенезис: винчит-кроссит-актинолит-альбит-хлорит-эпидотсфен (лейкоксен) — стильпно-мелан-пирит-слюда.

В Сев. Тамдытау у пос. Кыныр учкудуктауская свита, соответствующая данной формации представлена вулканоплутонической ассоциацией, где в качестве вулканической составляющей выступают базальты, а плутонической — габброиды и габбродиабазы.

Породы формации характеризуется простотой состава. Петрохимически она унимодальна. Породы имеют низкие значения дисперсий большинства петрогенных окислов (табл. б). Это позволяет относить ее к однородному типу. Тренд на диаграмме АФМ совпадает с точками составов пород океанических разломов океана (табл. б. рис. 4, 5).

В Северном Нуратау выделены две пачки, южная (преимущественно-терригенная) сложена кварц-хлорит-мусковитовыми, мусковит-кварцевыми сланцами с прослоями микрокварцитов, северная включает метабазальты и метатUFFы основного и среднего состава и редкие прослои двуслюдяных и кварцитовидных кварц-мусковит-альбитовых сланцев. Мощность зеленокаменных аповулканитов 800-1000 м. Наиболее полные разрезы находятся в междуречье Ухум-Синтаб. Здесь тектоническая пластина иттунысайской свиты (подстилаемая серпентинитами), начинается пачкой (мощность 100 м) альбит-фенгит-кварцевых, альбит-хлорит-фенгит-кварцевых сланцев (метаграувакк) с редкими прослоями

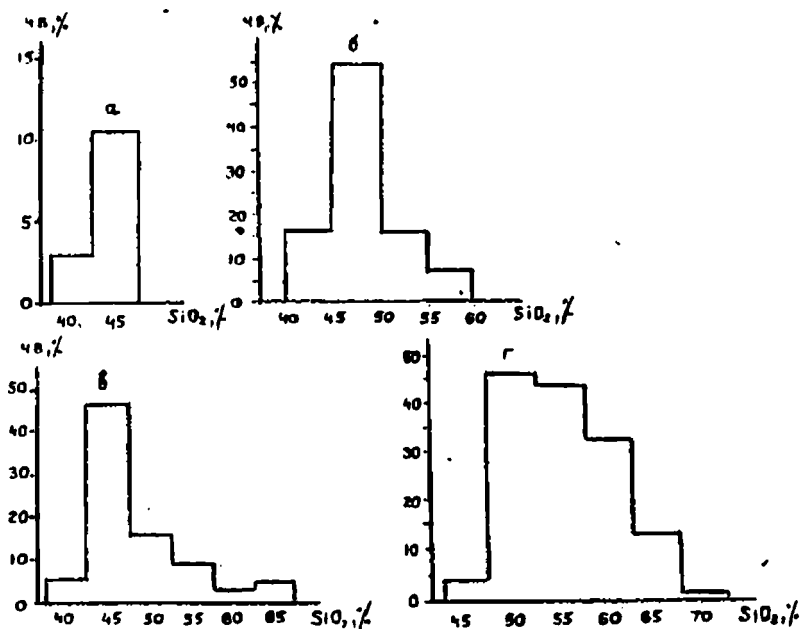


Рис 4. Гистограммы содержаний SiO₂ в породах Na-базальтов Южного Тянь-Шаня. Свиты: а-нижнетасказганская; б-кумбулакская; в-учкудуктауская (Кыныр); г-иттунысайская.

Средние химические составы пород формации На-базальтов
Ауминзатау (тасказганская свита)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Перидотиты	1	44,94	0,88	12,97	1,72	8,37	0,16	10,15	15,10	1,00	0,20	0,08	2,47	0,14	1,29	0,0
		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Базальты	7	46,56	1,60	16,96	3,20	7,37	0,18	7,70	9,86	1,73	0,90	0,24	2,72	0,75	0,04	0,04
		3,43	0,44	11,18	2,02	1,09	0,00	2,60	14,19	1,66	1,33	0,01	5,78	2,60	0,00	0,00
Букантау (кумбулакская свита)																
Базальты	14	40,22	0,99	14,47	3,14	7,51	0,13	6,56	8,72	3,00	0,47	0,09	4,56	0,09	1,60	0,15
		3,70	0,06	1,36	2,95	2,06	0,00	1,36	5,17	0,21	0,32	0,00	7,40	0,01	2,06	0,02
Андезитобазальты	4	56,76	0,93	14,31	1,36	6,18	0,13	4,22	5,13	3,95	1,13	0,17	5,32	0,13	2,11	0,33
		0,72	0,10	2,01	0,77	0,73	0,00	0,02	3,35	0,12	0,47	0,01	1,77	0,00	2,02	0,00
Джетымтау (тасказганская свита)																
Базальты	35	48,76	1,66	14,59	3,54	6,71	0,17	6,19	9,90	2,93	0,33	0,25	4,37	0,16	1,64	0,06
		3,30	0,14	1,50	2,78	3,89	0,03	2,38	4,79	0,38	0,03	0,01	4,07	0,02	3,39	0,00
Андезитобазальты	3	54,59	1,22	14,34	2,64	5,45	0,10	3,41	9,47	2,81	0,71	0,23	4,86	0,16	2,60	0,05
		2,74	0,32	6,64	2,94	2,02	0,01	0,51	13,87	0,31	0,09	0,00	1,30	0,00	6,81	0,01

Примечание: обозначения от 2 до 16 см. в табл. 7.

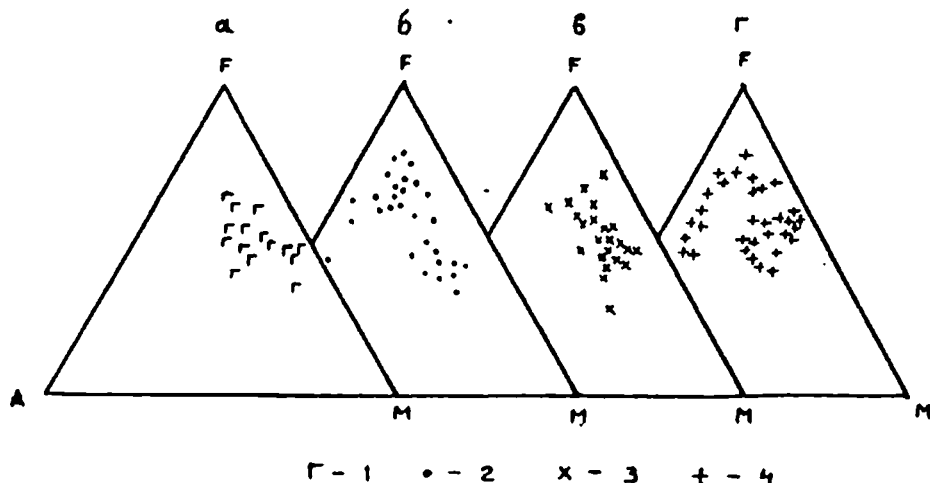


Рис 5. Положение составов пород формации Na-базальтов Южного Тянь-Шаня на диаграмме AFM. Свиты: а-таскызганская; б-кумбулакская; в-учкудуктауская; г-иттуньсайская. Поля составов пород: 1-океанов; 2-островных дуг.

(мощность до 30 м) сложена преимущественно метабазами с подчиненными прослоями метагнейсовых альбит-хлорит-мусковит-кварцевых и хлорит-мусковит-эпи-дот-кварцевых сланцев.

В районе Кийиктау у пос. Андреевка в Сев. Нуратау, в Дарбазе сохранился офиолитовый разрез слабодислоцированной океанической коры.

В северных предгорьях Алайского хребта метаморфизованные толщи отмечены в зоне низких предгорий Алайского хребта, где они протягиваются узкой полосой, примыкающей к шовной зоне Ферганских разломов; в зоне высоких предгорий — где толща метаморфических пород находится в восточной части Охнинско-Талдыкского синклинория на правобережье р. Киргизата. Все эти толщи известны под названием канской серии, в которую входят торопинская толща в горах Алдыяр, Намаздек, по рекам Джилису и Кайнды, талдыкская толща на левом берегу Акбуры. Общая мощность канской серии достигает 1600–1700 м.

Стратотип разреза, описанный В.Н. Швановым в горах Алдыяр состоит из бескварцевых первично вулканогенных пород в нижней части, верхней — чередования метаэффузивов и вулканогенно-осадочных и осадочных пород. В разрезе отмечаются кремнистые породы, окремненные аргиллиты. Метаэффузивы всегда сосредоточены в низах разреза и устанавливаются по характерным для метавулканитов ассоциациям минералов, альбит-актинолит, слюда, карбонаты, эпидот.

Для установления формационной принадлежности метавулканитов наиболее важен учет состава альбит-хлорит-эпидот-актинолитовых пород, которые развиваются по вулканогенным лавовым породам. Об этом можно судить по наличию переходных разновидностей. Альбит-хлорит-эпидот актинолитовые сланцы по химическому составу близки к толеитам и сходны с аналогичными породами иттуньсайской свиты.

В Северо-Восточной Фергане в бассейне р. Майлису метаморфические породы образуют две полосы — шингско-кучайскую на юге и майлисуйско-караколь-даванскую на севере. Контакты с подстилающими породами повсюду тектонические, что позволило Г.П. Поршнякову и Г.С. Биско рассматривать метаморфические разрез в качестве верхнего аллохтона многоярусной синформной структуры, осложненной более молодыми преимущественно вертикальными разломами.

Вулканиды сосредоточены в объеме майлисуйской серии, включающей коломо-сайскую, акджольскую, манубалдинскую и намаздекскую толщи, которые содержат метавулканиды основного состава, диагностируемые В.Н. Швановым как первичные туфы и лавобрекчии базальтов. В зоне зеленокаменного метаморфизма попадают малоизмененные разности, лавовая природа которых бесспорна. Особенно характерны, например, для акджольской толщи бескварцевые породы с небольшим содержанием альбита и комплексом вторичных минералов богатых железом, магнием и кальцием — эпидотом, хлоритом, актинолитом, отражающих ее специфический химический состав.

Тренды зеленокаменных пород располагаются в поле пород океанических серий и не выходят за пределы составов базальтов и габброидов крупных разломов Тихого океана. Он очень протяженный, характеризуется эволюцией магматического расплава с накоплением железа, что отражает составы вулканических серий, формирующихся в условиях океанического дна (см. рис. 5).

По геохимическим характеристикам описываемые формации попадают либо в поле пород океанического происхождения (гасказганская и учкудуктауская в указанных объемах) или лежат в переходной области между океаническими и островодужными сериями (иттунсайская, майлисуйская свиты, канская серии) (рис. 6).

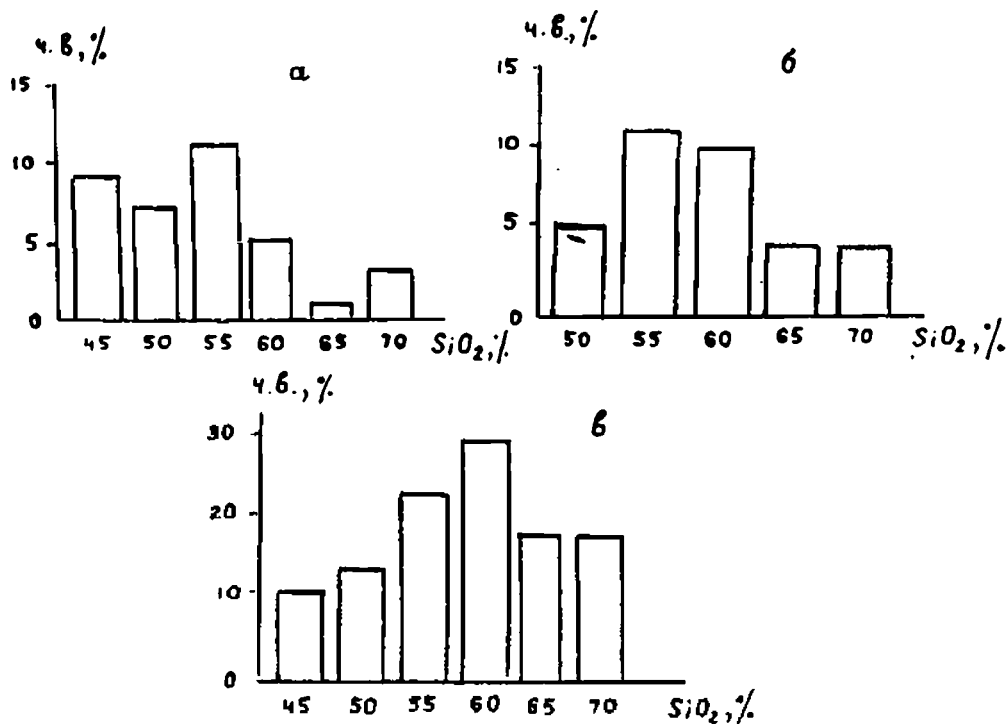


Рис. 6. Гистограммы содержаний SiO₂ в породах андезитобазальтовой формации Южного Тянь-Шаня. Свиты: а-чолчоратауская; б-учкудуктауская; нижнетасказганская (Юж. Тамдынтау).

Базальт-андезит-дацитовая формация по объему соответствует нижним частям чолчаратауской (Юж. Букантау) большей части учкудуктауской (Сев. Тамдытау), нижнетасказганской (Юж. Тамдытау) свит, султануиздагской, джамансайской свит Султануиздага. По характеру строения можно выделить 2 типа разрезов — южнобукантау-южнотамдытау-западносултануиздагский и северотамдытау-султануиздагский.

Первый тип представляют разрезы свит чолчаратауской (Южный Букантау), нижнетасказганской, (Юж. Тамдытау).

В южном Букантау разрез чолчаратауской свиты в основном кремнисто-терригенный с небольшими прослоями туфов основного и среднего состава в зелено-каменном перерождении (мощность прослоев от первых метров до первых десятков). В горах Турбай, Саутбай, Каскыртау, Чолчаратау фиксируются разрезы с полным и сокращенным наборами пород. Преобладают средние и основные в Турбае и Саутбае, основные — в Чолчаратау (табл. 7, рис. 7).

В Южном Тамдытау в ур. Таскара и Джургантау разрез построен следующим образом: 1) альбитосодержащие сланцы с кремнево-карбонатными прослоями; 2) зеленые сланцы (зеленокаменные породы) с амфиболом, эпидотом, альбитом, перекрытые существенно кремнисто-доломитовой пачкой.

В Султануиздаге описываемый тип характерен для разрезов султануиздагской и джамансайской свит. Этой формацией сложен блок Дарбазатау в южной части Восточного Султануиздага, который представляет северный фрагмент гранито-гнейсового купола, погребенного под мезокайнозойскими накоплениями долины р. Аму-дарьи. Ядерная часть купола размером 1,5 или 0,5 км сложена амфиболовыми и амфибол-плаггиоклазовыми гнейсами, кварц-плаггиоклаз-амфиболовыми, биотитовыми и двуслюдяными сланцами, биотит-олигоклаз-кварцевыми кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморами. Крайние южные обнажения купола представлены очковыми плаггиогнейсами, плаггиогранито- и гранито-гнейсами, мигматитами гнейсов и гранитогнейсов, имеют слоистое строение, которое подчеркивается прослоями амфиболитов, кварцитов и мраморов. Мощность прослоев от первых десятков сантиметров до первых метров. Общая видимая мощность около 400 м. Породы метаморфизованы на уровне амфиболитовой фации. Выделяются две группы пород: базальты (10% объема формации), салические образования (80%).

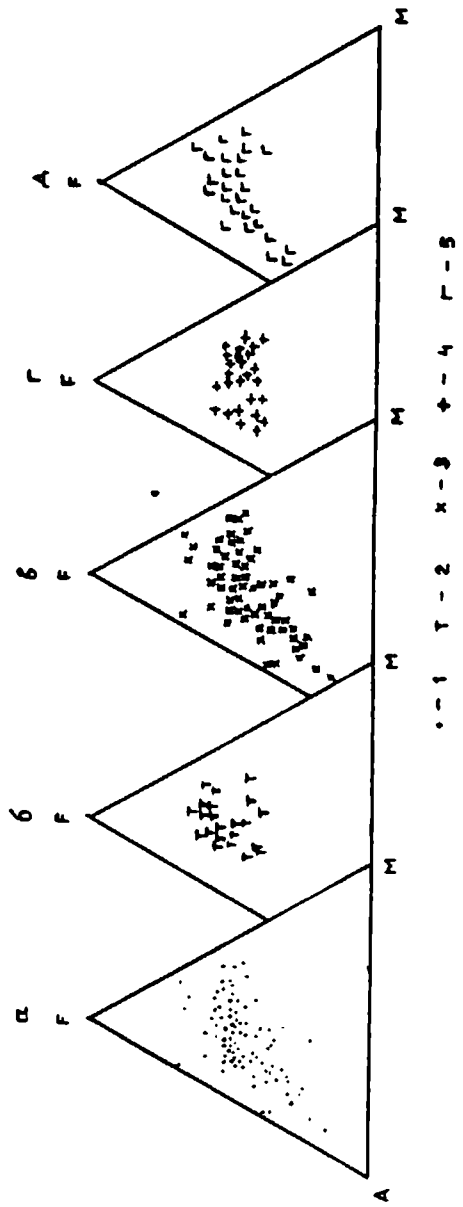
Изучение первичной природы амфиболитов комплекса позволило установить их соответствие высокоглиноземистым базальтам островодужных серий. Составы пород салической группы отвечают андезитодацитам и липаритам.

Султануиздагская и джамансайская свиты междуречья Кахралы и Уралсая сложены двуслюдяными и ставролитовыми сланцами с гранатом и маломощными прослоями кварцитов, амфиболитов, амфиболовых гнейсов и сланцев. В бассейне Урусая насыщенные прослоями порфирондов дацитового состава. Постоянным элементом разреза свит являются субсогласные разногнейсованные дайки гранит- и гранодиорит порфиров с новообразованиями граната и ставролита. Верхняя часть разреза формации (джамансайская свита) представлена амфиболитами и амфиболовыми сланцами, кварцитами, двуслюдяными, известковыми и биотит-олигоклаз-кварцевыми сланцами. Взаимоотношение этих свит тектоническое. Общая видимая мощность около 1500 м вулканитов содержится до 15–20%.

Возраст султануиздагской и джаманской свит не определен. По мнению одной группы исследователей султануиздагская и джамансайская свиты докембрийские (абсолютный возраст по амфиболу из амфиболитов джамансайской свиты 780–823 млн. лет), другие склонны относить султануиздагскую свиту условно к силуру, а джамансайскую к раннему девону на основании сборов раннедевонских окаменелостей из мраморов, тектонически залегающих в видимом основании джамансайской свиты.

К базальтовой группе отнесены амфиболиты с немаглоблостовой, фибробласто-

Рис 7. Положение составов пород андезитобазальтовой формации Южного Тянь-Шаня на диаграмме АФМ. Свиты: а-чолчаратауская; б-учкудуктауская; в-нижнетасказганская; г-султануиздагская; д-джамансийская.



Средние химические составы породных групп андезито-базальтовой формации в Ю.Букайтау в г.Кокпатас (чолчаратауская свита)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	H ₂ O	CO ₂	SO ₃
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	56,29	0,77	16,59	2,43	6,45	0,09	4,23	2,08	4,98	0,48	0,18	5,25	0,17	1,21	0,01
2	59,52	0,85	16,10	2,16	5,75	0,08	3,02	1,54	5,43	0,85	0,27	4,44	0,0	0,90	0,0
3	64,33	0,55	14,77	1,02	2,73	0,05	3,32	1,96	3,72	2,22	0,20	4,44	0,28	1,12	0,04
в г.Чолчаратау															
4	48,92	1,22	14,90	2,60	7,84	0,19	6,91	11,16	2,54	0,42	0,13	2,00	0,18	1,05	0,10
5	55,13	0,91	16,37	2,33	5,69	0,09	4,55	6,53	4,06	1,14	0,17	2,91	0,24	0,71	0,17
6	60,06	0,77	15,60	2,11	5,19	0,11	3,18	3,79	5,46	0,77	0,16	2,55	0,26	0,31	0,20
7	64,73	0,70	14,55	1,58	3,88	0,05	2,07	3,04	3,31	1,11	0,15	4,71	0,33	1,63	0,07
8	73,16	0,24	14,41	0,61	0,93	0,01	1,17	1,27	1,05	3,62	0,03	3,86	0,35	0,61	0,15
в г.Саутбай															
9	47,55	1,16	15,10	2,67	7,26	0,16	8,64	9,64	2,37	0,14	0,09	5,27	0,26	0,56	0,10
10	56,14	0,76	19,46	2,92	4,70	0,07	3,52	1,85	4,00	1,81	0,12	4,25	0,36	0,20	0,10
11	59,83	0,76	17,46	7,14	1,18	0,05	2,10	1,82	2,21	2,53	0,08	4,82	1,09	0,20	0,10
в г.Акой															
12	52,70	0,83	18,58	1,96	7,25	0,12	5,08	2,29	4,10	0,87	0,20	5,55	0,33	0,85	0,07
13	54,31	0,97	17,87	2,19	6,44	0,12	4,29	2,80	4,47	0,78	0,37	4,97	0,38	0,84	0,10
14	60,21	0,81	18,55	2,17	3,86	0,06	3,27	1,34	3,54	1,28	0,14	4,84	0,54	0,20	0,10
15	63,46	0,65	16,30	2,05	2,97	0,05	3,27	1,89	2,89	2,03	0,11	4,14	0,41	0,67	0,13
16	52,57	1,05	18,50	2,74	6,05	0,12	5,50	2,77	4,00	1,51	0,13	4,72	0,42	1,40	0,51
17	56,40	1,09	15,34	3,68	5,18	0,12	4,23	3,22	3,46	1,73	0,20	5,03	0,25	1,16	0,13
18	58,67	1,26	15,04	2,22	5,39	0,10	3,67	3,33	4,80	0,58	0,27	4,28	0,30	0,44	0,09
19	65,52	0,85	13,90	1,89	4,06	0,06	1,70	1,82	6,40	0,20	0,16	2,88	0,18	0,79	0,06

Примечание: 1-андезито-базальты; 2-андезиты; 3-дациты; 4-базальты; 5-андезито-базальты; 6-андезиты; 7-дациты; 8-липариты; 9-базальты; 10-андезито-базальты; 11-андезиты; 12-базальты; 13-андезито-базальты; 14-андезиты; 15-дациты; 16-трахибазальты; 17-андезито-базальты; 18-андезиты; 19-дациты.

вой или порфириобластовой структурам и гранобластовой основной тканью. Общий минеральный состав: амфибол, плагиоклаз, кварц, хлорит, апатит, в небольших количествах присутствуют биотит, кальцит, гранат, амфибол.

Кислая группа состоит из порфиридов (металавы и метатуфы), гранит- и гранодиорит-порфириров. Порфириды — породы порфиривого сложения с микролепидобластовой или микрозернистой основной массой. Текстура порфириобластовая или сланцеватая. Вкрапленники сложены альбитизированным плагиоклазом и редко мусковитизированным биотитом. Основная масса — агрегат кварца, плагиоклаза, биотита, серицита, хлорита, кальцита, лейкоксена, акцессорный сфен, апатит, циркон и рудный минерал.

Второй тип разреза характеризуют учкудуктауская (ее части, развитые в центральном и западном блоках Сев. Тамдытау) и карадукская (в Султануизаге) свиты. Как уже отмечено, в составе аловулканогенных разрезов указанных свит присутствуют ультраосновные породы.

В Сев. Тамдытау учкудуктауская свита имеет двучленное строение. Нижняя ее часть представлена аловулканитами с незначительной добавкой апотерригенно-кремнистых пород, верхняя существенно апотерригенно-кремнистая с небольшим количеством аловулканитов в нижней ее части. В центральной и западной частях гор формация по объему соответствует нижней части учкудуктауской свиты и представлена субвулканической и гипабиссальной фациями, слагающими вулканическую структуру, западная часть которой срезана в результате шарьяжных перемещений. В центральной части гор структура реставрируется в полном объеме. По масштабам проявления вулканической деятельности выделяется западная часть С. Тамдытау, где по отдельным выходам может быть реставрирована крупная вулканическая структура с вложенными в нее более мелкими. Тесная взаимосвязь ультраосновных пород с амфиболитами, их стратификация, наблюдаемая автором (1980), а впоследствии описанная П. Мухиним (1990), свидетельствуют о синхронном формировании пород единого офиолитового комплекса. Контур очага описываемой структуры захватывает практически все выходы этой свиты, сложенной амфиболитами, серпентинизированными ультраосновными лавами и интрузивным комплексом пород Тескудукского массива. Воссоздать последовательность образования пород очень сложно из-за интенсивно проявленных горизонтальных движений. Отмечаются отдельные неки, интерпретируемые как параллельные дайки (Мухин, 1990).

В разрезах формациями преобладают двуслюдяные сланцы с гранатом, зеленокаменно измененные туфы и туффиты основного и среднего состава, в верхней — туфы и апоэффузивные альбит-амфибол-хлоритовые сланцы. В пределах развития зеленокаменных пород отмечаются согласные линзы, реже неки альбитофириров и субсогласные тела габброидов в ассоциации с плагиогранитами. Общая мощность вулканогенно-осадочной свиты 1500 м. Комплекс представлен metabазитами (субвулканическими породами, лавами, туфами), которым отвечают амфиболиты и зеленые сланцы верхней части разреза. Эпидотовые амфиболиты — породы массивной или сланцеватой и полосчатой текстуры и гранонематобластовой или порфириобластовой структуры. Общий состав: амфибол, плагиоклаз (реликтовый), альбит, эпидот с добавлением кварца, хлорита, граната, апатита, сфена, рудного минерала. Порфириобласты образованы гранатом, иногда амфиболом. Встречены реликты призматическизернистой структуры. Амфибол в удлиненно-призматических и широкотаблитчатых сине-зеленого цвета замещается хлоритом.

Зеленые сланцы утратили следы первичных структур. Состав пестрый: кварц-хлорит-эпидот-амфибол-биотит; альбит-кварц-мусковит-хлорит-эпидот-амфибол-гранат; альбит-кроссит-эпидот-гранат. Максимально метаморфизованные породы — глаукофансодержащие амфиболиты образуют узкие линейные зоны мощностью до первых сотен метров. Глаукофановые сланцы характеризуются следующими

па; агенезисами: глаукофан-эпидот-хлорит-сфен; глаукофаносодержащий актинолит-хлорит-пумпеллит-сфен. Количество глаукофана в сланцах составляет 10–25%, глаукофаносодержащего актинолита до 50%. Глаукофан присутствует в призматических зернах, сросшихся в хлоритовой массе: плеохроирует от сиреневого по Ng до голубого по Np, $2V = 30^\circ - 32^\circ$, $n = 1,658 - 1,650$, ассоциирующий с ним актинолит имеет $2V = 74^\circ$, $c: Ng = 12^\circ$, эпидот — $2V = 40^\circ$. Более распространен глаукофаносодержащий актинолит. По сравнению с глаукофаном он обладает большим $2V = 45 - 50^\circ$, $Ng = 1,677$, $Np = 1,67$, $c: Ng = 9^\circ$ плеохроирует от густого сине-зеленого по Ng до желтоватого по Np. Пространственно ассоциирующие с глаукофаносодержащими сланцами интрузии габбро находятся в зеленокаменном перерождении, но глаукофан в них отсутствует.

В горах Султануиздаг формация в объеме каракудукской свиты вместе с серпентинитами и габбро-амфиболитами является главной частью разреза хр. Каратау. Выходы прослеживаются через центральную и восточную часть гор на расстоянии более 35 км при ширине 1,5–3 км.

В г. Аччитау мощность вулканитов около 700 м, в центральной части гор до 1000 м. В их разрезе присутствуют лавы базальтового, андезито-базальтового и андезито-вого состава (80%), пирокласты базальтоидов (не более 5%), субвулканические кислые породы (до 15%) и кварциты. По специфике состава, геологического положения породы каракудукской свиты удовлетворительно коррелируются с таковыми учкудуктауской в Сев. Тамдытау. В центральной части гор Султануиздаг вулканиты каракудукской свиты, особенно базальтоиды, интенсивно метаморфизованы, превращены в амфиболиты и разнообразные амфиболовые сланцы. В горах Аччитау породы претерпели только зеленокаменное преобразование. Лавы базальтоидной группы примерно в равных количествах представлены афировыми и порфировыми разностями. Среди последних различаются пироксенплаггиоклазовые, плаггиоклазовые, амфибол плаггиоклазовые и редко пироксеновые разности. Интенсивно деаортитизированный плаггиоклаз обычно преобладает над темноцветными минералами. Темноцветные минералы замещены волокнистым уралитом, актинолитом или сине-зеленым и амфиболом, реже хлоритом и кальцитом. Структура основной массы утрачена, перекристаллизована в тонкий немагнитообластовый агрегат амфибола, олигоклаза (или альбита), эпидота и цоизита. В единичных случаях отмечены реликты интерсертальной структуры. Пирокластолиты (кристалло- и литокристаллокластические туфы) в количественном отношении резко подчинены давам. Обломочный материал представлен плаггиоклазом, амфиболитизированным пироксеном, базальтоидами, кварц-хлоритовым, кварц-серицитовым и хлорит-цоизитовым агрегатами. связующая масса тонкоструктурная, состоящая из альбита, цоизита, актинолита и хлорита. Породы кислой группы встречаются только в виде согласных даек и линзовидных залежей мощностью до 15 м. Преобладают липариты, фельзит и плаггиогранит порфиры. Местами заметен флюидальный рисунок породы. В этих породах слабо зональный плаггиоклаз вкрапленников имеет следы оплавления и резорбции, представлен альбит-олигоклазом.

По первичным темноцветным минералам развита сине-зеленая роговая обманка, замещающаяся хлоритом, эпидотом, лейкоксеном.

Основная масса преимущественно фельзитовая и микропоякилитовая, реже сферолитовая, микрогранофирировая и микроаплитовая. Химические составы базальтоидной группы изменяются от андезитов до меланобазальтов. Обычны породы с нормативным гиперстеном, но отмечаются и с оливином. Преобладают разности с умеренной глиноземистостью. За редкими исключениями породы никакотитаниты.

Средние химические составы пород андезито-базальтовой формации
в Ю.Тамдытау, тасказганская свита (ур.Джургантау)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	H ₂ O	CO ₂	SO ₃
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	48,45	1,16	13,24	2,80	6,33	0,13	5,38	10,62	2,70	0,30	0,16	7,79	0,29	3,83	0,03
2	55,37	0,70	14,29	2,39	5,31	0,11	4,06	6,53	3,49	0,80	0,17	6,49	0,24	3,94	0,0
3	60,98	0,70	13,82	2,33	4,71	0,14	3,38	3,97	3,63	0,78	0,16	4,92	0,14	1,92	0,07
4	65,24	0,63	13,23	2,34	3,02	0,12	2,17	3,00	3,31	1,40	0,15	5,08	0,22	1,67	0,02
5	73,16	0,61	12,11	1,62	1,74	0,04	1,42	1,51	2,71	1,75	0,13	3,00	0,24	0,69	0,08

в С.Тамдытау, учкудуктауская свита (западный блок)

6	52,57	0,99	15,65	3,23	7,62	0,11	4,81	6,26	3,15	0,49	0,10	5,09	0,37	1,52	0,10
7	55,20	0,59	15,78	2,65	6,18	0,25	3,04	5,38	3,41	1,29	0,67	4,87	0,88	0,83	0,16
8	60,02	0,39	15,52	2,80	6,54	0,43	1,07	3,42	1,40	2,02	0,79	4,66	1,34	0,30	0,22
9	65,37	0,56	13,17	1,59	4,44	0,08	3,04	3,65	2,23	1,20	0,11	3,41	0,29	0,57	0,10
10	70,06	0,50	12,28	1,65	3,05	0,14	2,27	1,68	3,74	1,09	0,09	3,32	0,31	0,73	0,10

в, С.Нуратау, тасказганская свита

11	47,39	2,50	13,35	2,80	11,16	0,14	4,70	6,70	1,14	1,70	0,32	7,87	0,15	4,40	0,10
12	54,19	1,50	12,50	1,19	6,50	0,13	4,34	6,73	3,22	1,39	0,20	7,36	0,32	5,04	0,10
13	65,18	0,88	13,24	1,50	4,61	0,13	3,01	3,10	2,26	2,45	0,21	3,16	0,11	0,91	0,10
14	75,20	0,07	12,74	0,36	0,90	0,03	0,60	1,54	4,25	1,90	0,02	2,26	0,10	0,85	0,10

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
в С.Нуратау, тасказанская свита (ур.Таскара)															
15	45.62	0.43	17.10	2.57	7.30	0.20	7.85	13.28	1.21	0.25	0.03	4.02	0.27	0.20	0,12
16	49.66	1,10	15.28	3.68	5.67	0,57	4,04	9.32	2,71	0,69	0,21	5,82	0,36	2,22	0,10
17	55.70	0,77	16,11	2,17	7,00	0,16	4,16	2,91	4,59	1,06	0,20	4,49	0,14	1,23	0,02
18	60,94	0,70	14,42	2,73	5,50	0,12	3,06	2,66	4,83	0,83	0,25	3,72	0,08	0,80	0,0
19	65,59	0,48	14,63	1,81	4,10	0,36	1,52	2,45	5,00	1,29	0,14	3,01	0,10	0,58	0,04
20	68,07	0,60	12,62	2,00	4,67	0,16	1,40	2,22	4,70	0,27	0,11	2,06	0,01	0,38	0,0
в. С.Тамдытау, учкудуктауская свита (центр блок)															
21	50,49	0,88	15,21	2,91	7,04	0,16	4,77	10,92	3,08	0,42	0,10	3,75	0,17	1,39	0,09
22	55,08	0,66	15,95	2,82	5,90	0,14	4,37	6,86	3,65	0,62	0,33	3,14	0,17	0,73	0,06
23	59,46	0,70	15,54	2,92	5,15	0,15	3,00	5,45	3,18	0,90	0,12	3,44	0,17	0,50	0,07
24	66,43	0,72	14,34	0,87	5,16	0,20	2,30	1,34	3,05	1,57	0,19	3,61	0,19	0,29	0,10
25	71,36	0,28	11,21	0,80	2,97	0,06	0,69	3,94	4,35	0,48	0,04	3,96	0,11	2,47	0,10

Примечание: 1-базальты; 2-андезито-базальты; 3-андезиты; 4-дациты; 5-дипариты; 6-базальты; 7-андезито-базальты; 8-андезиты; 9-дациты; 10-липариты; 11-базальты; 12-андезито-базальты; 13-дациты; 14-липариты; 15-пироксениты; 16-базальты; 17-андезито-базальты; 18-андезиты; 19-дациты; 20-липариты; 21-базальты; 22-андезито-базальты; 23-андезиты; 24-дациты; 25-липариты.

П.2. ИНТРУЗИВНЫЕ ФОРМАЦИИ

Габбро-диоритовая формация. В Северном Тянь-Шане типичными представителями рассматриваемой формации являются породы ирдыкского и тасакеминского комплексов, а также Кочкорский массив, расположенный в северном обрамлении одноименной впадины. По Р.М. Израилевой и Ю.Л. Семенову (1982) кроме этих комплексов в Северном Тянь-Шане к этой формации видимо необходимо отнести многочисленные мелкие (0,5–1,5 км²) тела габброидов и диоритоидов, которые встречаются в виде блок-ксенолитов в позднерифейских гранитоидах, и обычно рассматриваются как продукты ранних фаз этих интрузивов. Одним из типичных примеров является Кочкорский массив, который сложен темными среднезернистыми габбро, диоритами, кварцевыми диоритами, среди которых преобладают диориты. Последние состоят из андезина (45–65%) и амфибола (20–45%), содержащего реликты моноклинного пироксена. Среди габброидов по составу известных минералов выделяются роговообманковые и оливинные разновидности габбро. В Терской-Алатау и на южном склоне Джумгольского хребта к габбро-диоритовой формации принадлежат породы ирдыкского комплекса, впервые выделенного В.Г. Королевым. Рифейский возраст обоснован Ю.В. Жуковым и М.П. Кузнецовым. По данным этих исследователей в составе данного комплекса четко выделяются продукты 4 фаз интрузивной деятельности. Необходимо отметить, что породы ирдыкского комплекса занимают большую часть т. н. "Терской батолита", который в настоящее время расчленен на ряд самостоятельных и разновозрастных комплексов. К рассматриваемой формации относятся несколько крупных тел: Ирдыкский (220 кв. км), Тамгинский (500 кв. км), Джаргылчакский (250 кв. км), Тонский (475 кв. км), Улахольский (280 кв. км) и Сарыкский (50 кв. км).

К первой фазе относятся диориты, кварцевые диориты, габбродиориты, встречающиеся в виде блок-ксенолитов, нередко гранитизированные и по этой причине обладающие непостоянным минералогическим составом. Так, диориты сложены андезитом (50–60%), амфиболом (25–30%), биотитом (2–10%), нередко и пироксеном (до 15%). В гранитизированных участках появляются кварц и микроклин (15%).

Вторая фаза сложена гнейсированными порфиroidными гранодиоритами и тоналитами, содержащими многочисленные диоритоидные шпильки и ксенолиты. Для пород свойственно непостоянство состава, обусловленное явлениями метасоматизма, гранитизации. Типичный гранодиорит по данным вышеупомянутых исследователей содержит: андезина — 35–60%, микроклина 10–30%, кварца — 15–25%, роговой обманки — 3–20%, биотита — 10–15%. Из акцессорных минералов встречены ортит, апатит, циркон, сфен, магнетит.

Третья фаза представлена порфиroidными адамеллитами, гранодиоритами, гранитами. Типичный гранодиорит этой фазы состоит из олигоклаз-андезина 40–45%, микроклина — 20–35%, кварца — 20–25%, биотита — 7–10%, роговой обманки — 0–3%. Акцессории: апатит, циркон, сфен, ортит, рутил, ильменит. Заключительная фаза образована светлыми мелко-среднезернистыми гранитами, состоящими из олигоклаза 25–35%, решетчатого микроклина 26–38%, кварца 28–35%, биотита 4–7% и мусковита до 1%. Среди акцессорных минералов, кроме упомянутых встречаются торит, ураноторит, флюорит.

В Кунгей-Алатау, Киргизском и Заилийском хребтах Северного Тянь-Шаня габбро-диоритовая формация включает тасакеминский комплекс Тасакеминский, Чонкеминский, Южночолпонатинский, Атамкульский, Боординский, Аспаринский и др. тела. По Р.М. Израилевой этот комплекс также, как и предыдущий подразделяется на 4 последовательные фазы, представленные: габбро-диоритами и габбро (δ¹) слабогнейсированными тоналитами, гранодиоритами и монзонитами (δ²), порфиroidными адамеллитами, гранодиоритами (δ³) и мелкозернистыми гранодиоритами.

Диорит-плаггиогранитовая формация впервые выделена Т.А. Додоновой в 1974 году, по данным которой диориты, плаггиограниты образуют узкую цепочку массивов протягивающихся вдоль приосевой части хр. Терсей-Алатау (Турукский, Минторский, Ашугорский, Каракырский, Барскаунский, Джаманэчкинский и другие тела). Большинство из них имеют форму субсогласных, вытянутых тел, приуроченных к Айтор-Керчетайскому разлому и "важнейшей структурной линии Тянь-Шаня". Возраст пород указанных массивов (минторский комплекс) определяется тем, что они рвут среднерифейские сарыбулакскую и суекскую свиты и трансгрессивно перекрыты песчаниками и гравелитами джакболотской свиты (Р.М. Израилева, 1982). Породы рассматриваемой формации представлены крупнозернистыми, светлозернистыми, лейкократовыми плаггиогранитами и зеленоватосерыми кварцевыми диоритами: между обеими типами пород отмечаются постепенные переходы. Типичный плаггиогранит состоит из олигоклаза и альбита (60–70%), кварца (20–30), хлоритизированного биотита (2–7%), нередко присутствует поздний К-полевой шпат. Среди аксессуаров наиболее распространены: магнетит, апатит, циркон. Кварцевые диориты содержат 60–75% олигоклаза-андезина, 10–20% нацело хлоритизированных цветных минералов.

В Таласском хребте породы рассматриваемой формации известны под названием бабаханского комплекса (плаггиогранит-порфиры, мелкозернистые плаггиограниты). Типичным представителем этого комплекса является кольцевой Бабаханский массив, сложенный средне- мелкозернистыми плаггиогранитами, состоящими (в %) из зонального плаггиоклаза (55–70%), кварца (18–30%), решетчатого микроклина (3–5%), биотита (3–6%), мусковита (до 1%) и обыкновенной роговой обманки. периферическая часть этого массива окружена зоной мелкозернистых плаггиогранитов, отделенных от центра массива полукольцевым разломом. Форма Бабаханского массива напоминает этмолит. В более южных районах Тянь-Шаня (Кассанский блок, Чаткальский хр.) к рассматриваемой формации условно могут быть отнесены породы терекского и особенно зексайского комплекса. В басс. р. Кассансай к данной формации относятся аардыкский, Зексайский и другие более мелкие массивы, имеющих по М.Д. Гесю рифей-вендский возраст. Породы зексайского комплекса сформировались в две фазы: раннюю, представленную гранодиоритами, тонолитами, часто гнейсированными и позднюю, образованную лейкократовыми среднезернистыми гнейсами.

В пределах Южного Тянь-Шаня породы данной формации не выделяются. Возможно, что только в Тамдытау, к ним могут быть отнесены часть габбро-плаггиогранитной формации.

Диорит-гранодиорит-гранитовая формация. Породы данной формации встречаются в южном борту Южного Тянь-Шаня (юго-западные отроги Гиссарского хребта, Гарм). Такая точка зрения принята А.В. Покровским, который считает их каледонскими орогенными формациями. Учитывая отдельные факты постепенного перехода гранитоидов в докембрийские гранито-гнейсы Т.Н. Далимов (1972) считал их рифейскими. Рифейский возраст гранитоидов Байсунской зоны подтверждается и данными К-Аг датировок (Хохлов, Мирходжаев и др., 1977). Поэтому отнесение рассматриваемых гранитоидных тел к девону следует считать ошибочным.

К этой формации относятся Обинаурузский, Вахипиварский, Гуматагский массивы в ЮЗ Гиссаре. Они состоят из кварцевых диоритов, диоритов (I фаза), гранодиоритов, тонолитов (II фаза), мелкозернистых и двуслюдяных аплитовидных гранитов (III фаза).

РЕЗЮМЕ

Таков краткий обзор условий размещения, состава и особенностей строения магматических образований докембрийского этапа развития Тянь-Шаня. Приведенный материал позволяет сделать ряд общих выводов, которые сводятся к следующему.

Во-первых, докембрийский магматизм характеризуется довольно широким разнообразием формируемых в это время продуктов от ультраосновных до кислых разновидностей пород. Однако среди рядов магматических формаций наиболее распространены производные толеитовой и известково-щелочной серий, при слабом развитии или отсутствии субщелочных и щелочных образований. Является ли это спецификой докембрийского магматизма — ответить трудно, но не исключено, что это еще и следствие слабой исследованности проблемы.

Во-вторых, анализ вертикальных рядов магматических формаций позволяет выделить три главных рубежа магматической активности: I — позднеархейско-раннепротерозойский, II — ранне-среднепротерозойский и III — рифей-вендский.) Каждый из них обладает своей спецификой. Так, первый рубеж, несмотря на фрагментарность проявления, характеризуется преимущественным развитием базальтового (толеит-базальтового) вулканизма, основных и ультраосновных интрузий, что вместе с типом и характером имеющихся в это время осадочных формаций свидетельствует о существовании крупного океанического бассейна, слабого развития континентальной коры, элементов океанических рифтов (горанская серия, хорогский ортокотплекс). Границы и многие черты существовавшего праокеанического бассейна остаются неясными и вероятно составят предмет будущих исследований. С этим этапом по мнению ряда исследователей связано создание "базальтового" слоя земной коры.

Ранне-среднепротерозойский рубеж, судя по всему характеризуется сокращением или закрытием этого праокеана, о чем свидетельствует широкое развитие своеобразных гранитоидных интрузий. В геодинамическом отношении — это время формирования первичного гранито-метаморфического слоя. Гранитный плутонизм этого этапа характеризуется формированием гнейсовых, гранито-гнейсовых куполов, небольших автохтонных гранитных интрузий.

Наконец, заключительный рифей-вендский характерен некоторым замиранием плутонических процессов, но достаточно широким развитием бимодальных, последовательно дифференцированных формаций. Впервые в истории геологического развития широко предоставлены различные субщелочные формации (трахибазальтовая, трахибазальтриолитовая и др.).

Характер распространения рифей-вендских вулканогенных формаций свидетельствует о том, что в это время рифтогенез и деструкция континентальной коры — главное геологическое событие. Видимо и в Северном Тянь-Шане они стали первой фазой становления т. н. каледонских геосинклинальных структур (или палеоокеанических структур).

В третьих, в результате магматических процессов докембрийских этапов развития формируется полный профиль континентальной коры, которая затем неоднократно подвергалась взламыванию, разрушению, но хотелось бы отметить, что эти процессы имели длительный характер. Достаточно отметить в этой связи многоэтапность проявления гранитоидного плутонизма.

КЕМБРИЙ-РАННЕОРДОВИКСКИЙ МАГМАТИЗМ
И ЛАТЕРАЛЬНЫЕ РЯДЫ ФОРМАЦИЙ

Описание палеозойского магматизма начнем с кембрий-раннеордовикского этапа, который в истории геологического развития Тянь-Шаня характеризуется бурным базальтовым вулканизмом, габбро-монцит-сиенитовым, габбро-плагιοгранитным плутолизмом (табл. 9).

Таблица 9

Схема кембрий-раннеордовикского магматизма Северного Тянь-Шаня

ла- те- раль- ряды	Северный Тянь-Шань						Южный Тянь-Шань				
	Муонкумо- Наратская		Чилик- Кемин- ская		Карабал- тинская		Киргизско- Терскайская		Туркеста- но- Алайская		
	вул- ка- нич.	плу- то- нич.	вул- ка- нич.	плу- то- нич.	вул- ка- нич.	плу- то- нич.	вул- ка- нич.	плу- то- нич.	вул- ка- нич.	пл	
в т о р о й		Тоналит- гранодио- рит-мон- цитовая (джерге- ланский к-с)					Базальт- андези- товая (котуж- анская, карагай- линская, каратор- гинская св.)	Габбро- диорит- плагно- гранит- ная (Ка- лахоро- торский м-в ?)		Трахи- базаль- товая (елеме- сашин- ская, улугг а- уская св.)	
д с р в ы й		Габбро- монцит- сиенито- вая (ка- ра-булак- ский к-с)	На- ба- за- ль- тов		На-ба- заль- тов (?) (терс- кейск- ая св.)	Габ- бро- дио- рито- вая	На-база- льтов (караар- чинская, карака- тинская свита)	Габбро- периодо- титовая (?) (ал- малинс- кий, ка- ракатин- ская к-с ?)			

Следует отметить, что начиная с рифея-венда на территории Северного Тянь-Шаня закладывается серия палеорифтов, приведших к формированию Киргизско-Терскайского палеоокеанического бассейна. Соотношение рифтогенных (R - V) и

океанических формаций (формация Na-базальтов) показывает, что появление океанического бассейна относится к концу венда и раннему кембрию.

I. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Формация Na-базальтов понимается нами в объеме карааттинской и караарчинской свит ($\epsilon^1 - O^1$). Основной ареал развития — Киргизско-Терскейская палеоокеаническая структура, где она встречается в виде отдельных блоков. Одной из характерных черт покровных частей формации является ее резкая изменчивость в пределах упомянутой зоны. В этой связи следует упомянуть о том, что Д.Г. Васильев для этих отложений выделяет несколько типов разрезов, отличающихся объемом вулканитов, соотношениями пород, петрофондом. Возраст формации достаточно уверенно определяется по палеонтологическим данным (Р. Максумова), как кембрий-раннеордовикский.

Для формации свойственны два типа разрезов: карааттинский и караарчинский. Первый из них характерен тем, что низы разреза характеризуются типично офиолитовой ассоциацией пород (альпинотипные гипербазиты, Na-базальты, дайковый комплекс и кремни). Верхи разреза карааттинского типа сложены олиостромовыми, микститовыми, граувакковыми отложениями. Раннему-среднему кембрию соответствует толща шаровых лав Na-базальтов, вариолитов, чередующихся с кремнями, фтанитами, радиоляритами, карбонатными породами. Внутри толщи базальтов ($M = 500-800$ м) встречаются многочисленные тела мафит-ультрамафитовых пород отнесенных к карааттинскому, алмалинскому комплексам (габбро, габбро-диориты, долериты). Не исключено, что часть этих малоглубинных дайковых образований принадлежат к дайковой части офиолитовой триады. Наконец, в самой верхней части разрезов карааттинского типа редко встречаются тела (покровы и силлы) андезитов и риолитов.

Верхняя ($\epsilon^3 - O^1$) часть разреза представлена разнообразными кремнями, алевролитами, с подчиненным количеством карбонатных пород.

Караарчинский тип разреза отличается от предыдущего тем, что в основании встречается последовательно дифференцированная толща Na-базальтов, андезитов и риолитов. Средняя часть представлена толщей натровых риолитов и кластических пород. Петрофонд формации в данном типе разреза следующий (в %): базальты — 34, андезиты — 19, андезито-базальты — 30, дациты и риолиты — 17.

Общая мощность покровных частей формации изменчива и колеблется от 500–800 м до 2500–3000 м. (Хр. Каражорга, зап. часть Кунгей Алатау).

В составе формации широко распространены покровы афировых плагиобазальтов, вариолитов, оливиновых базальтов. Т.А. Додонова (1972) подчеркивала, что среди базальтов широко распространены Na-базальты и андезитобазальты (85%), пирокласты (8%), кремнистые образования (4–6%). Нередко к данной формации относятся породы айкольской свиты (ϵ^3 ?), представленной Na-риолитами и дацитами.

Субвулканические и гипабиссальные фации данной формации представлены небольшими телами диабазов, габбро-диабазов, состоящих из PI (An42–60) — 40–60%, моноклинового пироксена (0–30%), амфибола (20–40%), биотита (0–10%).

В тектоническом отношении породы рассматриваемой формации приурочены к системе узких грабенов, заложенных в венде, что иллюстрирует прилагаемая карта (рис. 8).

Средний химический состав пород формации приведен в табл. 10. Специфика химизма формации выражается в принадлежности ее к породам с толеитовым трендом эволюции. По распределению SiO_2 формация в хр. Караатты является однородной, а в других регионах (басс. р. Караарча) контрастной или последовательно дифференцированной (рис. 9, 10), что удовлетворительно согласуется с на-

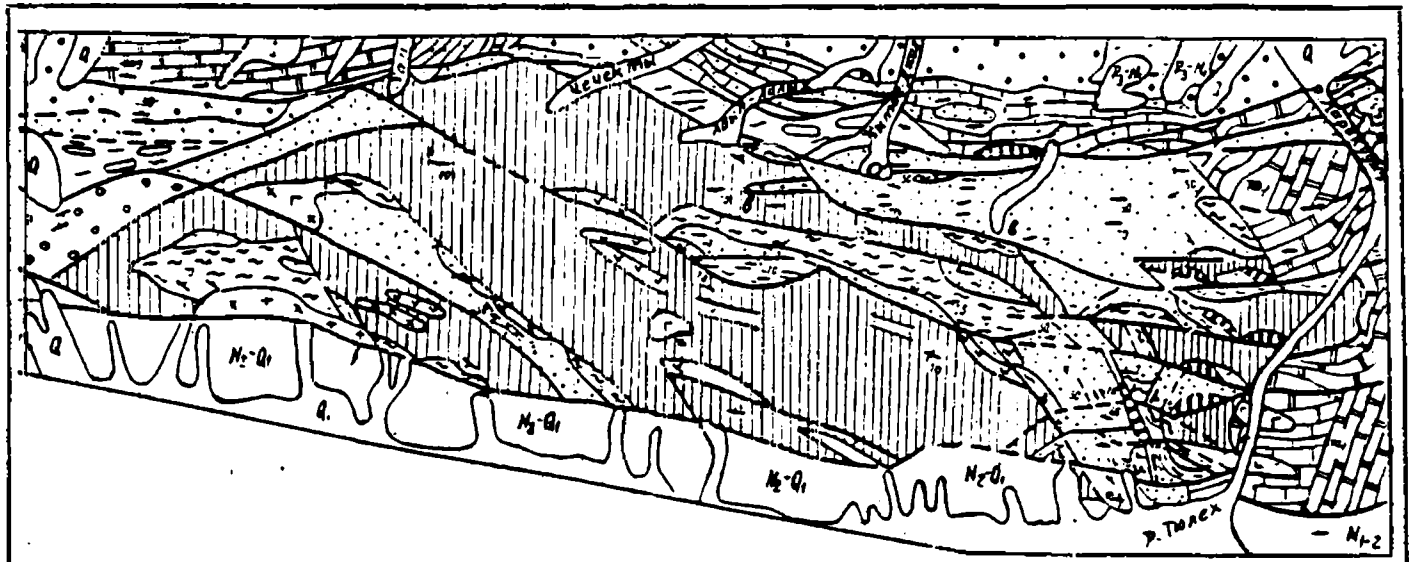


Рис. 8. Схема строения хр. Каракиты. (Алаяров, 1990).

Условные обозначения: 1-4—кайнозойские отложения; 5—северокаракалтинская толща (нижний-средний (?) ордовик): полимиктовые конгломераты, редкие прослои песчаников; 6—канская толща (нижний-средний (?) ордовик). Известковые конгломераты; 7—карасайская толща (средний ордовик?). Ритмично переслаивающиеся конгломераты, песчаники, алевросланцы; 8—чолойская толща (средний ордовик). Андезиты, базальтоиды, их туфы, туфоконгломераты, известняки, песчаники; 9—южночолойская толща (средний ордовик). Известковые конгломераты, песчаники, туфосланцы; 10—толща кремнистых туффитов (средний кембрий-нижний ордовик). Пестроцветные кремнистые туффиты, граувакковые песчаники, андезиты, их туфы, кремни, кремнистые сланцы; 11—кремнисто-сланцевая толща (средний кембрий). Кремни, кремнистые сланцы, вулканомиктовые конгломераты, песчаники; 12—каракалтинская свита (нижний кембрий). Базальтоиды, туфы базальтов и андезито-базальтов, кремни, кремнистые сланцы, туфоконгломераты; 13—карбонатно-сланцевая толща (верхний рифей?). Известковистые и глинисто-хлоритовые сланцы, известняки; 14—толща кварцитовидных песчаников (верхний рифей). Кварц-полевошпатовые кварцитовидные песчаники, кварциты; 15—толща талекских известняков (средний рифей?). Мраморизованные известняки, с редкими прослоями углеродистых сланцев; 16—сарыбулакская свита (средний рифей). Филлитовидные сланцы; 17—серпентиниты; 18—габброиды; 19—диориты, монодиориты; 20—гранодиориты; 21—дайки и силлы порфиритов; 22—стратиграфические и интрузивные контакты; 23—тектонические контакты (установленные и предполагаемые); 24—элементы залегания пород; 25—места находок органических остатков; 26—места отбора проб на радиологический возраст.

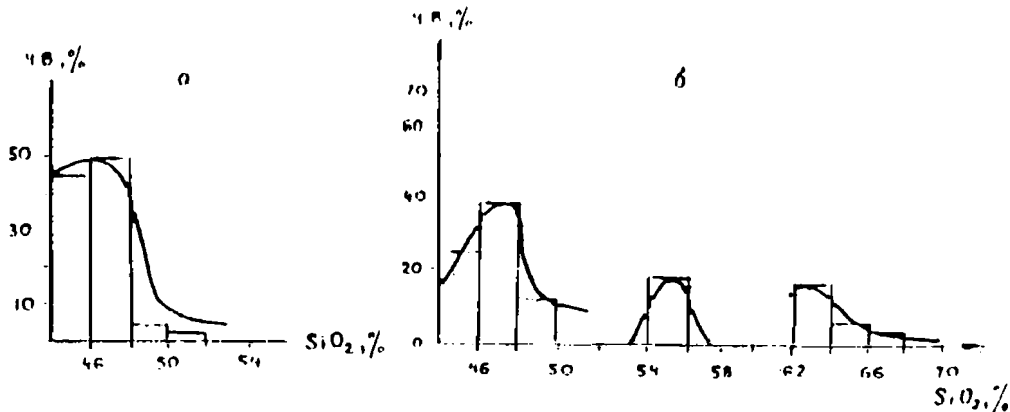


Рис. 9. Гистограммы содержаний SiO₂ в породах базальт-риолитовой формации Свиты: а — каракалтинская; б — караурчинская.

Средние химические составы пород формации На-базальтов
в Северном Тянь-Шане

караарчинская свита (хр.Каракаты)

Порода	Объем выборки	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	H ₂ O	CO ₂
Базальты	18	51,19	0,96	13,64	2,38	7,01	0,12	6,75	7,84	3,05	0,41	0,21	5,04	0,90	2,31
<p>Каракаттинская свита (хр.Сонкультау, данные Ф.Апаярова, 1990)</p>															
Базальты	12	47,97	0,90	15,38	1,29	8,54	0,15	5,61	10,38	3,15	0,65	-	6,00	-	-
<p>Караджоргинская свита (данные Ф.Апаярова, 1990)</p>															
Базальты	10	50,52	0,23	12,03	0,52	7,64	0,13	8,05	9,53	3,90	0,39	0,12	6,43	0,14	-

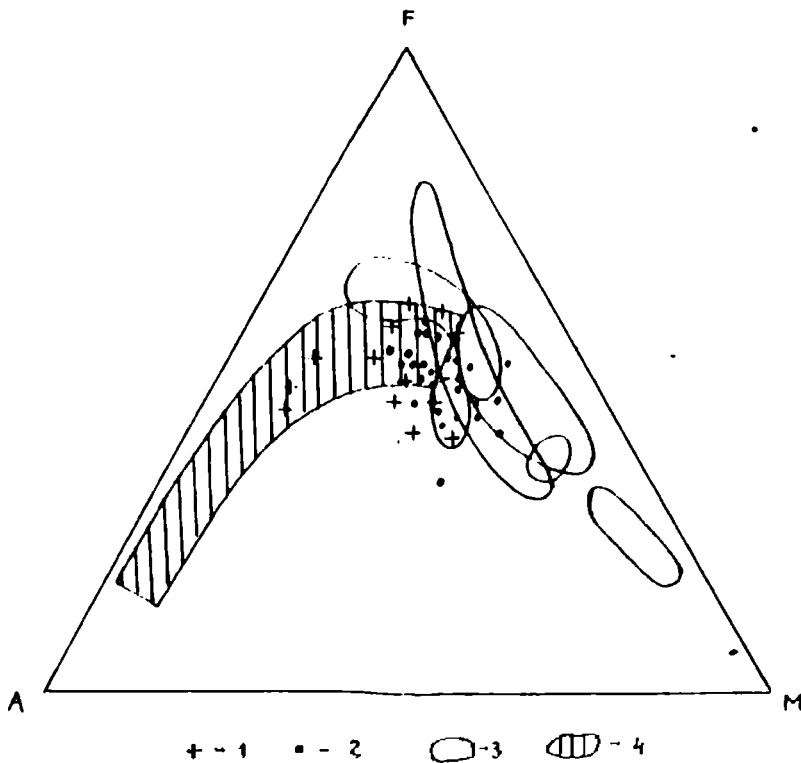


Рис. 10. Положение составов пород базальт-риолитовой формации на диаграмме АFМ. Свиты: 1 — хиракаттинская; 2 — караарчинская. Поля развития пород: 3 — океанов; 4 — островных дуг.

блюдаемыми фактами. Обращает на себя внимание тот факт, что большинство пород (50–70%) принадлежат к нормальным толентовым базальтам, хотя по содержанию и распределению K_2O наблюдаются и некоторые отклонения. Так, для подавляющего большинства проб содержание $K_2O < 1\%$, но в остальных (18–20%) содержание $K_2O > 1,5\%$ и достигает до 3%. Вероятно, это является отражением влияния корового материала, вовлеченного в магмообразование или паличия в составе данной формации другой, более калиевой серии.

Базальт-андезитовая формация (Є2 – O1) в настоящее время понимается в объеме каражоргинской и котуджанской свит. Общая мощность их колеблется от 1000 м (вост. часть Терской хребта, Заилийский, Киргизский кр.) до 2000–2500 м (зап. часть Кунгейского хребта, Джумгольский кр.). Объем вулканогенных образований в составе этих свит непостоянный и колеблется от 25–35% до 50–55%. Вулканиды представлены широксеновыми, оливин-пироксеновыми, нередко афировыми базальтами, андезито-базальтами, минцалекаменными, гиалиновыми андезитами с прослоями кремнистых пород, конгломератов песчаников, рифогенных известняков. Наибольшее развитие в составе пород формации имеют андезиты и их туфы (лиго-кристаллокластические разности с хлоритовым, хлорит-эпидотовым и глинистым цементом). Из других районов развития формации необходимо отметить толщу вулканидов в басс. р. Талас (г. Ортогау), в вост. части Киргизского

хребта. Так, в горах Ортауу разрез пород формации начинается кварцосодержащими базальтами (лейкобазальтами) — (300 м) с прослоями карбонатных пород (15 м). Выше следуют амфиболовые, плагиоклазовые и пироксеновые андезиты (500 м), с характерной миндалекаменной текстурой. В отличие от предыдущей формации Na-базальтов для рассматриваемых вулканитов характерно: а) довольно высокая порфирированность пород (сумма вкрапленников достигает 19–23%, против 11–16%) и слабое распространение афировых разностей пород.

Другим весьма выразительным арсолом развития вулканогенных формаций этого этапа является Южный Тянь-Шань, где в это формируются трахибазальтовая формация, которая по объему соответствует елемесащинской свите, приуроченной к сочленению продольного Бесапан-Северо-Нуратинского глубинного разлома и поперечного Кокплатасского скрытого разлома фундамента. Возраст формации фаунистически отвечает ϵ –0 (Яскович, Поникленко, 1971). Формацию подстилают терригенные породы с многочисленными валунами и гальками, которые рассматриваются как тиллиты (Пятков и др., 1967), в восточной части она с несогласием залегает на кремнисто-терригенной аккудукской свите ϵ_1 ?, в южной перекрыта грубообломочной толщей, состоящей из конгломератов, гравелитов, песчаников, в составе которых встречены обломки подстилающих эффузивов. Вся формация с размылом перекрывается нижнедевонскими известняками или молассой верхнего палеозоя (сокращенный тип разреза нижнего и среднего палеозоя). Мощность формации от 450 м (кол. Елемесащи) до 900 м (овраг Джерой), в среднем 500–600 м. Наиболее полный ее разрез прослеживается в районе оврага и сая Джерой (кол. Елемесащи). Нижняя часть разреза сложена многочисленными трубками взрыва с обломками трахитов, трахиандезитов, щелочных габброидов, сцементированных туфовым материалом. Диаметр отдельных трубок не превышает 10 м. Средняя часть представлена покровами трахибазальтов (мощность отдельных потоков 2,5–3 м) и маломощными линзобразными телами анальцимовых базальтов (0,5–1,5 м). У кол. Елемесащи широко развиты поля агломератовых лав трахиандезитов с прослоями трахибазальтов (мощность потоков трахибазальтов 3,5–5 м). Верхняя часть представлена трубками взрыва, заполненными абсарокитами и трахибазальтами. В западном направлении роль терригенных пород в разрезе уменьшается, в юго-западном увеличивается количество прослоев кластолав и лавобрекчий трахитового состава, ассоциирующих с линзами рифтогенных известняков (рис. 11).

На стенках многочисленных построек взрывного облика Г.В. Болговой (1977) описаны рифтогенные известняки. Этот признак в сочетании с высокой эксплозивностью продуктов вулканизма, широким развитием трубок взрыва, высокой фациальной изменчивости, редкостью терригенных прослоев могут свидетельствовать о приповерхностных условиях накопления формации.

Формация представлена широким спектром пород от щелочных базальтов до трахиандезитов и трахитов. В ее составе выделяются 4 главных типа пород — абсарокиты, анальцимовые базальты, трахибазальты, трахиты. По минеральным парагенезисам выделяются — базальтовая и щелочно-салическая группы (рис. 12).

Группа базальтов включает абсарокиты, анальцимовые базальты и трахибазальты, относящиеся к порфировому структурному типу. 90% всех просмотренных шлифов из этой группы содержат вкрапленники. Из них в 50% отмечены гломепорфиоровые структуры: 20% приходится на абсарокиты, 20% — трахибазальты и 10% — анальцимовые базальты. Темноцветные минералы резко преобладают над лейкократовыми в абсарокитах и анальцимовых базальтах. Главные породообразующие минералы — оливин, моноклинные пироксены, плагиоклаз, ортоклаз, анортотоклаз, микроклин, анальцим, псевдолейцит, биотит, щелочной амфибол; аксессуарные — апатит, сфен. В протоочках присутствуют гранат, по оптическим свойствам близкий к альмандину, хромшпинель, периклаз; рудные — магнетит, титаномагнетит.

рис 11 а

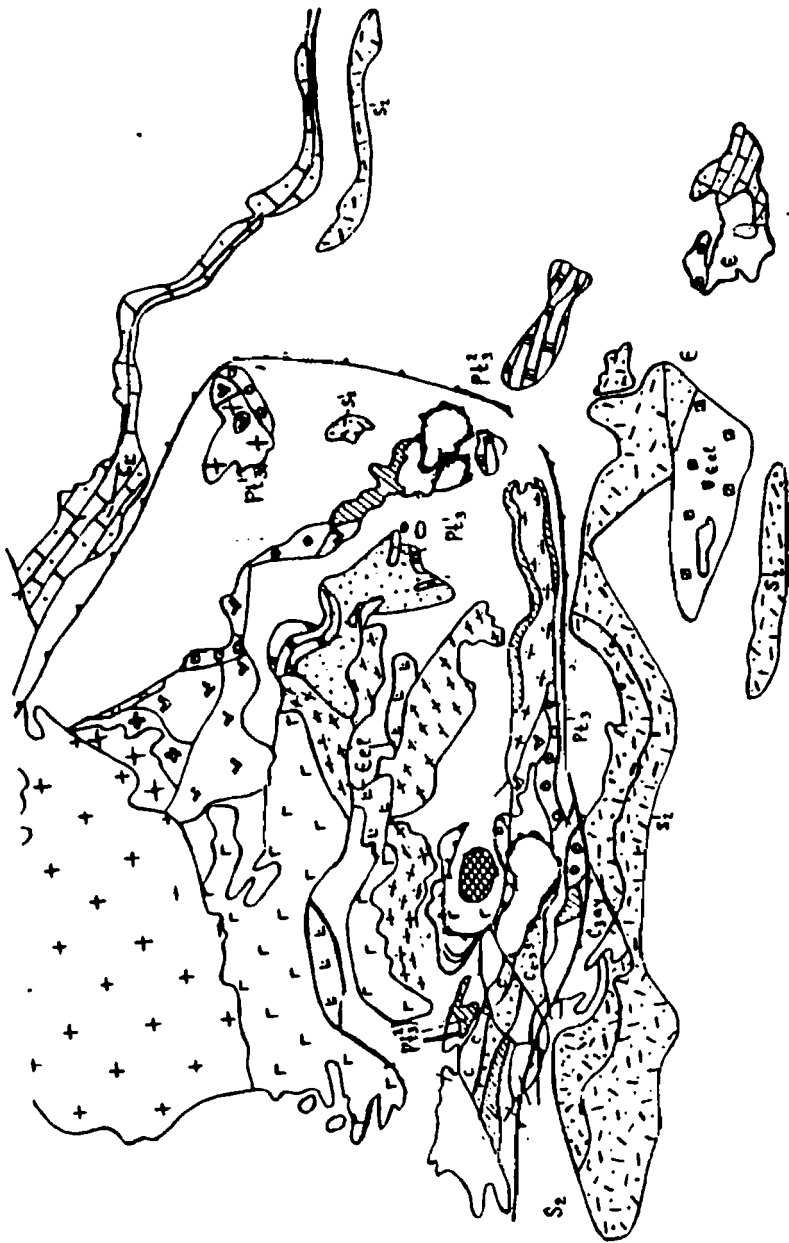


рис 11.6

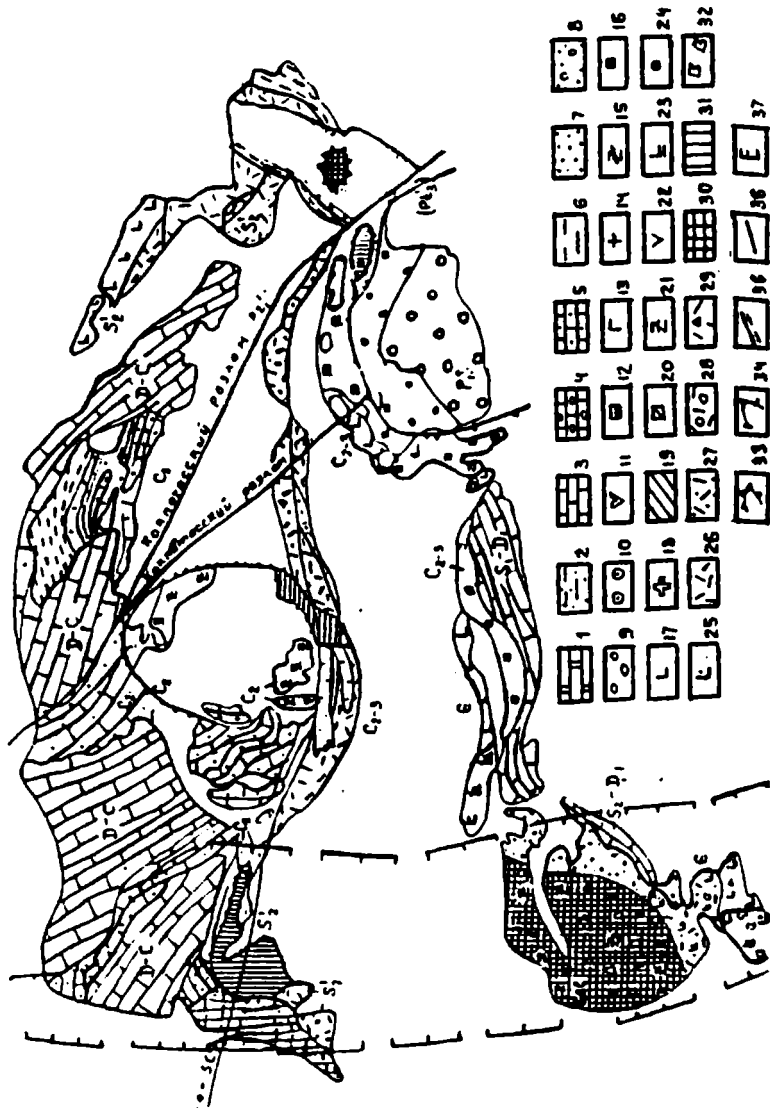


Рис. 11. Схема геологического строения Сев. Тимдятау.
(Составлена Л.В. Шпотовой, 1984).

Условные обозначения: 1 — нижняя пермь кытырская свита, моласса; 2 — верхний карбон. джеройская формация (формация континентального рифта трахибазальтовая); 3 — верхний карбон. аякумарская формация (предорогенная моласса со щелочной базальтовой непрерывной формацией); 4 — средний-верхний карбон. сангунтауская формация (предорогенная моласса с базальт-андезит-

липаритовой формацией); 5 — средний карбон мурынкудукская формация (предорогенная моласса с андезитовой формацией); 6 — нерасчлененные отложения карбона — среднего девона. Карбонатная формация прогибов; 7 — верхний силур — нижний девон. Карбонатная формация прогибов; 8 — нижняя часть верхнего силура, кушкундубайская формация. Андезитовая; 9 — кембрий, елемесаинская формация; 10 — верхняя часть нижнего палеозоя. Аккудукская формация. Кремнисто-сланцевая; 11 — нижняя часть нижнего палеозоя. Учкудуктауская формация. Океаническая. Коматит-базальтовая; 12 — нижняя часть нижнего палеозоя. Учкудуктауская формация. Островодужная базальт-андезит-дацитовая. Породные группы (13–21); 13 — кремни; 14 — кремнисто-терригенные сланцы; 15 — известняки; 16 — конгломераты известняковые; 17 — песчаники известковистые; 18 — сланцы; 19 — песчаники; 20 — песчаники грубозернистые; 21 — конгломераты неотсортированные.

Эффузивные породы известково-щелочного ряда (22–34): 22 — коматиты, перидотиты; 23 — пироксениты; 24 — расслоенные породы типа норильских интрузий; 25 — габброиды; 26 — диориты, плагиограниты; 27 — альбитофирры; 28 базальты талейтовые, афировые; 29 — афировые базальты; 30 — габбро-нориты; 31 — серпентиниты с холодными контактами; 32 — порфировые базальты; 33 — андезиты; 34 — салические базальты.

Эффузивные породы субщелочного ряда (35–48): 35 — трахибазальты; 36 — лимбургиты, шшониты; 37 — тефриты; 38 — трахиты, трахиандезиты; 39 — туфы; 40 — туфалесчаники; 41 — туфогравелисты; 42 — туфиты.

Фацции: 43 — субвулканическая; 44 — жерловая и прижерловая; 45 — эруптивные брекчии; 46 — шаровые лавы; 47 — границы вулканических построек, откартированных по набору фацций; 48 — границы, предполагаемых вулканических построек.

Предлагаемые ветви Кокнатасского глубинного разлома (49–51): 49 — нижнепалеоидская ветвь; 50 — силурийская, каменноугольная ветвь; 51 — границы каменноугольного рифта.

Группа щелочно-салических пород включает трахиандезиты и трахиты. Трахиандезиты порфировидны, трахиты либо слабо порфировидны, либо вкрапленники отсутствуют вообще. Исследование микроструктур позволило установить, что для трахитов характерно развитие трахитовых (75%) и бостонитовых (25%) структур, а для большинства трахиандезитов — смешанных (60%), чаще всего сочетание микроштитовой и пилотакситовой.

Базальтовая группа — резко недосыщенная SiO_2 относится к высокотитанистым разностям, умеренно железистым (при преобладании закисного железа над окисным) и низкоглиноземистым. Щелочно-салическая слабо недосыщена SiO_2 высокоглиноземистая, низкотитанистая и характеризуется низким содержанием фосфора (табл. 11). Для формации в целом характерны бимодально-подимодальное распределение параметров и очень высокая дисперсия.

К составу первичного расплава, давшего породы базальтового ряда, наиболее близок, по-видимому, состав стекловатых или слабо порфировидных абсарокитов, обладающих максимально высокими значениями (f) = 42,2 (Куно, 1964). Прерывистость кривой в зависимости от щелочного показателя также, как и характер распределения петрогенных окислов и петрографических признаков, следствием контрастности рассматриваемого эволюционного ряда. Диаграмма в координатах AFM отражает главные тенденции эволюции магматического процесса в сторону накопления щелочей. Точки составов абсарокитов наиболее близки к углу M; трахибазальтов удалены от него в направлении повышения общей щелочности, в то же время приобретая слабо повышенный железистый уровень: трахиандезиты и трахиты обособляются в щелочном углу (рис. 13).

Химический состав пород трахибазальтовой формации (алемесашинская свита) (Южный Тянь-Шань)
Джерой

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППЦ	H ₂ O	CO ₂	SO ₃
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	44,92	0,65	12,39	3,20	6,25	0,0	9,60	7,71	3,53	1,28	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2	42,28	2,26	13,80	2,55	5,41	0,15	2,82	12,51	3,91	2,57	0,72	10,87	0,40	7,32	0,10
3	48,56	2,18	14,17	3,31	6,33	0,11	5,12	7,41	3,92	2,07	0,55	4,35	0,32	1,57	0,09
4	47,65	2,40	14,62	4,96	5,17	0,10	4,09	7,27	3,94	3,50	0,53	4,56	0,35	1,83	0,08
5	53,87	1,68	15,25	4,02	5,02	0,10	2,10	5,53	4,38	2,75	0,65	4,47	0,27	1,56	0,10
6	57,22	0,70	16,52	2,37	3,68	0,07	2,06	3,66	5,75	3,99	0,18	2,76	0,16	1,09	0,10
7	61,39	0,48	15,38	1,85	3,22	0,07	1,55	2,61	3,84	5,91	0,15	3,54	0,18	2,15	0,11
в к. Елемесаши															
8	43,19	1,77	12,64	1,87	7,43	0,14	4,52	12,4	3,14	0,24	0,30	12,43	0,26	8,07	0,10
9	49,20	1,35	15,00	2,33	7,99	0,14	5,30	8,39	2,73	0,20	0,16	6,87	0,36	1,66	0,10
10	46,92	2,06	15,47	2,04	8,20	0,11	4,80	6,55	4,45	0,21	0,45	8,57	0,26	3,74	0,10
в к. Тюменбай															
11	44,34	2,25	13,81	2,00	6,12	0,12	4,40	9,24	3,60	1,70	0,55	9,97	0,44	5,67	0,26
12	51,00	1,90	15,14	2,83	5,85	0,08	4,77	5,74	3,96	1,93	0,35	6,23	0,52	2,19	0,16
13	47,69	3,02	14,95	5,46	5,44	0,12	3,70	6,07	5,01	3,03	0,71	5,03	0,40	0,26	0,02

Продолжение табл. 11

Южная Фергана
(Улугтауская свита (6-0) (Бухарин, 1990)), (Чонкойская свита (0) (Додонова, 1976))

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
14	55,41	0,94	11,67	2,28	6,84	0,04	6,89	3,92	2,47	0,56	0,12	8,35	0,42	2,53	0,22
15	58,09	1,55	14,12	2,05	5,40	0,08	4,25	3,01	2,29	1,60	0,34	4,67	0,23	1,07	0,25
16	47,65	0,89	16,63	2,82	6,11	0,20	6,13	6,79	3,31	1,31	0,15	7,67	0,57	2,60	0,16
17	54,07	0,7	15,01	3,87	0,93	0,11	2,20	14,07	2,02	1,08	4,40	0,14	0,01	-	-

Примечание: 1 - базаниты; 2 - тефриты; 3 - базальты; 4 - трахибазальты; 5 - трахиандезито-базальты; 6 - трахиандезиты; 7 - трахиты; 8 - базаниты; 9 - базальты; 10 - трахибазальты; 11 - базаниты; 12 - базальты; 13 - трахибазальты; 14 - андезиты; 15 - трахиты; 16 - базальты; 17 - андезито-базальты.

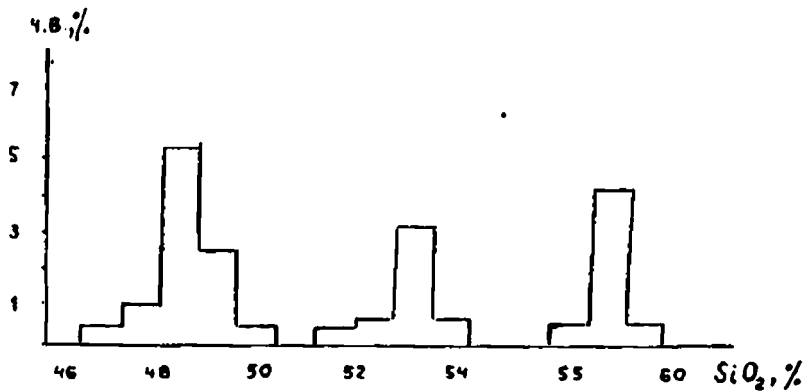


Рис. 12. Гистограмма содержаний SiO_2 в породах элемесаинской свиты (трахибазальтовой формации) на диаграмме AFM.

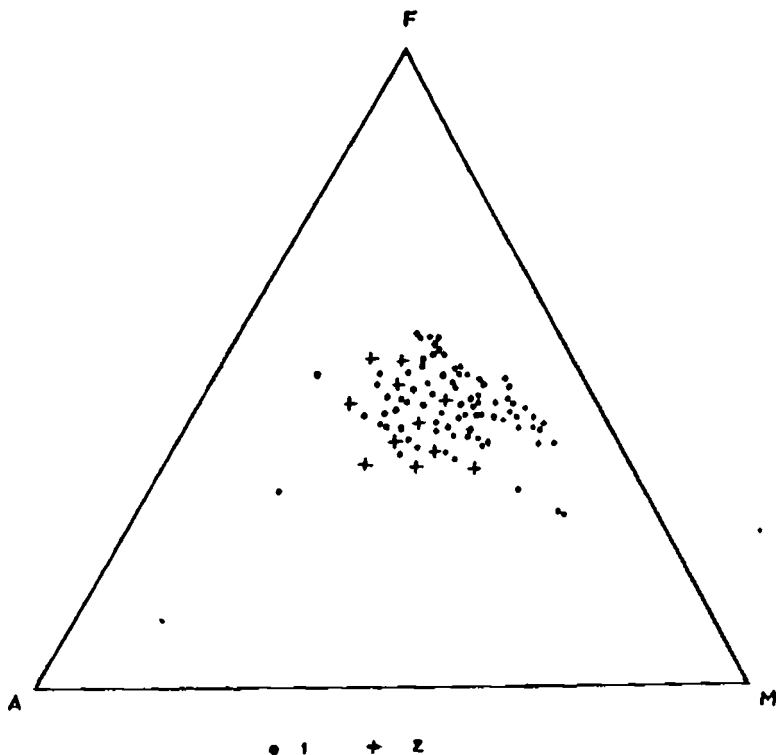


Рис. 13. Положение составов пород трахибазальтовой формации Южного Тянь-Шаня на диаграмме AFM. Свиты: 1 — элемесаинская; 2 — улуэтауская. Поля составов пород: 3 — океана, континентальных рифтовых структур.

Давление, при котором началась кристаллизация базальтового расплава, определения по методу Н.В. Соболева и В.В. Кебезинская (1973). Для формации характерна дифференциация по глубинному типу и контролируется давлением 17 кб (Шпотова, 1981).

Процессы дифференциации базальтовых расплавов при высоком парциальном давлении кислорода и других летучих компонентов, потеря которых происходила при подъеме магмы до ее излияния на поверхность, определили взрывной характер вулканизма на всех ступенях эволюции расплава.

II. ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

В Северном Тянь-Шане они представлены габбро-перидотитовой (алмалинский, каракаттинский комплексы), габбро-диоритовой ($\epsilon 3 - O1$), габбро-диорит-плагиогранитовой ($\epsilon 3 - O1$) тоналит-гранодиорит-монзонитовой ($O1$) формациями. По латерали (от эвгеосинклинальной Киргизско-Терской зоны к северу к Муюнкуму-Наратскому массиву) происходит смена натровых гранитоидов калиевыми габбро-монзонитовыми (карабулакский к-с) или гранодиорит-монзонитовыми формациями (см. табл. 9).

Габбро-перидотитовая формация. Большинство серпентинитовых тел, а также небольшие массивы габброидов связанных с ними, характеризуются тектоническими контактами с вмещающими породами, трассируя зоны глубинных разломов и имеют линзообразную форму. По этой причине возраст их является спорным. Исходя из тесной парагенетической связи их с вулканитами формации Na-базальтов (ϵ) Ю.Л. Семенов, Р.М. Израилева относят их условно к раннему кембрию. Не исключено, что рассматриваемая формация является более древней, докембрийской. Породы рассматриваемой формации понимаются в объеме каракаттинского и алмалинского комплексов (апоперидотитовые, серпентиниты, габбро-ронориты, габбро). К первому комплексу в басс. р. Кракаты относятся около 30 тел, самый крупный из них имеет ширину 0,4–0,5 при длине 3:5 км. Согласно упомянутых авторов тела серпентинитов сложены баститовыми, хризотил-лизардитовыми, серпофит-лизардитовыми серпентинитами, содержащими редкие зерна хромшпинелидов и мелкие жилы хризотил-асбеста.

Восточнее Каракаттинской площади на юге хр. Джетымбель распространены породы арчалинского комплекса, состоящие из апоперидотитовых серпентинитов, с тонкой вкрапленностью магнетита и жилками хризотил-асбеста.

Габбро-диоритовая формация распространена в восточной и западной части Киргизско-Терской зоны, тянется к участкам развития раннекембрийских вулканогенных пород. Т.А. Додорова (1972), Р.М. Израилева считают, что для большинства тел характерна трещинная форма (20–30 км \times 0,5 км), локализованность вдоль зон разломов. В составе формации наиболее распространенными являются габбро, габбро-диориты, диориты. Верхний возрастной предел определяется тем, что галька габброидов этого комплекса находится в конгломератах котужанской свиты ($\epsilon 2 - O1$), а нижняя — остается неясной. Кроме указанных выше типов пород в незначительных объемах присутствуют пироксениты, горнблендиты. Типичные для этой формации габброиды состоят из плагиоклаза (An30–55 – 40–60%), моноклинного пироксена (25–28%), актинолита и роговой обманки (до 35%), биотита (8–10%). Вторичные и акцессорные минералы представлены хлоритом, магнетитом, сфеном, рутилом, цирконом.

Габбро-диорит-плагиогранитная формация распространена в основном в южном обрамлении Киргизско-Терской зоны, Сонкультау и Кавактау, а также в западном окончании Киргизского хребта. Она понимается в объеме ногайского комплекса: Ногайский, Сонкульский и ряд мелких штокообразных тел, которые имеют пластообразную и силлообразную формы. Возраст рассматриваемой формации определяется тем, что в горах Кавактау гнейсовидные плагиогранит-гра-

нодиориты прорывают нижний протерозой (тургаинская свита) и ранний кембрий, а галька их содержится в ордовикских отложениях ("Стратифицированные...", стр. 53). Кроме того, породы формации прорваны позднеордовикскими "батолитами" гранитоидов. Формация сложена средне- крупнозернистыми, слабогнейсированными кварцевыми диоритами, состоящими из андезина (50–70%), кварца (5–10%), амфибола и биотита (до 35%). редко встречается калишпат (1–3%). Плаггиограниты в рассматриваемой формации имеют более светлую окраску и состоят из олигоклаза (An18–25 – 24–26%), кварца (25–35%), биотита и амфибола (15–25%). В зонах эндоконтактов встречаются мелкозернистые разновидности плаггиогранитов.

К северу от Киргизско-Терской зоны в Муюнкумо-Наратском микроконтиненте, Карябалтинской зоне латеральными аналогами рассматриваемого ряда формаций являются породы джаргеланского и карабулакского комплексов, которые объединены в гранодиорит-монцититовую формацию, имеющую условно позднекембрийско-раннеордовикский возраст. Цифры абсолютного возраста составляют $462-484 \pm 10$ млн. лет (Каталог..., 1972). Она объединяет серию массивов и тел, расположенных в северо-восточных районах Киргизского хребта. Среди них наиболее крупными являются Джильярыкский (7–8 км²) и Карабулакский (4 км²) массивы, рвущие условно раннекембрийские основные вулканиты и в свою очередь прорванные заведомо более молодым Байбичесаурским гранитным плутоном. Тела, относимые к этой формации контролируются зонами крупных разломов, имеют форму мелких линейных или штокообразных тел, средний размер которых колеблется в пределах 0,4–0,7 км². Наиболее распространенными разновидностями пород в массиве являются: монцититы (слабо зональный лабрадор – 46–48%, микроклиномхпертит – 30–35%, диопсид – 8–15%, яркозеленая роговая обманка – 9–8%, биотит – 8–6%, редко кварц – до 1–2%), сиениты состоят из андезина (30–45%), калишпат – (52–56%), биотит и амфибол составляют 5–15% и кварца (до 4–3%). Кроме названных минералов, в рассматриваемых породах встречается: магнетит, циркон, апатит, циртолит, гранат, брайнерит и др.

РЕЗЮМЕ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Итак, анализ вертикальных и латеральных рядов магматических формаций кембро-раннеордовикского этапа развития Тянь-Шаня позволяют сформулировать главные его черты.

Первое, что обращает на себя внимание это локализованность продуктов магматизма в сравнительно небольшом регионе, где путем растяжения сформировался Киргизско-Терский палеоокеанический бассейн, заложены на коре океанического типа. Время его заложения рифей-венд, максимального раскрытия — кембрий-ранний ордовик. Общая гомодромная направленность магматических формаций собственно океанического этапа развития (E1–3), бурный базальтовый вулканизм и сопровождающие его формации, наличие парных даек, силлов и субвулканических тел габбро-диоритов подтверждают этот вывод. Однородность формации натровых базальтов, толеитовый тренд его эволюции, наличие шаровых лав и другие петролого-минералогические признаки геологических формаций указывают на глубоководные условия их формирования. Вместе с тем, слабое развитие афировых разновидностей пород, высокая сумма вкрапленников, неравномерное, а порой и высокий фон содержат К₂O в породах, наряду с другими признаками базальтов свидетельствует о значительной роли корового материала, вовлеченного в магмообразование. В этом, как мы неоднократно подчеркивали и состоит специфика океанического вулканизма Тянь-Шаня от аналогичных провинций Урала и Казахстана.

Второе. Плутонические формации являются гомодромными образованиями и как правило имеют малоглубинный облик, натровый тип щелочности, что и опреде-

дает их плагиигранитный облик. Четкой границы между собственно океанической и следующей за ней переходной (островодужной) стадией провести трудно. Ясно, что в конце кембрия и начале ордовика происходит сокращение бассейна, на что указывают появление плагиигранитовой и диорит-гранодиоритовой ассоциаций.

Третью. В кембрии-раннем ордовике четко выделяется два латеральных ряда формаций. Первый, раннекембрийский, характерен для Киргизско-Терской палеоокеанического бассейна и его северного обрамления и представлен формациями На-базальтов, который максимально простирается в пределах упомянутого бассейна, постепенно выклиниваясь и исчезая в Муонкумо-Наратском микроконтиненте. Второй (Є2-3 - О1) ряд более протяженный и разнообразнее. Он представлен в Киргизско-Терской бассейне продуктами андезито-базальтового вулканизма (андезито-базальтовая, габбро-диоритовая, габбро-плагиигранитная формации), который к северу в пределах микроконтинента сменяется существенно калиевыми ассоциациями (габбро-монцит-сиенитовая и тоналит-монцит-гранодиоритовая). В югу от Киргизско-Терской палеоокеана в Южном Тянь-Шане появляется трахибазальтовая формация, свидетельствующая о первых признаках раскола и раздвига — предтече заложения Туркестанского палеоокеана.

На основе анализа приведенных материалов можно прийти к выводу о том, что главным событием этого этапа, как и раннего палеозоя вообще было, заложение Киргизско-Терской палеоокеанической структуры и связанный с этим бурный базальтовый вулканизм. Ниже, попытаемся рассмотреть основные черты геодинамики позднего докембрия (R-V) и раннего палеозоя. Результаты геодинамической интерпретации материала изложены на рис. 14.

Известно, в R-V на территории Северного Тянь-Шаня и отчасти его юго-западных отрогов развит контрастный базальт-риолитовый и трахибазальтовый вулканизм.

В пределах Карабалтинской зоны и Муонкумо-Наратского массива, широко развиты континентальные вулканы, представленные дифференцированными андезит-дацитовой (шоркунторская свита) и базальтовой (курусайская свита) формациями. К югу, на современной территории Среднего Тянь-Шаня, проявляется не менее мощный контрастный среднерифейский трахибазальт-трахилипаритовый вулканизм, развивавшийся в континентальных условиях свита Большого Парыня, характеризующийся разнообразными липаритами и базальт-трахибазальтами.

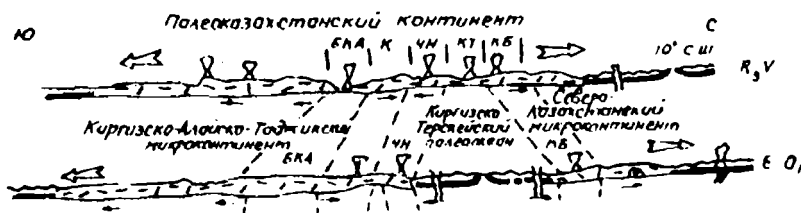


Рис. 14. Палеогеодинамические профили Тянь-Шаня для рифей-вендского и кембрий-раннеордовикского этапов. Структурно-формационные зоны: БКА — Букантау-Карачатыр-Алайская; К — Кураминская; ЧН — Чаткало-Нарынская; КТ — Киргизско-Терская; КВ — Карабалтинская.

В более южных районах, на территории современного Южного Тянь-Шаня (зона Южно-Ферганского глубинного разлома, бассейн р. Ягноб, Зиаэтинские горы), характер и тип вулканизма меняются и его продукты объединены в метапикрит-метабазальтовую (ягнобская, горифская свиты) и пикрит-габбро-диабазовую формации. Наконец, фрагменты аналогичного вулканизма могут быть восстановлены в пределах западных отрогов Гиссарского хребта. Становится очевидным, что для вулканизма этого этапа свойствен контрастный характер с переменным соотношением базальтов и липаритов; для большей части вулканитов довольно уверенно доказывается их континентальный облик. Что касается состава вулканитов, то в первую очередь среди них преобладают продукты кислых и субщелочных расплавов при подчиненной роли основных (толеитовых) и щелочных магм. Латеральный ряд осадочных формаций верхнего рифеса — венда представлен в следующей последовательности. В Северном Тянь-Шане (Киргизско-Терская зона) обнажается молассоидная формация (учкошойская серия), подстилающая базальтоидами терекской и аштурукской свит. К северу от Киргизско-Терской зоны, в Карабалтинской, накапливаются образования туффито-терригенной формации. К югу — в Чаткало-Нарынской — молассоидные образования (джетымская серия) и толща верхних тиллитов.

Созданная к рифею континентальная кора подвергается первой мощной деструкции, приводящей к созданию системы континентальных рифтовых структур (рис. 15). На севере — это Киргизско-Терский рифт, в котором накапливаются значительные массы продуктов контрастной базальт-липаритовой формации. В южном и северном бортах этой структуры (в Чаткальском хребте, в горах Нарынтоо, Сандалашском) вулканизм ослабевает и явления рифтогенеза здесь не столь отчетливы. На территории современного Южного Тянь-Шаня континентальный рифтогенез проявляется начальными фазами развития и поэтому основной вулканизм в этих районах представлен малыми объемами толеитовой магмы.

Разнообразие указанных выше формаций, видимо, обусловлено разными уровнями раздвига блоков континентальной коры и соответствующей активности процесса рифтогенеза.

Палинпастические реконструкции (рис. 16) с учетом геологических данных свидетельствуют о существовании в это время единого Палеоказахстанского континента, подвергавшегося начальным стадиям деструкции. Континент располагается между 10° и 20° северной широты и обрамляется палеоокеаническими бассейнами, в которых существовали, видимо, спрединговые зоны, отделявшие его от Сибирского, Восточно-Европейского континентов и Гондваны.

Кембрийско-раннеордовикский этап совпадает с периодом кульминации процессов растяжения, происходивших на Палеоказахстанском континенте, что привело к разделению его на два микроконтинента (Североказахстанский и Киргизско-Алайско-Таджикский) океаническим пространством, сформировавшимся на месте Киргизско-Терского рифта (см. рис. 15). Латеральный ряд магматических формаций этого этапа выглядит следующим образом. В пределах океанического бассейна формируются образования габбро-перидотитовой формации (алмалинский, каракаттинский комплексы) и тесно связанные с ними формации натровых базальтов (караарчинская, каракаттинская, чолойская свиты), а также дайки, силлы габбро-диабазов, размещенных в караарчинской свите.

В пределах Северо-Казахстанского микроконтинента в это время внедрялись интрузивные образования, относящиеся к габбро-монцит-сиенитовой (карабулакский комплекс) и тоналитовой, появление которых, очевидно, связано с процессами сжатия, происходившими на северной активной окраине Северо-Казахстанского микроконтинента. Киргизско-Алайско-Таджикский микроконтинент характеризуется слабой магматической активностью.

Осадочные формации тесно переплетаются с вулканидами, образуя сложные осадочно-вулканогенные ассоциации. Для Карабалтинской и Чаткало-Нарынской

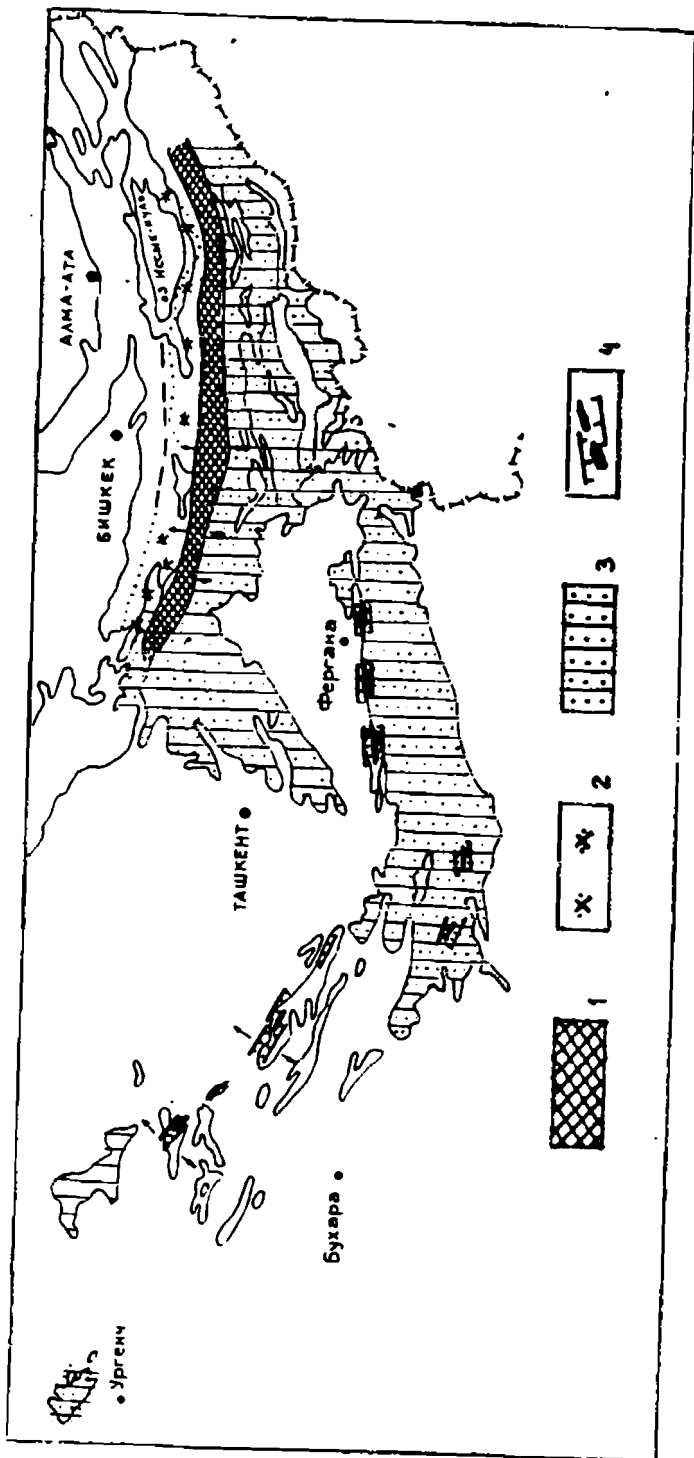


Рис. 15. Принци-
циальные схемы
распространения
магматических
формаций (а), и ге-
одинамики (б)
Тянь-Шаня на
рубеже $\epsilon 1 - O 1$.

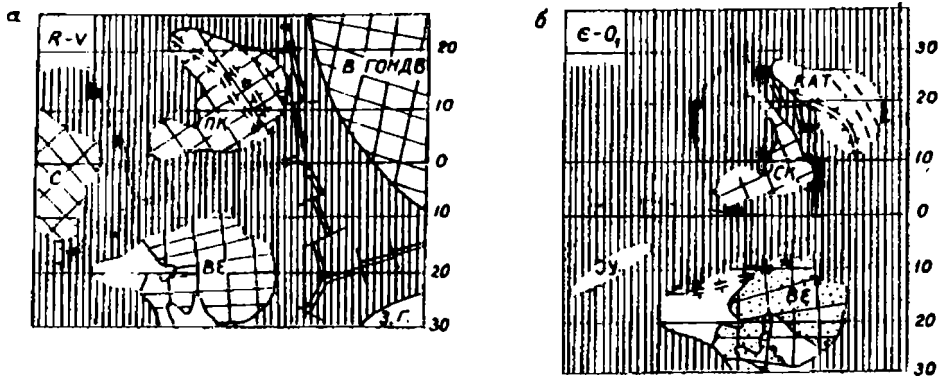


Рис. 16. Палинспастические реконструкции Тянь-Шаня для рифея-венда (а) и кембрия-раннего ордовика (б).

зон, составляющий соответственно южную окраину Северо-Казахстанского и северную Киргизско-Алайско-Таджикского микроконтинентов, характерны весьма сходные образования, сложенные карбонатно-кремнисто-сланцевыми и вулканогенно-кремнисто-терригенными формациями. Для них характерны небольшая мощность осадков и накопление их в относительно глубоководных условиях. В более южных районах разрезы сложены в основном карбонатными и глинистыми породами, объединенными в карбонатно-терригенную формацию. Таким образом, в кембрии-раннем ордовике Киргизско-Терекская зона представляла собой океаническую впадину, к северу и югу от которой располагались пассивные окраины Северо-Казахстанского и Киргизско-Алайско-Таджикского микроконтинента со своей склоновой и шельфовой частью. Палинспастические реконструкции (см. рис. 16) в этот период свидетельствуют, что разобщенные микроконтиненты продолжали дрейфовать в северном полушарии между 10° и 20° с. ш., разпорачиваясь вокруг собственной оси против часовой стрелки на 30–35°. Ширина палеоокеана, располагавшегося между ними, составляла примерно 400–500 км. Оба микроконтинента обрамлялись пассивными континентальными окраинами.

ОРДОВИК-СИЛУРИЙСКИЙ МАГМАТИЗМ И ЛАТЕРАЛЬНЫЕ РЯДЫ ФОРМАЦИЙ

Ареалы магматизма данного этапа распространены по всему Тянь-Шаню, причудливо чередуясь между собой. В целом, анализ показывает, что Северный Тянь-Шань в это время — эта классическая область мощного коллизионного гранитоидного плутонизма и в меньшей мере — известково-щелочного последовательно дифференцированного андезитового вулканизма. Весьма близко к этому и положение юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня, где достаточно полно проявлен гранитоидный плутонизм и угнетенно андезитовый вулканизм. Принципиальным является характер магматических процессов в Южном Тянь-Шане. Обращает на себя внимание угнетенность вулканизма, его подчиненность осадочным образованиям, контрастный или последовательно дифференцированный характер формаций.

Общая последовательность магматических формаций представлена в таблице 12.

1. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Андезито-дацитовая формация. Распространена только в Северном Тянь-Шане и понимается нами в объеме ширгийской (Муонкумо-Наратский микроконтинент, Чилик-Кеминская зона), коксуйской, утмекской (Киргизской, Терской хр.) и северо-чаткальской свит (Чаткальский хр.). Формация состоит из широкого спектра кислых (риолиты, дациты и их пирокластические аналоги), средних (андезиты, трахандезиты и их пирокластические аналоги) пород. Общий объем базальтов (трахибазальтов) незначителен и достигает 3–5%. Схема строения разрезов представлена на рис. 17, из которой следует, что в основном породы формации формируются в наземных условиях, что доказываются их ассоциацией с конгломератами, гравелитами, песчаниками и другими молассондами. В отдельных случаях нижние части разрезов представлены кремнисто-карбонатными породами, свидетельствующими о субаквальных условиях. Особых латеральных вариаций состава формации в пределах Северо-Тяньшаньского ареала отметить не удастся, хотя надо обратить внимание на то, что на территории сокращающегося Киргизско-Терского океанического палеобассейна в составе формации существенную роль играют базальтоиды (чолойская свита), а на микроконтинентах (Муонкумский) широко развиты риолиты (собственно ширгийская св.).

Нижняя возрастная граница пород формации по комплексу фауны определяется как О2-3, а верхняя остается дискуссионной, хотя повсеместно перекрыта отложениями Д1–Д2. Абсолютный возраст 450–487 млн. лет (К–Аг метод).

Состав пород рассматриваемой формации изучен плохо, хотя по отдельным районам имеются достаточно удовлетворительные материалы. Так, И. В. Ефремовым подробно исследован ширгийский комплекс в Чилик-Кеминской зоне. По его данным в составе комплекса выделены породы следующих фаций: лавовой, экструзивной, игнимбритовой и пирокластической. Анализируя структурную позицию пород, закономерности размещения фаций вулканитов этот автор выделяет крупную вулканическую структуру (стратовулкан) с диаметром основания 30 км и максимальной мощностью осадков 3000 м в междуречье Кок-Тяк-Сарыбулак. В

Схема последовательности образования ордовик-силурийского магматизма Тянь-Шаня

СФЗ Эпоха	Муонкумо- Наратская		Чилик- Кеминская		Карабал- тинская		Киргизско- Терсейская		Галасский, Каратауский хр.	
	Фации	вулкани- ческие	плутони- ческие	вулкани- ческие	плутони- ческие	вулкани- ческие	плутони- ческие	вулкани- ческие	плутони- ческие	вулкани- ческие
S2			Гранито- вая (Бозала- ташский, Семизбе- льский бельский массивы 454+14 млн.лет K/Ar)	лейкогра- нитовая (Коксуй- ский ком- плекс) 490+17 млн.лет K/Ar		Гранит- лейко-гра- нитная (Аламин- ский массив)		Гранито- вая (Джа- налачс- кий, Ор- токуган- динский массивы 404-446 млн.лет K/Ar)		Гранит- лейко-гра- нитовая Кумыш- тагский Джани- бекский и др. мас- сивы 446+18 млн.лет K/Ar)
S1				Диорит- гранодио- ритовая (O2-3)		Диорит- граноди- орит-гра- нитовая		Диорит- граноди- орит-гра- нитовая (O2-3)		Биорит- гранодио- ритовая (O2-3)
O2-3				Северо- купейс- кий, Сют- булакский массивы 430+14 млн.лет K/Ar						Чичкано- Калбинс- кий мас- сив юж. часть 465+17 млн.лет K/Ar
O1-3	Андезит- дацитовая (O1-2) ширгийс- кая свита		Андезит- дацитовая (O1-2) ширгийс- кая свита		Андезито- вая (ок- торская свита)		Андезит- дацитовая сутликс- кая и кер- ташская свиты, чо- лойская (O2)			Сусамыр- ский ком- плекс

Чаткальский хр.		Кураминский хр.		Сев. часть Южного Тянь-Шаня (г.Букантау, Карачатыр Юж.Фергана)		Атабашинский хр.		Басс.р.Катармай и Ягноб	
вулкани- ческие	плутони- ческие	вулкани- ческие	плутони- ческие	вулкани- ческие	плутони- ческие	вул- кани- ческие	плутони- ческие	вул- кани- ческие	плу- тони- ческие
Базальт-андезитовая (О2-3) чаткальская свита, базальты, андезитобазальты Северо-Чаткальская (О1-2) туфы базальтов	Гранодиорит-гранитовая (Алабукинский м-н) 450+3 млн.лет K/Ag		Гранодиорит-гранитовая (Саукбулакский комплекс) 372+12 млн.лет K/Ag	Базальт-андезит-дацит липаритовая (S ¹) (Кушкумбайская Чимкурганская Базальт-андезит-липаритовая, (Чонкойская, Бурат-булакская, джазбулакская каракудукская, заманская свиты)	Габбро-плагио-гранитовая (Наукатский, Контурнобинский м-вы) 370+12 млн.лет K/Ag Габбро-диабазовая (S2 габбро-перидотитовая (?). Ферганский, Кухский комплексы 312+10 млн.лет K/Ag	Базальтовая (Ташробатская толща и др. свиты)	Габбро-перидотитовая (Атабашинская и Джангажирская полосы) Уюрминский и др. массивы	Андезит-дацитлипаритовая (О2-3) даутанская, алтыаульская свиты	

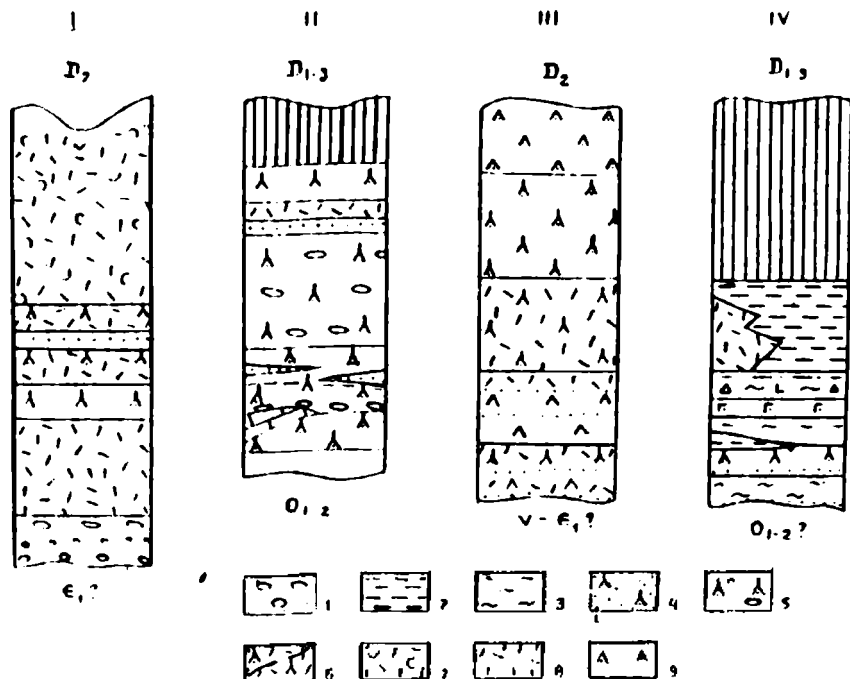


Рис. 17. Схема строения разрезов андезито-дацитової формации Сев.Тянь-Шаня и его юго-западных отрогов (по данным монографии "Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии 1982). 1 — ширгийская свита (Мулюкжумо-Наратская и Чилик-Кемшикская СФЗ); 2 — окторкойская свита. Вост. часть Киргизского хр.; 3 — утмекская свита Киргизско-Терекской зона; 4 — чаткальская свита — Чаткальского хребта.

Условные обозначения: 1 — базальные слои: конгломераты, песчаники; 2 — глинистые сланцы, алевролиты; 3 — кремни, фтаниты; 4 — андезиты, трахиандезиты; 5 — агломераты андезитов; 6 — туфы, туфобрекчии андезитов; 7 — туфы дацитов; 8 — риолиты и их туфы; 9 — дациты, трахидациты.

развитии этой вулканоструктуры, которая по целому ряду признаков весьма напоминает верхнепалеозойские структуры Кураминской зоны, выделяются три этапа: I — риолитоидный; II — андезитовый и III — дацитовый.

Средний химический состав формации по типам пород представлен в табл. 13.

Анализ приведенных материалов показывает, что данная формация сильно дифференцирована по SiO_2 от лейкократного высокоглиноземистого базальта (Al_2O_3 16-17%) до риолита. При этом основные разновидности пород на диаграмме образуют пики по SiO_2 в интервалах: 52-54%; 52-56%; 64-66%; 72-74% (рис. 18).

Другая особенность формации заключается в том, что породы обладают низкой магниальностью, известковистостью и железистостью, но сравнительно высокой калиевой щелочностью. Все это вместе взятое сближает их с типичными породами известково-щелочной серии высокой щелочности. На диаграмме АГМ (рис. 19) фигуративные точки пород формации образуют удлинённый рой в поле известково-щелочной серии.

Средний химический состав пород ширгийского комплекса по
(И.В. Ефремову, 1989)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	74,97	70,9	73,6	66,02	59,6	55,73	59,92	54,8	51,07
TiO ₂	0,16	0,41	0,14	0,54	0,84	0,94	0,80	1,00	1,17
Al ₂ O ₃	12,02	14,10	13,20	14,76	15,51	16,10	15,42	15,53	16,07
Fe ₂ O ₃	0,79	0,93	0,86	1,42	2,59	3,48	1,52	3,10	2,94
FeO	1,84	1,94	1,85	3,42	4,51	4,34	4,61	4,71	6,12
MnO	0,10	0,09	0,1	0,10	0,15	0,16	0,13	0,17	0,22
MgO	0,35	0,6	0,40	2,36	3,30	4,30	3,04	4,47	5,98
CaO	1,06	1,55	1,14	1,92	4,62	6,51	4,00	6,04	6,44
Na ₂ O	2,06	2,88	0,20	2,51	2,61	2,17	3,01	3,12	3,27
K ₂ O	4,79	4,47	4,82	3,52	2,72	1,88	3,83	2,61	2,50
n	22	14	7	12	29	3	30	14	6

Примечание: 1 — туфы риолитов; 2 — риолиты; 3 — нипимбриты риолитов; 4 — дациты; 5 — туфы андезитов; 6 — андезибазальты; 7 — андезиты; 8 — трахиандезибазальты; 9 — трахибазальты.

В Южном Тянь-Шане ордовик-силурийский вулканизм проявлен не в столь широких масштабах, как это имеет место в Северном Тянь-Шане. В подавляющем большинстве регионов вулканиды подчинены осадочным формациям и занимают в их разрезах от 0 до 12%. Среди них можно условно выделить две формации: базальт (метабазальт) — риолитовую (контрастную) и базальт-андезит-риолитовую.

Базальт-риолитовая формация. По данным И.А. Пяновской, А.К. Бухарига, И.А. Масленниковой вулканогенные породы отмечаются во всем нижнепалеозойском разрезе, начиная с S_6 до S_7^2 в Нура-тау и Гобдунтау в раннем кембрии в составе кутанбулакской свиты И.А. Пяновской описаны метабазальты. Указано, что эти породы дислоцированы совместно с вмещающими их отложениями.

Преобладают метабазальты, но отмечаются также породы кислого состава с сохранившимися реликтами порфировой структуры. Порфбы подвергались зеленокаменному преобразованию, главным образом, хлоритизации, амфиболитизации, эпидотитизации, карбонатизации, соответствующих низкой степени метаморфизма.

В позднем ордовике в составе каирской свиты И.А. Пяновской описаны туфогенные породы в ассоциации с полимиктовыми терригенными породами, содержащими в своем составе кварц и обломки кислых пород.

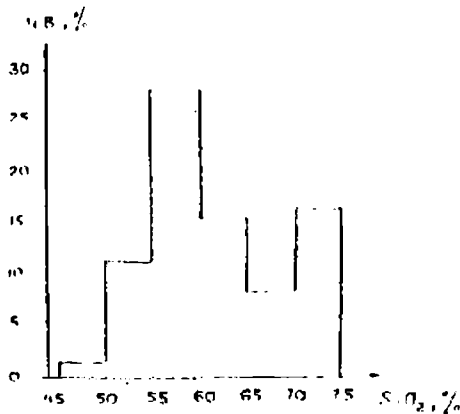


Рис. 18. Гистограмма содержаний SiO₂ в породах ширгийской свиты (андезито-дацитовая формация).

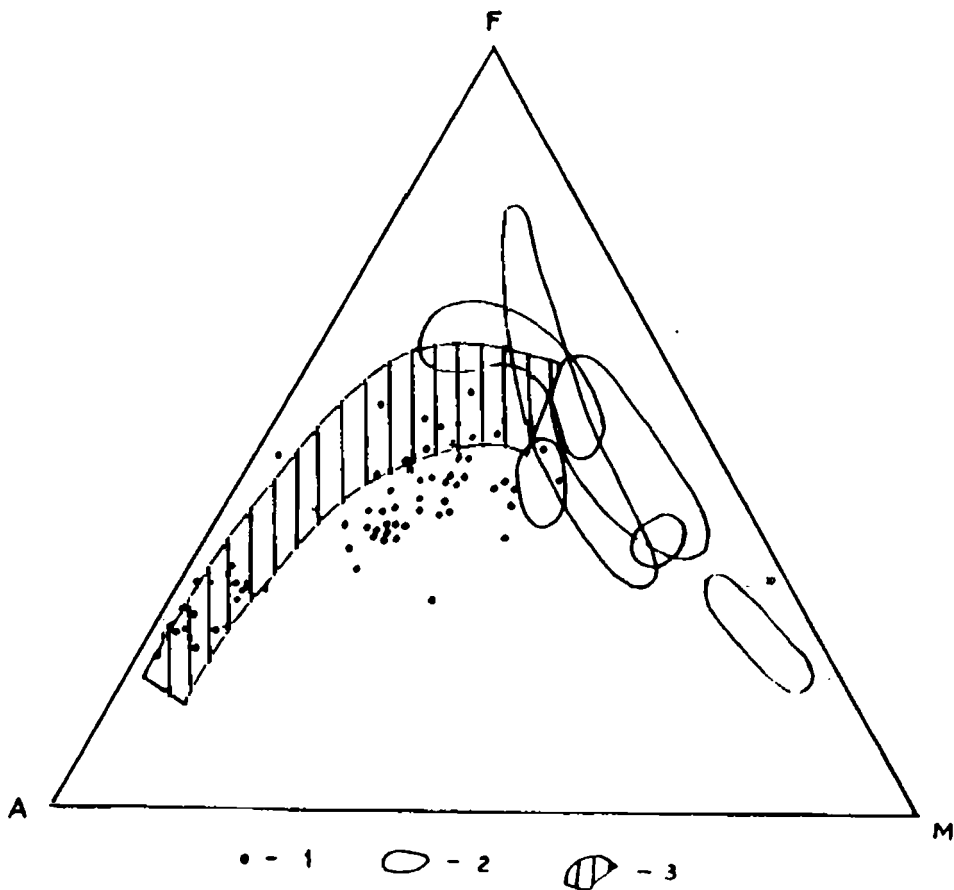


Рис. 19. Положение составов пород ширгитской свиты (андезито-дицитовая формация) на диаграмме АFМ. Поля составов пород: 1 — океанов; 2 — островных дуг.

В составе марджанбулакской свиты (O2-S1) среди терригенного полимиктового разреза встречаются тела базальтов, сартабулакской (S1) и тумсайской (S1). — линзы туфов среди полимиктовых песчаников и алевролитов.

В конце раннего силура среди осадков преимущественно туфогенно-терригенного состава появляются кластолавы базальтов, лавовые базальты. Последние образуют потоки и покровы, прослеживающиеся на сотни метров в горах Гобдунтау и Каракчатау.

С полями распространения буратбулакской, джазбулакской и ходжакабудской, мулламалинской и алягузской (S1) свит совпадают площади разнотия силлов и даек диабазов мальгузарского комплекса (S1).

В северных предгорьях Алайского хребта породы этой формации играют достаточно скромную роль в строении разрезов кремнисто-терригенных толщ чонкойской и дедубулакской свит. Возраст их трактуется по-разному: И.Л. Тесленко считает их кембрийскими, а И.Л. Захаров силурийскими, допуская досилурийское время их образования на основании перекрытия вулканитов осадками нижнего силура.

Типичный разрез представляется следующим образом: нижняя часть лавоб-

Химический состав пород базальт-диоритовой формации Южного Тянь-Шаня

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	H ₂ O	CO ₂	SO ₃
в Нуратау (джазбулакская свита)															
1	47,50	1,84	12,68	1,87	9,60	0,16	9,86	8,68	2,62	0,47	0,23	4,32	0,21	0,27	0,10
2	46,39	2,26	15,31	1,37	9,84	0,17	7,61	9,05	3,79	0,34	0,25	3,65	0,28	0,28	0,10
в Гобдунтау (мальгузарский комплекс)															
3	48,31	2,27	13,42	13,68	9,16	0,16	4,93	7,72	2,91	0,66	0,90	3,40	0,63	1,57	0,03
4	49,00	1,14	14,72	9,15	6,01	0,49	7,00	4,41	0,41	0,82	0,82	5,36	0,41	0,79	0,02
5	54,83	2,12	13,36	13,85	9,11	0,18	5,16	5,64	2,87	0,82	0,0	3,90	0,81	0,54	0,0
6	65,73	0,66	12,48	3,59	2,00	0,08	2,75	2,92	2,89	1,64	2,92	0,0	0,10	0,62	0,11
7	72,25	0,68	11,18	5,22	1,72	0,06	2,11	0,84	1,87	2,04	3,80	0,32	0,10	0,73	0,15
на Южных склонах С.Нуратау															
8	48,42	2,21	13,25	4,90	9,50	0,11	5,57	9,31	2,39	0,38	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
9	54,88	0,75	15,64	3,17	6,12	0,12	4,80	4,20	6,50	1,08	0,21	2,57	0,19	0,21	0,10
10	63,91	0,58	14,45	2,38	2,26	0,09	1,51	3,85	4,65	2,19	0,19	3,70	0,24	1,32	0,10
11	67,50	0,35	14,34	3,10	0,94	0,04	0,30	2,50	5,50	3,75	0,06	1,58	0,15	0,77	0,10

Примечание: 1 - базальты; 2 - трахибазальты; 3 - базальты; 4 - базальты; 5 - андезиты; 6 - дациты; 7 - риолиты; 8 - базальты; 9 - андезито-базальты; 10 - дациты; 11 - риодациты.

рекции базальтов, сменяющиеся выше по разрезу миндалекаменными разностями. В горах Карачатыр на этих образованиях несогласно залегает дедебулакская свита, в основании с туфами и лавобрекчиями Na-липаритов выше с переслаиванием этих пород и их пирокластов. Верхняя часть формации представлена также базальтами, но с меньшей долей участия в разрезе кислых пород. Все вулканытты слагают небольшие линзобразные тела, распространенные по всему силурийскому разрезу. Почти повсеместно объем вулканогенных пород и толщах силура не превышает 2-3%. Химический состав пород приведен в табл. 14.

В Кокшаале породы рассматриваемой формации имеют еще более ограниченное распространение. Здесь, силурийские отложения с вулканиитами имеют ллудловский возраст. Обособленные выходы вулканиитов известны на всем протяжении зоны, хотя и не образуют выдержанных по простиранию толщ. Вулканииты распространены в хребтах Джангджирском, Борколдойском и Уланском. Кунжакская часть разреза этой формации обнажается на востоке в Иныльчекском и Учкулском хребтах. Далее на запад они снова появляются в Атбашинском хребте, сохраняя в целом описанный тип разреза. В Баубашатинском и Атойнакском хребтах по материалам Н.В. Иванова и Г.А. Додоновой формация представлена тремя пачками базальтов мощностью 250 м каждая при общей мощности силурийского разреза в 3-4 км.

Не вдаваясь в описание петрографических и минералогических характеристик этих пород укажем, что на диаграмме X. Куно они образуют толеитовый тренд (рис. 20, 21), в геохимических координатах — это также типичные океанические ассоциации, хотя содержание редких земель (см. далее) свидетельствует об участии корового материала при их формировании.

Базальт-андезит-риолитовая формация имеет широкое распространение в Южном Тянь-Шане: Зерафшанский, Гиссарский хр., Алайский хр., г. Кульджуктау.

В Зирабулакских горах и хр. Каратюбе эта формация по объему отвечает вулканогенным образованиям среднего ордовика-нижнего силура в составе алтыаульской, дариятурской и даугашской, казаксуйской, горифской свит (рис. 22).

Алтыаульская свита слагает тектонически ограниченные полосы на северных и южных склонах Зирабулакских гор. На южном склоне, в ядре одноименной антиклинали, в разрезе свиты обнажаются кварц-серицитовые сланцы, алевролиты, песчаники, конгломераты с кремнисто-кварцевой галькой, милонитизированные дациты, андезиты и их туфы липаритов. Мощность свиты 500 м, а объем вулканиитов достигает до 40%. Возраст обоснован остатками брахиопод, наугилоидей, трилобитов и др.

Верхнеордовикские отложения связаны постепенными переходами с палеонтологически охарактеризованными лландоверийскими, выделенными в дариятурскую свиту представленную кварц-серицитовыми, кремнистыми, углисто-кремнистыми сланцами, алевролитами, песчаниками с прослоями плагиоклазовых базальтов и линзами известняков. Мощность 960 м; объем вулканиитов в разрезе до 15%.

В составе алтыаульской свиты выде-

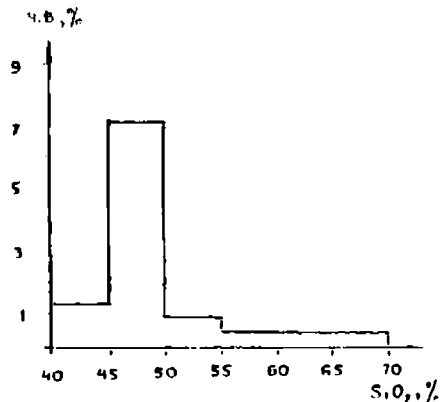


Рис. 20. Гистограмма содержаний SiO₂ в породах мальгузарского комплекса.

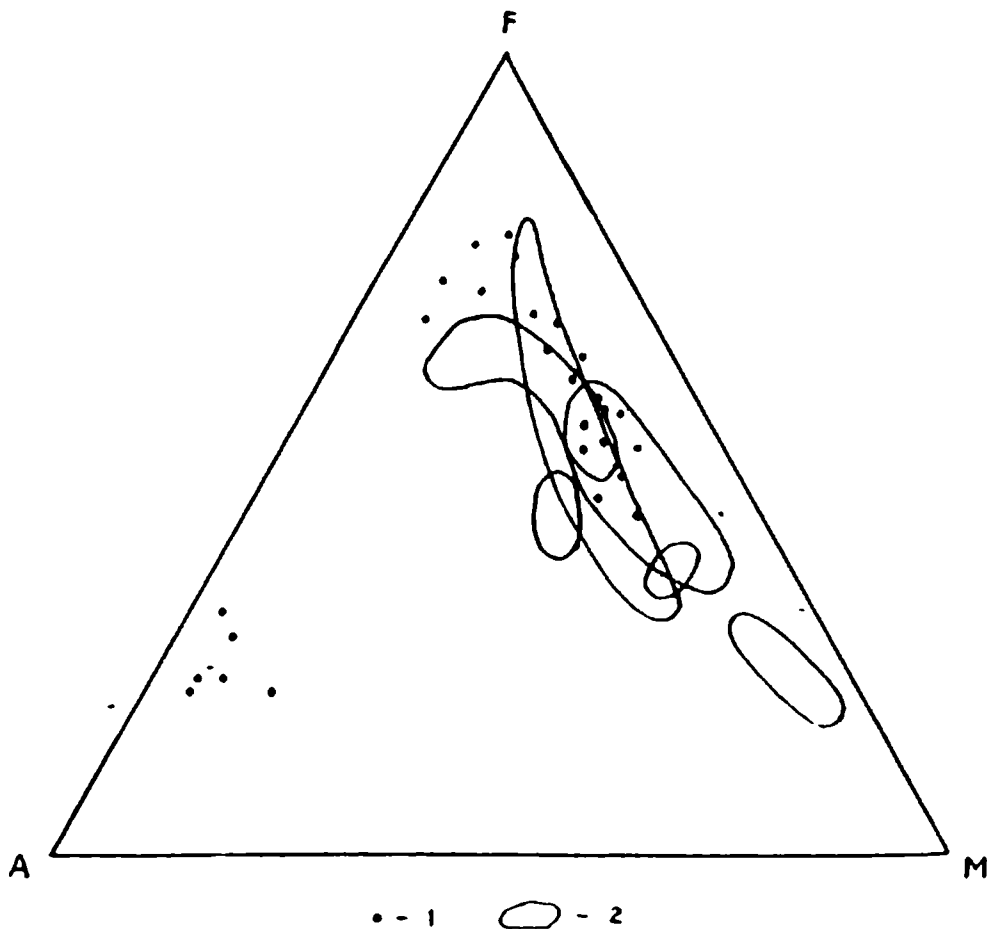


Рис. 21. Положение составов пород мальгузарского комплекса на диаграмме AFM. Поля пород океанов.

лены многочисленные субвулканические тела липаритов и дацитов и андезитов. Разрезы северного и южного склонов отличны. Так, на северо-западе, в бассейнах Ингычка-Боло, Аксяя, Сарыкуля и Каттасая, нижняя часть разреза сложена биотит-альбитовыми сланцами, реже силлиманитовыми параgneйсами и кордиреритовыми сланцами (по алевро-пелитовым породам), прорванными многочисленными дайками субвулканических липаритов. Верхняя, более пестрая, представлена узловатыми андалузит-кордиреритовыми сланцами (метапелиты), кварцитами и кварцитовидными песчаниками, мраморами, актинолитовыми ортосланцами (метабазальты). Неполная мощность 1100–1200 м.

На южном склоне, в бассейне Чучкабулак, разрез трехчленный: 1) биотитовые параgneйсы, кварц-биотитовые сланцы, роговики (метапелиты), мраморы, кварциты, туфолавы кислого состава (1500 м); 2) преимущественно липариты, их туфы с прослоями кварц-биотитовых метапелитовых сланцев (30 м); 3) аргиллиты с прослоями песчаников и известняков (100 м).

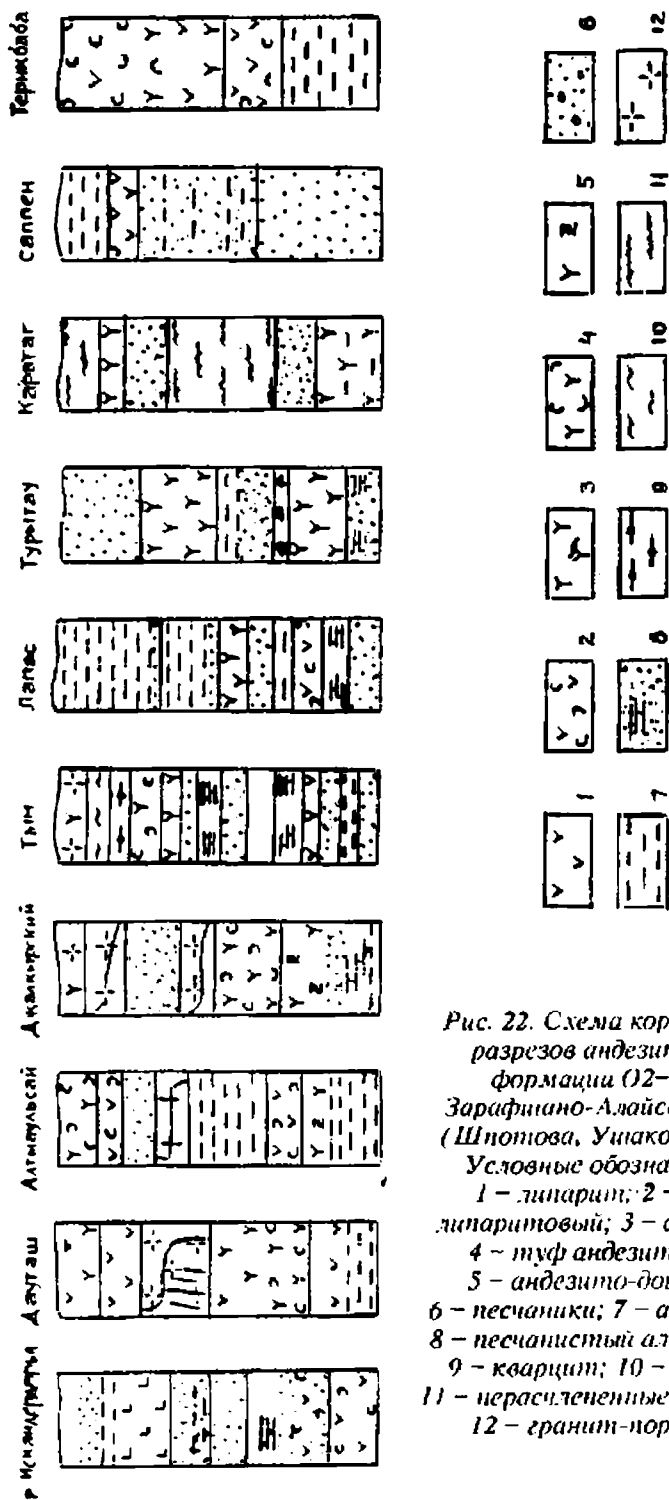


Рис. 22. Схема корреляции разрезов андезитовой формации O2-S2 в Зарафшано-Алайской зоне (Шпотова, Ушаков, 1992)
 Условные обозначения:
 1 - липарит; 2 - туф липаритовый; 3 - андезит; 4 - туф андезитовый; 5 - андезито-доцитты; 6 - песчаники; 7 - алеволит; 8 - песчанистый алеволит; 9 - кварцит; 10 - сланец; 11 - нерасчлененные роговики; 12 - гранит-порфиры.

Широко развиты (Дауташ, Каракня, Баянкара и др.) субвулканические дайки и силлы липаритов, достигающие 70-метровой мощности. Общая мощность дауташской свиты и толщи нижнего силура на южном склоне гор Каратюбе 1900 м. Доля вулканитов в этих образованиях около 20%, в основном развиты кислые породы. Возраст документирован сборами ископаемых табулятоморфных кораллов и криноидей. Породы комплекса метаморфизованы в условиях низких субфаций зеленосланцевой фации, но местами, в частности на южных склонах Каратюбе, их преобразования отвечают кварц-альбит-эпидот-альмандиновой субфации.

В Чакыл-Калыанских горах возможно выделение трех типов разрезов. Первый характеризуется заметным объемом вулканитов основного и среднего состава (до 10–15%) и отмечаются в пределах ее южных гор. Второй — существенно терригенный мелкообломочный — развит в северной части подзоны и в пределах Восточно-Каратюбинского сектора. Третий тип разреза отличается широким развитием грубообломочных пород и распространен в пределах Центрально-Чакылкалянского сектора.

Вулканиты образуют линейный ряд ареалов в пределах Северного Чакылкаляна, трассируя одну из древнейших магмоконтролирующих структур. Они представлены липаритами и дацитами, их туфами и реже породами андезитового состава. Большой частью вулканиты интенсивно изменены иногда до вторичных кварцитов.

Андезитовиды и метабазальты содержат вкрапленники сосюритизированного и карбонатизированного плагиоклаза и псевдоморфозы хлорита и актинолита по темноцветным минералам. В первых местах встречается довольно свежий буровато-коричневый биотит. Эпидот-хлорит-карбонат-альбитовая (с актинолитом) основная масса имеет микролепидогранобластовую структуру. Отдельные слабо раскристаллизованные ее участки содержат микролиты плагиоклаза. Метабазальты

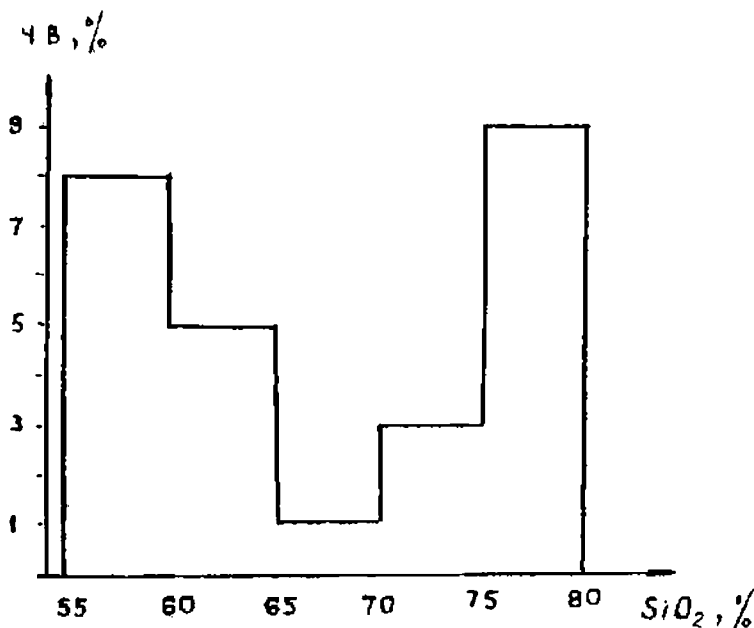


Рис. 23. Гистограмма содержаний SiO_2 в породах андезитовой формации O_2-S_2 Зарафшано-Алайской зоны.

нередко преобразованы в амфиболиты. Субвулканические фации базальтоидов выглядят свежее, реликты, первичного плагиоклаза вкрапленников представлены в них основным андезитом, темноцветные — диопсид-авгитом и бурым биотитом.

Дациты и липариты представлены порфировыми разностями, вкрапленники которых сложены кварцем, калишпатом и кислым плагиоклазом. Основная масса кристalloкристаллическая и стекловатая. Пирокластолигты кислого состава представлены кристalloкластическими, витрокристalloкластическими и литокристalloкластическими туфами.

Химический состав метабазальтов и андезитов отличается перенасыщенностью кремнеземом, высокой глиноземистостью, калинатровой щелочностью. Для пород кислой группы также характерны перенасыщенность глиноземом и калинатровый тип щелочности, варьирующий от калинатрового подтипа в Зирабулакских горах до натрий-калиевого в горах Каратабс. Вариации петрогенных окислов всей серии пород подчиняются боуэновскому тренду (табл. 15; рис. 23, 24)

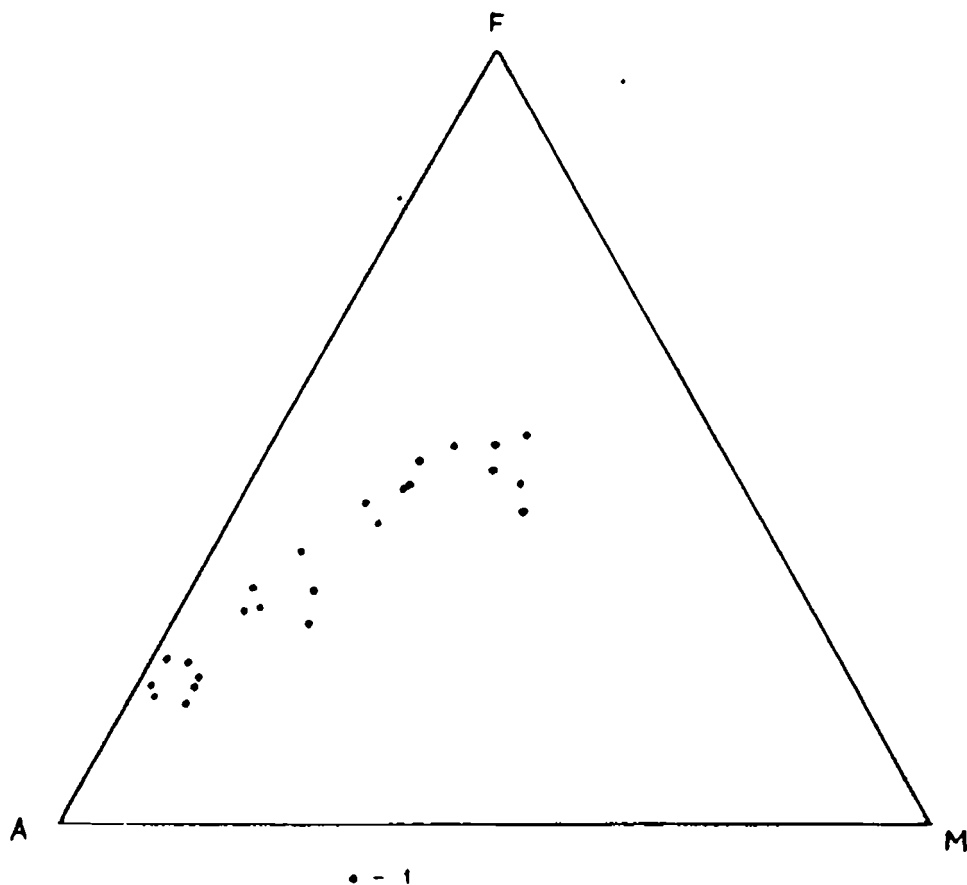


Рис. 24. Положение составов пород андезитовой формации (алтыаульская и дариштутская свиты) на диаграмме АFM. Окантурировано поле составов пород островных дуг.

Петрохимические составы породных групп базальт-андезит-липаритовой формации O₂-S₁

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	H ₂ O	CO ₂	SO ₃
1	56,95	0,48	15,04	0,89	9,92	0,17	6,10	3,92	4,50	0,12	0,07	1,26	0,0	0,22	0,0
2	58,86	0,51	14,91	1,13	7,68	0,17	5,40	4,69	4,45	0,39	0,09	1,30	0,0	0,20	0,0
в Зирабулакских горах алтыаульская свита															
3	58,94	0,70	17,41	1,24	6,00	0,12	3,00	4,41	2,88	2,72	0,10	2,25	0,0	0,17	0,0
4	64,72	0,52	16,00	0,38	4,18	0,05	1,70	3,61	3,20	2,97	0,06	2,10	0,0	0,22	0,0
5	74,96	0,05	14,01	0,72	1,36	0,06	0,44	1,16	2,96	3,23	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
в Кульджуктау, Казакасуйская свита (Ушаков, Егоров, Бухарин, 1990)															
6	52,60	0,76	14,86	1,61	6,25	8,60	0,12	8,69	2,55	0,70	0,13	2,75	0,17	0,46	
в г.Турьтау (Шпотова, Плещенко, 1990)															
7	59,65	0,53	14,72	1,13	7,00	4,80	0,12	3,50	3,00	0,83	0,07	4,62	0,11	1,79	
8	62,89	0,55	14,91	2,54	8,48	3,50	0,17	0,35	0,43	2,15	0,07	3,92	0,35	10,2	
9	67,36	0,32	17,82	1,5	0,86	0,96	0,02	1,40	3,00	3,73	0,03	3,00	0,15	0,66	
10	74,62	0,28	14,69	0,86	0,39	0,62	0,01	1,12	1,76	3,18	0,02	2,46	0,23	0,52	
в Зарафшанском хребте (Шпотова, Ушаков, 1991) горифская толща 0 - (?)															
11	60,35	0,90	12,94	3,89	2,40	3,86	0,13	6,66	3,45	1,39	0,28	2,96	0,16	0,71	
12	68,70	0,75	13,12	1,34	3,23	2,20	0,11	1,34	3,04	2,52	0,17	3,58	0,29	6,77	

Примечание: 1 - андезито-базальты; 2 - андезиты; 3 - андезито-базальты; 4 - андезиты; 5 - риолиты; 6 - базальты; 7 - андезиты; 8 - андезито-дациты; 9 - дациты; 10 - риолиты; 11 - андезиты; 12 - дациты.

В западной части Гиссарского хребта эта формация выделяется в объеме маставатской свиты. Для нее характерно довольно высокое содержание вулканитов (коэффициент вулканогенности $\xi = 0,6-0,5$), представленных метабазами и липаритами. Все вулканиты метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев и нередко основные вулканиты превращены в амфиболиты, а кислые — в порфиroidы. Среди вулканогенных пород широко развиты кислые и умеренно-кислые разновидности пород (дациты, андезиты-дациты, липариты), образующие систему субвулканических и экструзивных тел (басс. р. Танхазы).

Слабо измененные разновидности соответствуют роговообманковым и плагиоклазовым базальтам, состоящим из амфибола, пироксена, плагиоклаза. Кислые и умеренно-кислые вулканогенные образования в большинстве случаев превращены в слюдисто-кварц-полевошпатовые сланцы, первичная вулканогенная природа которых доказывается наличием реликтовых витрокластических, порфировых структур. Слабо метаморфизованные кислые и умеренно-кислые вулканиты подразделяются на два типа: а) афировых слабопорфировых, состоящих из небольшого объема (4-8%) вкрапленников плагиоклаза, K-Na полевого шпата и кварца, погруженных в криптокристаллическую, микроферолитовую основную массу; б) резкопорфировый тип кислых вулканитов состоит из тех же минералов, но сумма вкрапленников достигает от 15 до 22%.

По химизму рассматриваемые породы обладают достаточно хорошей сходимостью с существующими стандартами (С.П. Соловьев, 1970), отличаясь от них относительно высоким содержанием K_2O , бедностью суммарного Fe (2-2,1%). Имеющиеся данные показывают, что рассматриваемые вулканиты имеют существенно коровую природу (Далимов, 1981).

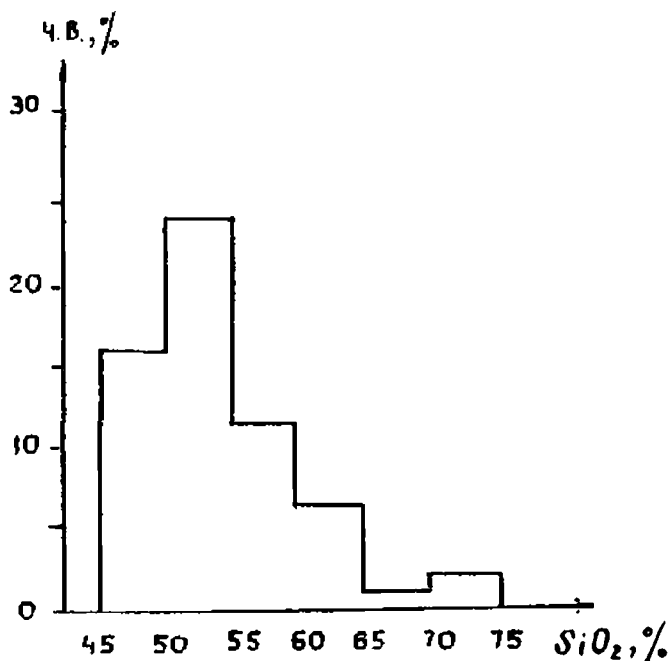


Рис. 25 Гистограмма содержаний SiO_2 в породах кушкумбайевской свиты (андезитовая формация).

В Центральных Кызылкумах описываемая формация представлена в полном объеме кушкумбайской и захкудукской свит (O-S): Распределение вулканогенных пород в вертикальном разрезе характеризуется преобладанием лав в нижней и туфов в средней частях разреза. В верхней преобладают туфы, переслаивающиеся с туфопесчаниками и туфоалевролитами. В составе формации резко преобладают туфы и туфолавы андезитов. Коэффициент эксплозивности составляет 70–80%, а количество вулканигов — 80–95%.

Петрохимический профиль этой формации (табл. 16), петрохимические тренды эволюции свидетельствуют о принадлежности ее пород к известково-щелочному ряду с довольно протяженным рядом пород от базальтов до дацитов (рис. 25, 26).

Среди пород формации несколько породных групп — базальты, андезитобазальты, андезиты, дациты и крайне редко липариты. Базальты характеризуются высокой порфиrowостью. Во вкрапленниках плаггиоклаз и темноцветный минерал.

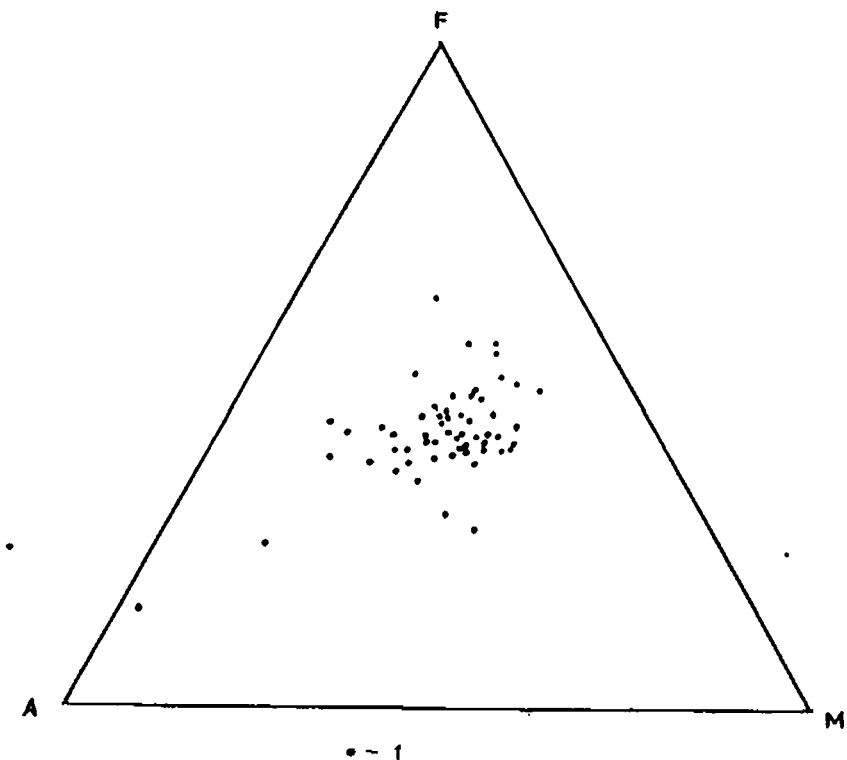


Рис. 26. Положение составов пород Кушкумбайской свиты (андезитовая формация) на диаграмме AFM. Оконтурена поле составов пород островных дуг.

Таблица 16

Петрохимические составы породных групп андезито-базальтовой формации на месторождении
Тамдыбулак (Кушкумбайская свита)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	H ₂ O	CO ₂	SO ₃
1	50,13	1,40	15,65	1,68	7,58	0,15	5,24	5,01	2,78	1,41	0,36	6,60	0,05	1,77	0,07
2	49,57	0,65	15,63	1,48	5,96	0,13	5,37	7,87	4,53	0,74	0,34	7,42	0,05	3,98	0,03
3	54,90	0,41	13,86	1,22	5,06	0,16	5,16	7,47	3,91	0,81	0,25	5,17	0,21	3,08	0,07
4	60,56	0,67	14,80	1,63	4,26	0,10	4,37	3,91	4,09	1,04	0,35	4,10	0,0	1,04	0,0
СВ окончание гор Тамдыгау (Кушкумбайская свита)															
5	49,95	0,53	14,94	2,69	5,25	0,12	6,31	9,05	2,79	0,62	0,38	7,06	0,31	3,08	0,14
6	50,19	0,53	15,17	2,15	5,20	0,12	5,90	8,55	4,00	0,98	0,21	6,80	0,27	3,34	0,10
7	55,02	0,52	15,42	2,16	5,05	0,11	5,00	6,71	4,12	0,58	0,22	4,76	0,25	1,35	0,10
8	60,54	0,38	13,80	1,91	2,71	0,06	3,47	6,75	3,70	0,57	0,26	5,75	0,23	2,89	0,10
9	54,91	0,54	16,80	1,75	5,54	0,11	4,50	5,99	5,46	1,00	0,23	2,78	0,20	0,21	0,10
10	77,70	0,40	7,42	0,33	2,29	0,05	3,30	1,54	3,00	0,07	0,09	3,52	0,20	1,65	0,10

Первичный плагиоклаз замещен альбитом, альбит-олигоклазом, олигоклазом и реже серицитом, хлоритом, кальцитом, эпидотом. Темноцветный минерал вкрапленников также нацело разложен. Судя по форме псевдоморфоз преобладала роговая обманка, присутствовали пироксен и, возможно, оливин. Псевдоморфозы образованы хлоритом, кальцитом, лейкоксеном, магнетитом, эпидотом, актинолитом, кварцем.

Существенно полевошатовая основная масса пород пилотакситовая, микрофельзитовая, микрозернисто-микролитовая. Темноцветные минералы и стекло в основной массе не сохранились. Отмечены миндалины, выполненные хлоритом, альбитом и кальцитом. Вторичные минеральные ассоциации, развитые по основной массе, содержат альбит, альбит-олигоклаз, хлорит, серицит, магнетит, гематит, лейкоксен, кварц, эпидот и актинолит.

Пирокласты представлены литокристаллокластическими крупно- и грубообломочными и лапиллиевыми туфами. Обломки пород имеют нечеткие расплывчатые очертания. Обломки фенокристо плагиоклаза и темноцветных минералов замещены альбитом, кальцитом, серицитом, хлоритом.

Характерные признаки описанной формации, ассоциация с граувакками присутствие туфов с градационной слоистостью, чрезвычайно изменчивая мощность, свидетельствуют о накоплении ее в условиях островного моря.

В горах Писталитау, Ханбанды эта формация по объему соответствует части бандской и чимкурганской свит. По гравиметрическим данным она распространена в субширотной полосе, протягивающейся на запад в Сев. Нуратау (Шпотова, Плетченко, 1988). Подстилающие отложения не известны, перекрывающие — известняки Д1.

Образования формации развиты на востоке гряды Писталитау, в ядре Ханбандытауской антиклинали и в ее западном погружении. Разрез формации начинается с основных и средних разностей (базальты, андезито-базальты) и заканчивается более кислыми (дациты). На востоке гряды Писталитау и на участке узункудук вскрываются более глубокие горизонты, соответствующие нижней частям разреза, а в гряде Ханбандытау вскрываются верхние части, представленные здесь средними и более кислыми разностями, главным образом, в виде глыб в теле бандской экстрезии. Формация представлена покровной фацией в состав которой входят лавовые потоки, покровы туфов и образования типа кластолав и лавобрекчий андезито-базальтов и андезитов, представляющих собой кластолавовый и лавобрекчий шлейф соответствующих лавовых потоков. Покровы туфов представлены туфами андезито-дацитов, дацитов, в меньшей степени — литарито-дацитов. лавовые потоки — лавами базальтов, андезито-дацитов, трахиандезито-базальтов, андезитов, трахиандезитов, трахиандезито-дацитов, реже дацитов. Кластолавовые и лавобрекчиевые шлейфы лавовых потоков, кластолавами и лавобрекчиями андезито-базальтов, трахиандезито-базальтов, андезитов и трахиандезитов.

Базальты и их минералогические разновидности — оливиновые и пироксеновые базальты, трахибазальты широкого развития не имеют и составляют 5% состава магматических пород. Часто они присутствуют в виде микроксенолитов в андезитах, трахиандезитах, дацитах или в виде осколков в кластолавах более позднего цикла. На участке "Промежуточный", "Центральный", "Южный" покровная фация сохранилась в виде крупных глыб в теле бандской экстрезии или фиксируется в виде обломков и осколков в кластолавах бандской экстрезии.

Среди базальтов выделяются две разновидности оливиноносодержащие и пироксеновые базальты. Они часто встречаются совместно. Структуры основной массы базальтов стекловатые, гиалопилитовые, реже интерсертальные. Для этих пород характерно присутствие оливиново-пироксеновых куммулятов. Породы подверглись интенсивному катаклазу и значительной пропилитизации. Вкрапленники составляют 45–65%, представлены плагиоклазом 2-х генераций, темноцветными (35%); оливином, орто- и клинопироксеном, бурой роговой обманкой (25%).

Среди андезитов наиболее распространенными являются пироксен-роговообманковые разновидности. Это порфиновые породы (60% вкрапленников) с пилотакситовой основной массой, но встречаются также и с витрофирровой. Трахиандезиты имеют значительное распространение, составляя 25% покровной фации. Представлены они, главным образом лавами и лавобрежчиями, реже встречаются в виде кластолов. Для этих пород характерны микровключения основных пород: долеритов, диабазов, базальтов и их ксенокристаллов — оливина, пироксена, основного плагиоклаза. Особенно много обломков вышеуказанных пород присутствует в кластоловах.

Андезито-дациты имеют порфировую структуру, флюидальную текстуру. Основная масса — пилотакситовая, гиалопильитовая, местами в результате девитрификации — фельзитовая. Вкрапленники составляют 20–30% от объема породы, распределены неравномерно и принадлежат плагиоклазу 2-х поколений, калиевому полевому шпату, кварцу, темноцветным — клинопироксенам, роговой обманке.

Трахиандезито-андезиты составляют 10% объема покровной фации; представляют зеленовато-серые брекчированные пропилитизированные и аргиллитизированные породы (20–45%), нередко превращенные в неразличимые метасоматиты — полностью замещены хлоритом, карбонатом, серицитом, каолинитом.

Породы базальт-андезит-дацитовой формации характеризуются в целом преемственностью петрографического состава. Главными породообразующими минералами всех пород являются — оливин, ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз нескольких генераций. Причем, характерно сквозное развитие этих минералов с изменением количественных соотношений. Практически всегда и темноцветные, и плагиоклазы имеют зональное строение, отражая этим самым закономерную медленную кристаллизационную дифференциацию. В пользу такого механизма происхождения серии пород соответствуют и объемные соотношения пород в описываемой формации. Практически во всех разновидностях базальтов кристаллизация начинается с оливина. Магнетит, как правило, кристаллизуется последним. Все изложенное указывает на то, что кристаллизация начиналась в условиях пониженного парциального давления кислорода, наращивание которого, по-видимому, происходило на более поздних стадиях во время формирования андезитов. Наличие водосодержащих силикатов — роговой обманки — также свидетельствует о том, что в магматический процесс вовлекались блоки пород кровли, что определило их достаточную газонасыщенность и появление на заключительных этапах туфов.

Породы этой формации образуют последовательно дифференцированный ряд с преобладанием андезитов.

Базальты характеризуются повышенной глиноземистостью, резко пониженным уровнем титана, повышенной щелочностью. Относительно высокая дисперсия по многим петрохимическим параметрам свидетельствует о сильно изменчивом составе этой группы пород (табл. 17).

Андезиты и трахиандезиты. Эта обширная группа пород имеет довольно устойчивый высокоглиноземистый фон, достаточно высокую магнезиальность. Последнее реализуется в наличии вкрапленников оливина (псевдоморфозы серпентина и хлорита). Особенно это характерно для трахиандезитов, в которых наряду с теми же минеральными ассоциациями отмечаются амфиболы и калиевый полево шпат.

Повышенная щелочность за счет калия — основная черта этих пород. Причем трахиандезиты появляются позже андезитов.

Дациты в целом характеризуются более устойчивым составом по сравнению с основными и средними породами этой формации. Отличительной их чертой является несколько повышенная магнезиальность и пониженный фон щелочей. Эти особенности позволяют противопоставлять дациты базальт-андезит-дацитовой формации таковым трахипарит-трахиандезитовой.

Таблица 17

Химические составы пород андезитовой формации банд-чимкурганской свиты
Ханбанды-Писталитау

Порода	Выборка	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	CO ₂	H ₂ O
Базальт	5	48,50	0,82	17,40	2,11	6,54	0,14	5,04	6,50	2,10	2,20	0,36	3,31	0,25
Андезит	24	55,00	0,65	15,90	2,03	5,69	0,11	4,48	2,91	3,00	4,57	-	2,31	0,20
Андезитобазальт	28	52,20	0,91	15,50	2,16	3,21	0,22	6,95	2,01	3,75	2,50	0,29	0,85	0,16
Дациит	18	65,32	0,50	13,60	3,31	2,03	0,05	2,48	1,45	1,40	4,20	0,22	2,25	0,16

Анализируя петрохимические свойства пород формации, приходим также к выводу о преемственности петрохимических свойств. Таковыми являются: общий повышенный высокоглиноземистый фон как в основных, так и кислых породах, достаточно высокое содержание MgO в дацитах. Последнее обстоятельство очень важно, так как является одним из петрохимических критериев отличия таких же пород в составе бандской экзотризы.

II. ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Ордовик-силур (O2 – S2) — период интенсивного развития разнообразных гранитоидных формаций, завершающих океаническое развитие Киргизско-Терской структуры и его обрамления. Они изучались большим коллективом авторов (Т.А. Додонова, А. Захаров, М.Д. Гесь, Р.М. Израилева, К.Д. Боконбаев и др.) и в настоящее время подразделены на две формации: диорит-гранодиорит-гранитовую (O3 – S1; O2) и гранит-лейкогранитовую (S1 – S2; S2). Основным ареалом их развития являются структурно-формационные зоны Северного Тянь-Шаня. По мере продвижения на юг (в пределы Сарыджаза, юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня, Чаткальский, Кураминский хребты) вначале исчезает ордовикский диорит-гранодиорит-гранитный плутонизм, а в силуре в Кураминской зоне фиксируются единичные тела этой формации (Саукбулакский массив).

Диорит-гранодиорит-гранитовая формация. В Северном Тянь-Шане имеет позднеордовикский возраст. По данным Т.А. Додоновой, Е.П. Горецкой средние значения абсолютного возраста составляют 450–460 млн. лет и можно думать, что формирование пород формации началось в O2 и закончилось в O3 – S1. Породы формации широко распространены на территории Северного Тянь-Шаня, проявляясь во всех структурно-формационных зонах. Повсеместно они являются посткладчатыми и образуют крупные плутоны, вытянутые параллельно каледонским структурам. Среди них необходимо отметить наиболее крупные: Чичканко-Колбинский, Заилыйский, Кунгейский, Сусамырский, Джумгольский, Западно-Терскойский и др. Размеры плутонов и отдельных интрузивных тел, относящихся к этой формации, колеблются от первых десятков км² до 2500–2600 квадратных километров. Общая площадь гранитоидов составляет 11 тыс. км². Т.А. Додонова (1972) выделяла два пояса гранитных плутонов этого возраста: южный, начинающийся в Таласском хребте и продолжающийся в Сусамырском, Терской хребтах и северный — от западного окончания Киргизского хребта до восточного окончания Кунгей Алатау.

Внутреннее строение массивов, также, как и всей формации в целом, еще однозначно не раскрыто. По имеющимся данным, в строении пород данной формации выделяются продукты 4-х фаз: а) диоритов, кварцевых диоритов; б) гранодиоритов, адамеллитов и порфиоровидных гранитов; в) крупно-среднезернистых гранитов; г) мелко-среднезернистых гранитов. Стаивление формации завершается внедрением даек аплитов, пегматитов.

Диориты и кварцевые диориты образуют небольшие штоки (от первых десятков и сотен метров до 5 км²), чаще встречаются в виде ксенолитов в более молодых гранитоидах. Внешне это серые, темносерые равномернозернистые породы, состоящие из андезита (редко лабрадора) и амфибола, представленного обыкновенной роговой обманкой. Гораздо реже присутствуют мелкозернистый пироксен, биотит, K-Na полевой шпат и кварц. Установлено, что в ряде массивов диориты и кварцевые диориты постепенно переходят в габбро, в которых резко увеличивается основность плагиоклаза и среди темноцветных доминирует моноклинный пироксен.

Гранодиориты, адамеллиты и порфиоровидные граниты преобладают среди пород данной формации, что отмечается большинством исследователей. Усредненный состав гранодиоритов этой фазы следующий: олигоклаз, андезин (22–45%),

микроклин (20–40%), кварц (25–35%), биотит (4–12%), роговая обманка (0–6%). ("Стратифицированные...", 1982).

Граниты третьей фазы слагают довольно крупные тела (50–180 км²) и тесно сопряжены с предыдущими гранодиоритами и адамеллитами. Состав их более кислый: плагиоклаз (олигоклаз или альбит-олигоклаз — 20–30%), микроклин, нередко встречающийся в порфириновых их выделениях — 30–50%, биотит — 2–10%, обыкновенная роговая обманка 1–2%. Заключительная, четвертая фаза данной формации представлена мелкозернистыми аляскитовидными и аплитовыми гранитами.

Анализ имеющихся петрографических и петрохимических данных, а также материалы по характеру и масштабам эпидоконтактных зон (Геол. СССР, т. XXIV, 1972; Таусон, 1969 и др.) позволяют отметить, что гранитоидные тела сформировались в мезоабиссальных условиях (на глубинах 4–6 км). Температура основного парагенезиса сосуществующих минералов колеблется в пределах 750–800°.

Гранит-лейкогранитовая формация имеет силурийский (S2) возраст, что подтверждено геологическими и радиологическими данными, 440–405±15 млн. лет (Додонова, 1972). К силурийской гранит-лейкогранитовой формации относятся джаналачский, (Северный Тянь-Шань) алабукинский и саукбулакский комплексы. Несмотря на относительно небольшие масштабы проявления силурийского магматизма необходимо подчеркнуть, что ареалы его развития более обширны и включают Северный Тянь-Шань, а также его юго-западные отроги (Чаткальский и Кураминский хребты). Состав пород рассматриваемой формации довольно разнообразен и представлен лейкогранитами, биотитовыми, щелочными и субщелочными гранитоидами, аляскитами. Они образуют небольшие штоки, лакколиты и гарполитообразные тела (Додонова, 1972). Жильные дериваты представлены аплитами, гранит-порфирами и пегматитами, которые наиболее четко проявлены в Кумыштагском массиве.

Лейкократовые граниты состоят из кварца (24–40%), микроклин-пертита, реже ортоклаза (35–60%), олигоклаза (10–15%), биотита (1–5%). Спектр акцессорных минералов разнообразный: апатит, циркон, магнетит, ортит, ксенотим, гадолинит, турмалин, топаз, касситерит, базовисмутин и другие. Для некоторых массивов лейкократовых гранитов характерна вертикальная зональность, которая наиболее четко проявлена в Кумыштагском массиве, где снизу вверх четко фиксируется смена крупнозернистых лейкогранитов среднезернистыми, порфиридовидными и мелкозернистыми аплитовидными разновидностями (А.А. Конюк, 1967).

Аляскиты распространены повсеместно. Они состоят из микроклин-микрпертита (45–60%), кварца (30–40%), альбита (до 10%) и мусковита (1–3%). Нередки случаи, когда в апикальных частях аляскитовых массивов появляется рибекит и аляскиты постепенно переходят в щелочные граниты (Р.М. Израилева, 1982) (Байбичесаурский массив).

Щелочные граниты в составе данной формации характеризуются небольшим развитием. Они сложены небольшими телами площадью 10–30 км, среди которых необходимо отметить Чимбулакский интрузив (басс. р. Чонкемин). Состав пород следующий: микроклин-пертит (55–75%), кварц (20–45%), щелочная роговая обманка, часто рибекит (0,5–10%), альбит (0–10%). Характерно, что щелочные граниты тесно ассоциируются с граносиенитами и между ними отмечаются постепенные переходы.

В Чаткало-Кураминском регионе силурийские гранитоиды несколько отличаются по составу от вышеохарактеризованных гранитоидов Северного Тянь-Шаня. В басс. р. Алмалык выделяются интрузивы, соответствующие по составу гранодиоритам и плагиогранитам (Каракиминский, Саукбулакский и др. штокообразные тела). Характерно наличие многочисленных переходов между гранодиоритами, ада-

меллитами, плагиогранитами. Типичные гранодиориты этого типа по В.И. Айзенштату (1978) состоят из плагиоклаза (46–47%), калинатрового полевого шпата (10–13%), кварца (27–31%), биотита (7–10%). Близким к охарактеризованному по составу являются гранодиориты алабукинского комплекса.

Химизм рассматриваемых пород обнаруживает ряд специфических черт. Гранитоиды Северного Тянь-Шаня характеризуются высокими содержаниями SiO_2 , суммы щелочей (при $\text{K}_2\text{O} < \text{Na}_2\text{O}$) и небольшой пресыщенностью глиноземом, что сближает их с нормальными известково-щелочными гранитоидами. Субщелочной и щелочной характер гранитоидов характерен для жестких срединных массивов (Чимбулакский массив). В целом гранитоиды рассматриваемой формации характеризуются более высокими содержаниями K_2O , Al_2O_3 по сравнению с существующими стандартами. Показательно, что наиболее распространенная группа лейкогранитов и аляскитов является эвтектической и формируется при температуре 660–720°.

В Южном Тянь-Шане ордовик-силурийский магматизм представлен принципиально новыми формациями, фиксирующими океаническую стадию развития этого региона. Надо отметить, что эти формации пользуются небольшим распространением, что и отличает данный регион от таких классических эвгеосинклинальных зон, как Урал.

Они представлены габбро-перидотитовой, габбро-диабазовой (пикрит-габбро-диабазовой) и габбро-плагиогранитовой формациями.

Габбро-перидотитовая формация в Южном Тянь-Шане образует несколько поясов (Хамрабаев, Лихойдов и др., 1976; Семенов, 1980). Возраст их дискуSSIONен и колеблется от докембрия до нижнего-среднего карбона включительно. Исходя из пространственной приуроченности пород данной формации к ареалам базальтового вулканизма (Южная Фергана, Аташтинская, Джанджирская полосы, нуратау-зирабулакский комплекс и др.), что не является случайным фактом, можно рассматривать их в рамках раннего палеозоя. породы рассматриваемой формации представлены аподунитовыми, апоперидотитовыми и апогарицбургитовыми серпентинитами, с которыми ассоциируют их метасоматические разности: листвениты, роднитилы. Апогарицбургитовые серпентиниты являются преобладающими. По составу серпентиниты подразделяются на бастит-хризотилловые, антигоритовые, хризотил-баститовые.

Пикрит-габбро-диабазовая формация также, как и предыдущая габбро-перидотитовая приурочена к зонам глубинных разломов, ограничивающих эвгеосинклинальные прогибы Южного Тянь-Шаня. В настоящее время они хорошо исследованы в Северном Нуратау (Османсай, Катта-Богдан, Синтаб) и Южной Фергана (Хамрабаев, 1978; Муминов, Семенов, Василевский, 1983; Баранов и др., 1978). Некоторые исследователи относят их к коматинтам (Баранов, Михайлов, 1981). Рассматриваемые породы образуют небольшие по мощности (3–4 м), но протяженные дайки, дайкообразные тела. Пикриты состоят из оливила (60–70%), клинопироксена (5–10%), плагиоклаза (3–5%) в качестве порфирировых выделений.

По В.И. Мушкину пикриты Синтабская состоят из оливила (9–10%), диоксида (40%), авгита (30%), хромпикотита (0,76%). Аксессуары: гранат, ильменит, хромшпинелиды, пирит, апатит, кинопарь, сфен, перовскит и др.

Габбро-диориты широко развиты в Мальгузарских горах, Туркестанском хребте, Фергано-Кокшаалском районе (Уруклинский массив). Они образуют преимущественно дайкообразные, силлоподобные тела, характеризующиеся небольшими мощностями и значительной протяженностью. Для некоторых даек (габбро-диабазов) в настоящее время доказывается их вулканогенная (субвулканогенная) природа (Мирходжаев, Пяновская, 1983). Они состоят из плагиоклаза (40%), авгита (20–40%), роговой обманки и хлоритизированного биотита. Характерно наличие высоких содержаний ильменита. Так, в дайке габбродиабазов ур. Урукли (горы Мальгузар) содержание ильменита достигает (3–20%).

Габбро-плагиогранитовая формация пользуется в Южном Тянь-Шане значительным распространением, образуя серию изолированных друг от друга выходов в Султануздаге, Тамдытау, Букантау, Кульджуктау. В других районах Южного Тянь-Шаня самостоятельность этой формации проблематична. Габброиды этой формации характеризуются небольшими (1–3 км²) размерами тел, роговообманково-пироксеновым составом. Среди аксессуаров преобладают пирит, пирротин, халькопирит, апатит и др., общая сумма которых в некоторых массивах составляет 0,5–0,3%. Плагиограниты, входящие в состав этой формации образуют мелкие штоки, дайки, силлы, межпластовые тела (Кахралысайский массив Султануздага) и состоят из кислого плагиоклаза (An18–22), кварца и биотита. В больших количествах присутствует калиевый полевой шпат.

РЕЗЮМЕ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Приведенный материал несмотря на его схематичность и неравномерность позволяет сформулировать следующие выводы: во-первых, обращает на себя внимание широкое разнообразие магматических процессов, сложившихся в это время в Тянь-Шане: базальтовый подводный вулканизм, андезитовый магматизм и орогенный гранитоидный плутонизм. Безусловно такое разнообразие магматических процессов связано с уже усложнившимся сочетанием различных геодинамических обстановок, сложившихся к этому времени. Так, в Северном Тянь-Шане Киргизско-Терской океанический бассейн, заложившийся в R–V и получивший максимальное развитие в ξ –O1 начиная с O2 "захлопывается" и именно этим обстоятельством объясняется мощный гранитоидный плутонизм, продукты которого занимают площадь около 11–12 тыс. км². Надвижение северных континентальных масс на Киргизско-Терской палеобассейн обуславливает появление в их обрамлении и крупного вулканического пояса (ширгийская свита и ее аналоги). Зоны столкновения трансформируются гранитоидными интрузивами и их поясами.

Внутренние зоны Муюнкумо-Наратского микроконтинента реагируют на эту коллизию деструкцией и образованием пород андезиодацитовой (ширгийская свита), габбро-монзонит-сиенитовой формаций. Весьма активной была реакция и южной пассивной континентальной окраины. В это время на территории, занятой современным Южным Тянь-Шанем происходит образование крупного Букантау-Карачатыр-Алайского рифта, который в дальнейшем превратился в Туркестанский палеобассейн, заложивший на коре океанического типа. Видимо не случайна связь процессов коллизии, шарьирования с одной стороны и процессов раскола и раздвигания с другой. Именно с этого времени начинается обособление северных структурно-формационных зон Южного Тянь-Шаня (Букантау-Карачатыр-Алайской, Ауминза-Туркестанской, Атбаши-Хантегрильской) к югу от которых сохранялась в целом амагматичная пассивная окраина (рис. 27).

Разнообразие геодинамических обстановок обусловило сложность и пестроту магматических латеральных рядов.

Орогенные магматические формации Северного Тянь-Шаня и его юго-западных отрогов в областях с предшествующим океаническим и субокеаническим развитием (Киргизско-Терская, Карабалтинская, Чаткало-Нарынская, Сарыджасская) начинаются мощным гранитоидным плутонизмом (диорит-гранодиоритовая, диорит-гранодиорит-гранитовая формация). Для этого типа гранитоидного магматизма свойственно образование из т.н. "водонасыщенных" расплавов, что объясняет слабое развитие их вулканических комагматов.

К северу в стабильных областях (Муюнкумо-Наратский микроконтинент) картина представляется принципиально иной. Здесь широко развита андезит-гранодиоритовая вулканоплутоническая ассоциация (O2–3?), объединяющая ширгийс-

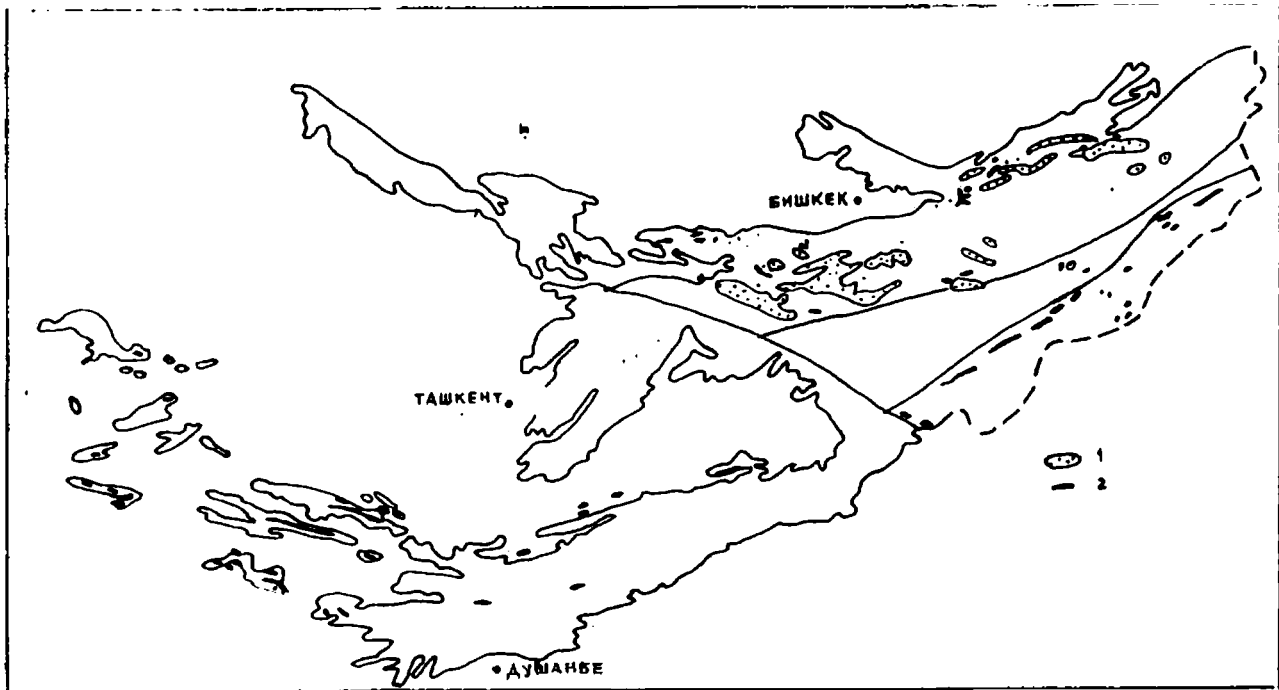
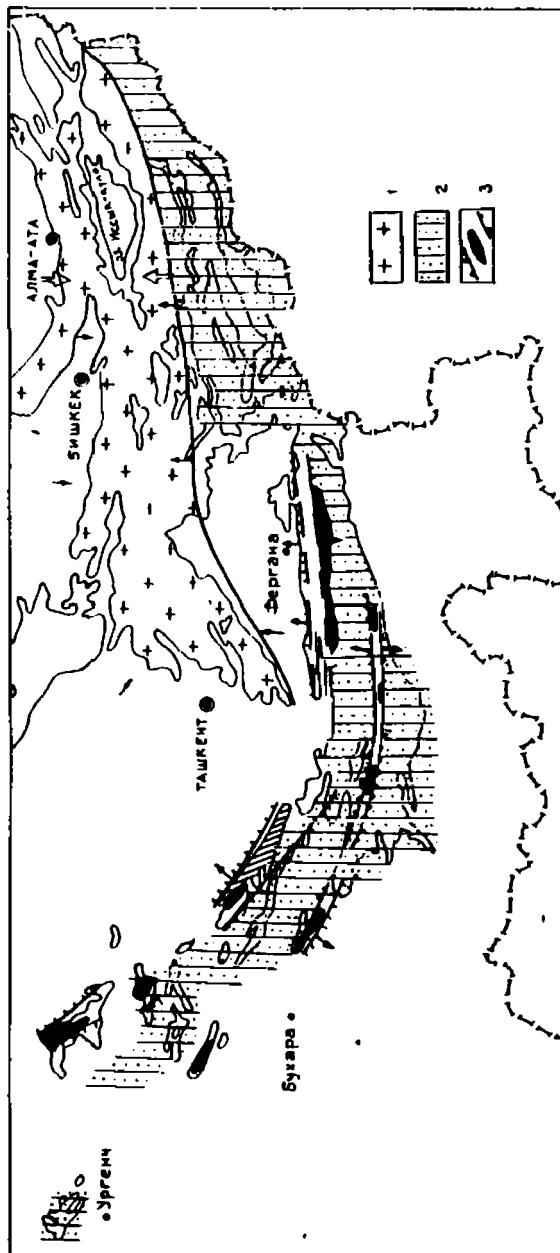


Рис. 27. Принципиальные схемы распространения магматических формаций (а) и геодинамики (б) Тянь-Шаня на рубеже O₂-S₂



кую свиту, тела монзонитоидов и пород диорит-гранодиорит-гранитной формации. Ареалы орогенного магматизма в силуре расширяются за счет вовлечения территорий Чаткальской, Нарынской и отчасти Куриминской зон, где в это время проявляются единичные тела гранитоидов (гранодиоритовая и гранит-лейкогранитовая формации). Очевидно, внедрение лейкократовых гранитов в Киргизско-Терекской зоне знаменует собой завершение формирования в ней новообразованной коры континентального типа ордовик-силурийского возраста. В других районах Северного Тянь-Шаня (Карабалтинская и Талассо-Киратауская) гранитоидный магматизм, видимо, способствует росту гранитно-метаморфического слоя. В Мулюнкумо-Наратском массиве эпиплатформенный орогенный магматизм является индикатором деструктивных процессов, т. к. вулканические формации локализуются в грабенах, наложенных впадинах.

Магматические образования характерны и для Южного Тянь-Шаня, на территории которого на меланократовом фундаменте закладывается Туркестанский палеоокеан. Этому процессу предшествует явление активного растяжения и внедрения тел щелочных и субщелочных базальтов (елемесацтинская свита). К югу, в Гиссарском и Зарафшанском хребтах, горах Кульджауктау, представляющих собой в это время пассивную континентальную окраину, формируются единичные тела базальтов, сопровождающихся кислыми вулканитами (базальт-липаритовая формация), которая трассирует северную границу Каракумо-Таджикского микроконтинента на это время.

В силуре в Туркестанском океаническом бассейне продолжается мощный базальтовый вулканизм, свидетельствующий о его расширении. К югу от него (Зарафшанский, Гиссарский, Алайский хребты), в районах, представляющих собой окраину континента магматиты развиты в ограниченных масштабах, а если и есть, то представлены единичными проявлениями кислых эффузивов в виде туфовых покровов, небольших тел липаритов. Вся остальная часть (ЮЗ Гиссар, Северный Памир) в это время представляла собой платформу.

Геодинамическая обстановка в Тянь-Шане на средний ордовик — ранний силур, на наш взгляд, может быть представлена так (рис. 27).

Закрытие Киргизско-Терекской структуры началось с середины ордовика и продолжалось до позднего силура включительно. Первый этап закрытия охватывает средний ордовик — раннесилурийское время. В результате подолжения океанической коры палеоокеанической структуры на север началось сжатие Северо-Казахстанского и Киргизского микроконтинентов. Процессы сжатия и шарпирования привели к формированию грубообломочных молассоидных формаций верхнего ордовика — нижнего силура и становлению мощных гранитоидных интрузий. Зона субдукции, видимо, располагалась у южного края Северо-Казахстанского микроконтинента. Об этом можно судить по андезито-дацитовой формации коксуйской и ширгийской свит.

Процессы сжатия в Северном Тянь-Шане вызвали дальнейшее растяжение и расширение океанического пространства Туркестанского палеоокеана в ранне-среднем ордовике в зоне Бесаян-Южноферганской системы глубинных разломов. К югу и северу от нее, видимо, располагались образования континентального склона и шельфа Северо-Казахстанско-Киргизского и Алайско-Таджикского микроконтинентов. На пассивной окраине Алайско-Таджикского микроконтинента в пределах континентального склона формируются относительно глубоководные средне-верхне-ордовикско-нижнесилурийские осадки, которые к югу сменяются шельфовыми мелководными карбонатными образованиями.

Таким образом, процессы закрытия палеоокеанической структуры, проявившиеся в Северном Тянь-Шане, вызвали деструкцию в Южном, завершившихся появлением Туркестанского палеобассейна и заложением Киттармай-Ягнобского палеорифта. Согласно палинспастическим реконструкциям (рис. 28), Киргизско-Терекский палеоокеан в конце среднего ордовика уменьшился в ширине за счет возникновения

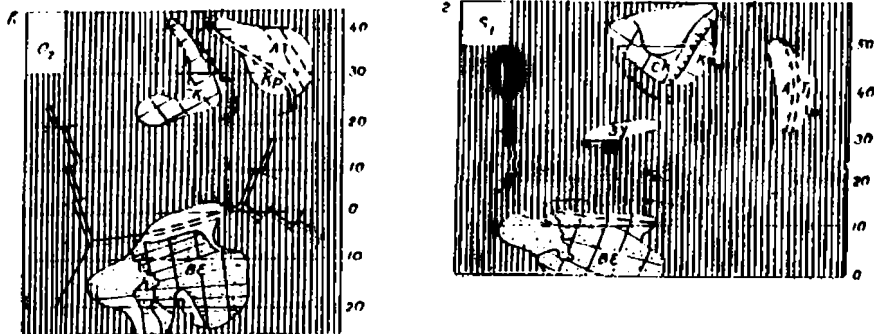


Рис. 28. Палинскоастические реконструкции Тянь-Шаня для рубежа O2 (1) и S1 (2): SK – североказахстанский континент; KP – Киргизский микроконтинент; AT – Алай-Таджикский; ЗУ – Зауральский микроконтинент; А – Алайский; Т – Таджикский микроконтинент.

зоны субдукции у южного края Северо-Казахстанского микроконтинента и расширения Туркестанского палеоокеана. Установлено дальнейшее продвижение на север микроконтинентов, достигших 30–40° с.ш., а в раннем силуре — 40–60° с.ш. Северо-Казахстанский микроконтинент к концу раннего силура увеличился в размерах за счет примкнувшего к нему Киргизского микроконтинента.

Глава четвертая

ДЕВОНСКИЙ МАГМАТИЗМ И ЛАТЕРАЛЬНЫЕ РЯДЫ ФОРМАЦИЙ

Девонский магматизм и его продукты широко распространены в Тянь-Шане, где выделяется два принципиально разных типа ареалов. Первый — это ареалы континентального вулканизма в Северном Тянь-Шане и его юго-западных отрогах; второй — ареалы океанического, подводного вулканизма — в Южном.

Девонский магматизм относится к разряду мало исследованных объектов, поэтому излагаемые ниже суждения носят предварительный, в значительной мере постановочный характер. Ареалы девонского магматизма показаны на рис. 30, а латеральные ряды формаций и их возрастные соотношения друг с другом отражены в таблице 18.

Г. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Базальт-андезит-дацит-риолитовая формация (Д1–2) в Северном Тянь-Шане и его юго-западных отрогах включает в себя комплекс пород, варьирующих по составу от базальтов и трахибазальтов до дацитов и риолитов. В Муюнкуму-Наратской, Карабалтинской и Киргизско-Терской зонах Северного Тянь-Шаня она понимается в объеме баркольской и альмерекской свит. В Чаткальском и Кураминском хребтах формация объединяет отложения кугалинской, арчаконушской, чарканакской, калканатинской и катрантинской свит, а также нерасчлененные вулканиды Д1–2 распространенные в горах Моголтау, Калканата, в бассейнах слев Алмалык, Сумсар, Коксарек, Терс, Акча, Беляуты, Шаваз и в полосе Каракия-Ур-газ. Вероятно, сюда же можно отнести доживетские кислые и средние вулканиды гор Бозбутау, общая мощность которых достигает 2500 м.

Породы формации повсеместно с размывом залегают на терригенно-сланцевых отложениях силура или на различных горизонтах протерозоя и ордовика и, в свою очередь, перекрываются либо карбонатными и терригенно-карбонатными толщами живетского яруса (Сумсар, Атойпакский хр., Бозбутау), либо терригенными красноцветными отложениями каракольской (в Киргизско-Терской зоне) и тюлькубанской (в Чаткальском хребте) свит. Таким образом, ранне-среднедевонский возраст формации обосновывается стратиграфическим положением вулканогенно-осадочных толщ и свит в разрезах палеозоя. Лишь в терригенно-вулканомиктовых прослоях отложений альмерекской свиты в Кастекском хребте обнаружены отпечатки стеблей и побегов *Derraporphysacae*, которые по М. А. Сенкевич характеризуют ранне-среднедевонский возраст осадков.

Баркольская свита — распространена в Киргизском, Сусамырском, Джумгольском, Заилийском хребтах, Кунгей и Терской Алатау. Нижняя часть ее разреза сложена андезитами с прослоями дацитов, андезибазальтов, их туфов, рже — риолитов, глинистых и кремнистых сланцев (500–600 м). В средней части (200–450 м) преобладают туфоконгломераты и туфы андезитов, отмечаются также лавы и туфолавы андезибазальтов и дацитов. Верхняя часть сложена туфолавами андезитов, трахиандезитов и базальтов (200–350 м). Мощность свиты 400–1300 м.

Альмерекская свита развита в хребтах Терской Алатау, Киргизском, Заилийском, Джумгольском и Кастекском. Наиболее полный разрез свиты мощностью 775–800 м известен в Киргизском хребте в бассейне р. Аксу (Стратифицированные..., 1982, кн. 1). Здесь свита разделена на три пачки: 1) нижняя сложена сферолитовыми риолитами и их туфами (100–125 м); 2) средняя состоит из туфо-

Схема корреляции девонских магматических формаций Тянь-Шаня

Опо- ха	Мулюнкумо-Наратская		Чилик-Кеминская		Карабалтинская		Киргизско-Терсейская	
	вулканические	плутонические	вулканические	плутонические	вулканические	плутонические	вулканические	плутонические
И о з д и я	Риолит-трахириолитовая (Д2-3; талдысуйская св. и ее аналоги)	Лейкогранитовая (Д3? джилисуйский к-с)	Риолит-трахириолитовая (Д2-3; талдысуйская св. и ее аналоги)	Гранит-граносиенитовая (Д3?; чимбулакский к-с)			Риолит-трахириолитовая (Д2-3; талдысуйская св. и ее аналоги)	Лейкогранитовая (Д3?; джилисуйский, чонкызылсуйский к-сы)
С Р е д н я	Трахибазальт-трахиандезитовая (Д2; аральская св.)						Калиевых щелочных базальтов-трахитов (Д2? кольбашинская св.)	
Р а н н я	Базальт-андезит-дацит-риолитовая (Д1-2; баркольская альмерекская св.)	Габбро-монцит-сиенитовая (Д1-2; кызылсуйский к-с)			Базальт-андезит-дацит-риолитовая (Д1-2; баркольская, альмерекская св.)		Трахибазальт-трахиандезитовая (Д2; аральская св.)	Габбро-монцит-сиенитовая (Д1-2; кызылсуйский, каракистагский к-сы)
я							Базальт-андезит-дацит-риолитовая (Д1-2; баркольская св.)	

Талассо-Каратауская		Сарыджазская		Чаткальская		Кураминская	
вулканические	плутонические	вулканические	плутонические	вулканические	плутонические	вулканические	плутонические
Риолит-трахириолитовая (Д2-3; талдысуйская св. и ее аналоги)	Лейкогранитовая (Д3?; джилисуйский к-с) Габбро-монцонит-сиенитовая (Д1-2; терекский, кызылсуйский к-сы)	Калиевых щелочных базальтов-трахитов (толща щелочных базальтоидов в басс.р.Сарыджаз)		Базальт-андезит-дацит-риолитовая (Д1-2; кугалинская, арчакоушская, чарканакская, мустукская св.)	Лейкократовых плагиогранитов (трондсьмитов) (Д2; китайский к-с)	Риолит-трахириолитовая (верхние пачки условно средне-девонских толщ Бозбутау) Базальт-андезит-дацит-риолитовая (Д1-2; калканатинская, катрангинская св.)	Гранит-лейкогранитовая (Д2?; Д3; субвулканические и гипабиссальные образования образования Бозбутауского к-са)

Букантау-Карачатыр-Алайская		Атбаши-Хантенгрийская		Катармай-Яглюбская		Султануздагская	
вулканические	плутонические	вулканические	плутонические	вулканические	плутонические	вулканические	плутонические
<p>98</p> <p>Натриевых базальтов (Д1-2; шилесайская; баткентская, яглюбская, араванская, куруганская, кататорская, босоготашская, намаздеская и др. свиты и толши)</p>	<p>Пикрит-габбро-диабазовая (Д2; Д1-2; северо-букантауский, осмонсайский, нодирский, карачатырский, Баубашинский к-сы)</p>	<p>Натриевых базальтов (Д1-2?; прослой вулканических разрезов хр. Атбаши, Кайнды, Джангыжар, Иныльчек; текелиторская св.)</p>	<p>Пикрит-габбро-диабазовая (Д2; Гашрабадский, Кайндынский к-сы)</p>	<p>Щелочно-оливин-базальтовая (Д1?; -Д1?; катармайская св.)</p>	<p>Диорит-гранодиоритовая (Д3?; каракутанский дайковый граптоид-порфировый к-с)</p> <p>Габбро-перидотитовая (Д; нуратау-зирабулакский к-с)</p>	<p>Базальт-андезит-дацит-риолитовая (Д2; бешмазарская; шейхджейлинская, ашенантауская св.)</p>	<p>Габбро-диорит-плагногранитовая (Д2; зенгибобонский к-с)</p>

конгломератов сменяющихся выше риолитами, кремнистыми туффитами, туфопесчаниками и туфолавами трахириолитов (350 м); 3) верхняя сложена редкими потоками дацитов, преобладающими риолитами, их туфами и кластолавами (325 м). В Заилийском хребте мощность свиты варьирует от 50 до 1300 м. В хребтах Джумгольском и Терской Алатау мощность свиты составляет соответственно 200 м и 500–1500 м. Причем, в нижних частях среди риолитов, дацитов, их туфов и туфолав отмечаются прослои андезитов. Альмерекская свита перекрывается красноцветными полимиктовыми конгломератами и гравелитами каракольской свиты живетского возраста.

Более полно осадочно-вулканогенные отложения нижнего-среднего девона изучены в Чаткальском и Кураминском хребтах в пределах двух ареалов: Моголтау-Сардоб-Болгалинском и Коксарек-Кассанском. Здесь, по данным В. А. Арапова, площадь распространения современных выходов пород формации составляет 311 км², а с учетом перекрытых участков достигает 521 км². Объем сохранившихся вулканитов — около 443 км³ (Арапов, 1983). В Моголтау-Сардоб-Болгалинском ареале, наряду с нерасчлененными вулканитами Д1–2 выделены катрангинская и калканатинская свиты. Катрангинская свита в нижней части сложена пачкой песчаников, алевролитов с линзами конгломератов (25–35 м), на которой залегают массивные, миндалекаменные, нередко агломератовые лавы, туфолавы и туфы базальтов, андезибазальтов, андезитов, трахиандезитов, андезидацитов и реже — дацитов. Верхняя часть свиты (около 400 м) представлена песчано-алеврито-сланцевой-толщей с прослоями брекчий, граувакк, конгломератов. Суммарная мощность свиты колеблется от 600 до 1400 м. Секущие фации представлены телами трахиандезибазальтов и трахиандезитов.

Калканатинская свита залегает на отложениях урубалакской и катрангинской свит. Покровные фации свиты (600–900 м) представлены плагиогранитами, фельзитовыми и сферолитовыми риолитами, риодацитами, дацитами и их туфами и туфолавами с прослоями песчаников, алевролитов.

Субвулканическими аналогами вулканитов формации в этом ареале являются дайки и небольшие интрузии гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, монцитонитов.

В Коксарек-Кассанском ареале основные поля развития вулканитов формации известны в бассейнах рек Коксарек, Сумсар, Кугала, Мустуксай, Каиндысай и правых притоков Кассанса (Кашкасу, Байконур, Арыкбулак). Ранее эти отложения выделялись под названием "порфир-туфовой толщи" (А.С. Адельунг, Н.В. Иванов, Н.М. Синицын, 1937); затем были названы куталинской свитой (А.С. Макаров, 1965). В дальнейшем в процессе крупномасштабных геологических съемок из состава куталинской свиты были выделены арчаконушская и чарканакская свиты.

Арчаконушская свита включает в себя базальные слои конгломератов, гравелитов (до 250 м) в Сумсар, толщу маломощных пологих серийно-порфировых трахибазальтов, андезибазальтов, андезитов переслаивающихся с туфами и туфобрекчиями того же состава; в верхних частях толщи отмечаются лавы и туфы дацитов и риодацитов с прослоями туффитов. Всплоз разрез свиты слои туфопесчаников, песчаников и алевролитов (до 150 м). Общая мощность свиты в различных частях ареала колеблется от 290 до 1150 м.

Куталинская свита имеет в основании базальтовые конгломераты и песчаники. Вышележащая толща представлена внизу переслаиванием андезитов, андезидацитов и их туфов, сверху — туфами дацитов с линзами и прослоями туфоконгломератов, туфобрекчий и риолитов. Мощность свиты до 550 м.

Чарканакская свита сложена эффузивами среднего и кислого состава, перемежающимися с туфами, конгломератами и песчаниками. Мощность ее варьирует от первых десятков до 600 м.

Б.Д. Болгарь, Г.Н. Ситкевич отмечают, что в окрестностях оз. Кугала (ур. Анла-

Соотношение типов пород в составе базальт-андезит-дацит-риолитовой формации (Д1-2)
Чаткало-Кураминских гор (по В.А. Арапову, 1983, с изменениями)

Место составления разреза, автор	Суммарная мощность	Лавы базальтов, трахибазальтов, андезитбазальтов	Андезиты		Трахиандезиты		Андезиты	Даци-ты	риолиты		Суммарные мощности		
			лавы	туфы	лавы	туфы			лавы	туфы	основных	средних	кислых
Карабашсай (В.А. Московцев, Ш.А. Муминов, 1978)	474.0	67.0	195.0	-	135.0	60.0	-	-	-	-	67.0	390.0	-
Сукоксай (В.А. Московцев, Ш.А. Муминов, 1978)	504.0	160.0	100.0	150.0	-	-	90.0	-	-	-	160.0	340.0	-
Район месторождения Кайнар (С.Я. Лапидус)	317.0	178.0	-	-	129.8	-	-	-	-	-	178.0	129.8	-
Правый борт Ангрена, низовья Акчасая (Ю.К. Ляшенко, 1967)	1085.0	-	-	-	-	-	-	535.0	85.0	420.0	-	-	1040.0
Алмалыкский район (междуречье Кызата-Каракия-Калканата Ж.И. Кузнецов, 1964)	1360.0	-	310.0	310.0	-	-	-	-	600.0	600.0	-	310.0	600.0
Район оз. Кугала, пер. Кулпарт., р. Чаткал (М.Д. Гесь и др., 1974)	1941.0	-	307.0	307.0	600.0	600.0	-	335.0	-	-	-	907.0	335.0
Правый борт Кассансая, Кашкасу, Байконур, Арыкбулак (В.Ф. Храменков и др., 1963)	1325.0	348.0	176.0	-	-	-	-	229	229.0	281.0	-	524.0	510.0
Междуречье Кашкасу-Чарканаксая (В.Ф. Храменков и др., 1963)	957.0	229.3	166.0	-	-	-	-	-	208.7	261.5	-	395.5	470.2

гул и верховья Кугаласа) чарканакская свита согласно залегает на породах арчако-нушской свиты. В.А. Арапов (1983), отрицая обоснованность выделения здесь двух свит, рассматривает эти отложения как единую нижнедевонскую толщу.

Усредненный химический состав наиболее распространенных типов пород приведен в таблице 20, из которой видно, что для пород формации характерно умеренное и повышенное содержание щелочей, преобладание K₂O в средних и кислых разновидностях, низкая титанистость, умеренная магнизальность базальтоидов и пониженное содержания MgO в средних и кислых вулканитах.

Соотношение типов пород в составе формации и особенности ее строения в различных частях Чаткало-Кураминского региона отражены в таблице 19.

Таблица 20

Средний химический состав пород базальт-андезит-дацит-риолитовой формации (Д1-2) Чаткало-Кураминских гор (по Г.Н. Далимову, 1981)

Окислы	Базальты (19)	Андезиты (23)	Риолиты (14)
SiO ₂	52,49	61,22	69,83
TiO ₂	0,77	0,55	0,30
Al ₂ O ₃	13,30	15,53	14,04
Fe ₂ O ₃	7,01	4,75	1,64
FeO	4,16	2,96	1,50
MnO	0,98	0,64	0,70
MgO	5,14	2,84	1,70
CaO	7,13	4,15	2,09
K ₂ O	2,67	3,98	5,30
Na ₂ O	3,66	3,2	2,08
CO ₂	0,25	0,31	0,46
+SO ₃	0,64	0,15	0,06
ппп	1,00	0,9	1,12
Сумма	99,37	99,18	100,2

Примечание: в скобках — количество анализов

Анализ имеющихся материалов показывает, что для разрезов формации характерны латеральная неустойчивость слоев, фациальная изменчивость и ассоциация с молассоидами; иногда выявляется ритмическое рекуррентное строение разрезов, обусловленное циклическостью вулканических процессов. Однако, несмотря на сложное строение разрезов, в целом для формации можно отметить общую гомогромную последовательность извержений. Латеральные изменения более отчетливо проявлены в Моголтау-Сардоб-Болгаллинском ареале, в котором с севера на юг уменьшается коэффициент вулканогенности и увеличивается коэффициент эксплозивности. Строение разрезов, перемежаемость вулканитов с терригенным материалом, структурно-текстурные особенности и зачастую краснокаменный облик пород указывает на суббазальный характер вулканизма. Причем преобладание грубообломочных фракций в осадочном терригенном материале свидетельствует о значительной контрастности рельефа в ареалах ранне-среднедевонского вулканизма.

Как уже отмечалось, субвулканические и гипабиссальные аналоги пород формации представлены дайками, некками, силло- и штокообразными телами ян-

дезиитоидов, порфиroidных гранитоидов, монцонитоидов, диоритов и диабазов в полях развития вулканитов. Наиболее крупные из них известны в западной части Киргизского хребта, где они прорывают отложения ордовика и эффузивы баркольской свиты. Это — Талдыбулакский нект (около 1 км²) в развилке р. Талдыбулак и расположенный в 20 км к северо-западу от него Баркольский шток (3 км²). Последний сложен риолитами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и более поздними дайкообразными телами диорит-порфиров и микродиоритов. Преобладают диориты и кварцевые диориты. Это серые и светло-серые породы — мелкозернистые и порфиroidные в эндоконтактных зонах, и массивные среднезернистые, гипидиоморфнозернистые в центральных частях штока. Состоят они из плагиоклаза (Al₂Si₂-35; 60%), калиево-натриевого полевого шпата (0—15%), кварца (2—15%), опацизированной и хлоритизированной биотита (до 15%) и роговой обманки (1—3%). Химический состав их приведен в таблице 20.

Трахибазальт-трахиандезитовая формация (Д2) выделена в Муюнкумо-Наратской и Киргизско-Терской зонах. В хребтах Киргизском, Кастекском, Сусамырском и Джумгольском объединяет породы аральской свиты (Т.А. Додонова, 1965). Свита с разрывом залегает на терригенных отложениях среднедевонской каракольской свиты и перекрывается вулканогенно-осадочными образованиями средне-верхнедевонской талдысуйской свиты (Стратифицированные..., 1982). Отпечатки стеблей плауновых, в отложениях свиты по заключению М.А. Сенкевич, также указывают на ее среднедевонский возраст. Отложения формации состоят из покровов и потоков серийнопорфировых базальтов, трахибазальтов, андезибазальтов, трахиандезитов и андезитов, которые переслаиваются с линзами, крупногалечных туфоконгломератов и малоомощными горизонтами туфов того же состава. Субвулканические фации представлены плотообразными телами крупнопорфировых андезитов и трахиандезитов. Мощность разрезов формации на южном склоне Киргизского хребта в урочище Арал достигает 1200 м, в Каракол-Карабалтинском ареале составляет 550—1000 м, а в восточной части Киргизского хребта колеблется от 300 до 800 м. С запада на восток в разрезах формации увеличивается доля пирокластического материала. С севера на юг, от Киргизского хребта к Джумгольскому и Сусамырскому, возрастает роль пород повышенной щелочности, особенно трахибазальтов.

Формация калиевых щелочных базальтов-трахитов (Д2?) в Северном Тянь-Шане представлена вулканитами кольбашинской свиты, слагающими прерывистую полосу, протяженностью около 40 км при ширине 5 км в осевой части Киргизского хребта, между перевалами Караколшуну и Бойрек. По данным Е.Н. Горещкой, С.А. Лескова, в верховьях р. Коль свита несогласно залегает на вулканитах Д1-2 и перекрывается красноцветными терригенными отложениями торсуйской свиты (Д3-С1). Здесь, покровные части разреза формации разделены на три пачки: нижняя сложена лейцититами, лейцитифирами, лейцитовыми фонолитами и редко — нефелиновыми лейцитифирами; средняя — трахитами и лейцитовыми трахитами; верхняя — преимущественно туфами трахитов и лейцитифиров с прослоями лав того же состава. Мощность кольбашинской свиты около 800 м. В Среднем Тянь-Шане к этой формации можно отнести щелочные базальтоиды развитые в бассейне р. Сарыджаз. Здесь известно несколько толщ, мощностью от 50 до 400 м, которые состоят из трахибазальтов, псевдолейцитовых и анальцимовых базальтоидов, их туфлава, туфов и туффитов. Они несогласно залегают на нижнепротерозойских гнейсах и кристаллических сланцах толщ Куйлю и, по данным В.И. Кнауфа, перекрываются песчаниками средне-верхнедевонской тюлькубашской свиты.

По Е.Н. Горещкой, С.А. Лескову (1972), формирование пород формации в Северном Тянь-Шане связано с деятельностью вулканов центрального типа, приуроченных к зоне субширотного разлома, который с юга ограничивал "Восточно-Киргизскую эпикаледонскую впадину".

Риолит-трахириолитовая формация (Д1-2) в Муюнкумо-Наратской, Чилик-Жеминской, Киргизско-Терской и Талассо-Каратауской зонах Северного Тянь-Шаня выделяется в объеме талдысуйской свиты и ее аналогов, известных как кастекская, кургантерекская, молдотауская, кетменская свиты. Вероятно, латеральным аналогом пород формации в горах Бозбутау являются верхние пачки условно среднедевонских вулканогенных толщ, сложенные лавами, туфами риолитов, а также субвулканическими риолитами, гранит-порфирами бозбутауского комплекса. Полифациальные вулканогенные толщи, относимые к данной формации, образуют разрозненные ареалы в полосе северо-западного направления, простирающейся на 150 км от северного склона Киргизского хребта (междуречье Чунгур-Мерке), через его южный склон (ур. Арал), горы Ортотау, далее через восточную часть Таласского Алатау до хр. Сусамырского и северных склонов хр. Молдотау. Отдельные поля развития вулканитов риолит-трахириолитовой формации известны в хребтах Джумгольском, Терской Алатау, Кунгей Алатау, а также на северных склонах Заильского хребта в долине р. Каракастек.

Залегание пород формации на среднедевонских (каракольская и аральская свиты) и более древних образованиях и перекрытие их верхнедевонскими красноцветами, наряду с данными по определению отпечатков флоры из прослоев песчаников в Каракастекских разрезах, позволяет ограничить возраст формации рамками среднего — начала позднего девона.

Породы формации представлены красноцветными туфоконгломератами, песчаниками, туфопесчаниками и разнообразными по структурно-текстурным особенностям кислыми вулканитами: риолитами, трахириолитами, игнимбритами, туфами, автоматическими брекчиями и туфолавами того же состава; реже отмечаются дациты, трахидациты, а в Джумгольском хребте и кварцевые трахиты. Вулканиды формации разделяются на фации: эффузивную, эксплозивную, жерловую, экструзивную, субвулканическую и гипабиссальную. В корневых частях экструзий, субвулканических и гипабиссальных телах наряду с риолитами, трахириолитами и трахиандезитами, различными эруптивными брекчиями и агломератами того же состава описаны гранофиры, сиенит- и гранит-порфиры вплоть до гранодиорит-порфиров и кварцевых диоритов.

Детальная характеристика составов пород приводится в работах Т.А. Додоновой, Е.Н. Горещкой, С.А. Лескова, Е.П. Зайченко, В.А. Колесникова, А.А. Черепанова, О.Н. Грязнова, В.И. Козырева.

Покровные фации вулканитов на отдельных участках занимают площади от единиц до 40 км² (ур. Арал, горы Ашамайлы) и, по мнению ряда исследователей, представляют собой фрагменты некогда единого эффузивно-эксплозивного покрова площадью до 700 км² (Горещкая, Лесков, 1972). Размещение пород формации на отдельных участках отчетливо контролируется глубинными разломами субширотного и северо-западного простирания. Субвулканические и гипабиссальные интрузии, образующие штоки, некки, лакколитообразные и сложные ветвистые тела, а также серии даек протяженностью до 2-4 км и мощностью до 25 м, распространены как в полях развития вулканитов покровных фаций, так и за их пределами в зонах разломов среди более древних образований.

По химизму, вулканиты формации относятся к категории пересыщенных кремнеземом и обогащенных щелочами пород с умеренным содержанием CaO. По соотношению щелочей они относятся к калиево-натриевой серии (Na₂O: K₂O = 0,5-2,33, преимущественно 0,56-0,67), а по соотношению глинозема и феррических компонентов являются лейкократовыми высоко- и весьма высокоглиноземистыми (аГ' = 1,38-5,79). Химический состав пород субвулканической и гипабиссальной фаций приведен в табл. 21.

Химический состав пород субвулканической и гипабиссальной фаций риколит-трахириолитовой формации (Д2-3) Северного и Среднего Тянь-Шаня

№№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	лпш	Сум- ми	Кол- во ана- лиз
1.	74,23	0,17	12,48	1,04	2,05	0,02	0,15	1,50	2,98	4,70			0,18	0,40	99,72	3
2.	71,82	0,17	12,40	0,54	1,20	0,05	0,59	1,44	3,30	6,23	0,05		0,08	2,58	100,38	1
3.	72,91	0,18	12,60	0,62	2,84	0,05	0,53	1,09	2,20	3,96	0,19			2,17	99,35	5
4.	72,95	0,24	13,17	0,77	1,43	0,03	0,36	1,04	3,21	5,36		0,01	0,25	1,09	99,65	9
5.	76,48	0,18	12,27	0,81	0,98	0,03	0,33	0,67	2,91	3,92	0,02		0,99	1,02	99,56	5
6.	74,27	0,18	12,66	0,78	1,60	0,04	0,30	1,24	3,30	4,95	0,03		0,1.	0,84	100,25	11
7.	72,42	0,32	11,69	4,63	1,14	0,09	0,14	0,68	3,80	4,80			0,38	0,12	99,83	1
8.	70,06	0,14	15,05	1,04	1,58	0,11	0,52	2,28	4,41	3,18	0,16		0,14	1,31	99,74	3
9.	62,24	0,40	17,80	2,04	2,45	0,13	1,23	4,89	4,56	2,97	0,25	0,06	0,11	0,83	99,79	3
10.	60,68	0,52	17,10	2,26	3,12	0,16	1,85	5,72	4,77	2,05	0,36		0,09	0,96	99,55	2
11.	72,04	0,10	14,70	1,39	1,16	0,09	0,40	2,14	3,29	3,80	0,06		0,25	1,03	100,2	3

Примечание: Северный Тянь-Шань (1-7): 1 — порфировидные граниты, сев. склон хр. Сусамыр; 2 — гранит, Боомское ущелье; 3 — риолиты, Аральская мульда; 4 — риолиты и порфировидные граниты, бассейн р. Арамсу; 5 — то же, хр. Молдотау; 6 — граниты и гранит-порфиры, ур. Каджисай; 7 — порфировидный гранит, хр. Кастекский. Бозбутау (8-11): 8 — гранит-порфиры; 9 — гранодиорит-порфиры; 10 — кварцевые монцодиориты; 11 — лейкократовые гранит-порфиры. Названия пород приводятся по авторам: 1 — В.А. Колесников; 2 — В.И. Иордан; 3, 4 — Е.Н. Горецкая; 5, 6 — Е.Г. Зайченко; 7 — Н.И. Дорошенко; 8-11 — Л.И. Захаров

II ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Габбро-монцит-сиенитовая формация (Д1-2) объединяет многочисленные гипабиссальные интрузивные тела развитые в Муюнкумо-Наратской, Талассо-Кара-тауской и Киргизско-Терекской зонах. В западной части Киргизского хребта массивы формации выделены под названием каракистакского комплекса (Горецкая, Лесков, 1968). В центральной и восточной частях этого хребта они объединены в кызылсуйский комплекс, а в Таласском и Сусамырском хребтах — в терекский комплекс (Додонова, 1965). Каракистакский комплекс включает массивы Каракистакский, Коккиинский, Малококкиинский, Суондуксайский, Чунгурский, Чакапский и несколько безымянных тел в долинах рек Джабасай, Кельсу, Карасай. Кызылсуйскому комплексу принадлежат массивы Кызылсуйский, Шекулинский, Чонмазарский и небольшие интрузии в бассейнах рек Шамси, Окторкой, Кызылсу, Талдыбулак. В терекский комплекс входят: Терекский массив, дайкообразные тела в долине р. Бешташ и несколько мелких тел в Сусамырском хребте в долине р. Толук.

Ранне-среднедевонский возраст пород формации обоснован следующими данными. Чонмазарский массив прорывает вулканиты нижнего девона и перекрывается красноцветными толщами девона-нижнего карбона. Кызылсуйский массив прорывает аналоги нижнедевонской баркольской свиты (долины рр. Окторкой, Кызылсу), а на правом борту р. Шамси с размывом перекрывается базальными слоями среднедевонской аральской свиты. Массивы каракистакского комплекса прорывают нижнепалеозойские отложения и ранне-среднедевонские вулканогенные толщи, а сами интродированы субвулканическими телами средне-позднедевонского талдысуйского комплекса (горы Ортотау, Большой Ашамалы и др.).

Размеры массивов формации колеблются от сотен квадратных метров до $0,2 \times 7$ км ("Бешташская дайка") и до 20 км² (Терекский интрузив). Для пород формации характерна резкая изменчивость состава, как от массива к массиву, так и в пределах одного интрузивного тела. В Кызылсуйском массиве ($5,5$ км²) от периферии к центру наблюдается следующая последовательность пород: кварцевые диориты, диориты — кварцевые монциты — кварцевые сиениты — сиениты. В более мелких телах отмечены взаимопереходы между сиенитами, кварцевыми сиенитами и гранодиоритами. В Терекском массиве (К.Д. Помазков, 1972) выделяются две фазы: 1 — равномерно-среднезернистые сиенито-диориты, 2 — мелкозернистые лейкограносиениты. В Коккиинском массиве, по Н.С. Катковой и Е.В. Толмачевой, первая фаза представлена габбро-диоритами, диоритами и сиенитодиоритами, вторая — граносиенитами. Е.Н. Горецкая и С.А. Лесков (1968) в каракистакском комплексе также выделяют две фазы внедрения: первая — сиенито-диориты (монциты) переходящие, в шонкинитовое габбро, вторая — граносиениты.

Среди пород формации преобладают розовые и розовато-серые граносиениты и кварцевые монциты имеющие массивное, порфириновидное, а в эндоконтактах и брекчиевидное сложение. Структура монцититоидов мелко- и среднезернистая, глидиоморфнозернистая, монцититовая, реже криптовая. Монцититы и кварцевые монцититы состоят из плагиоклаза (An35—45) часто окруженного калишпатовой каемкой, калиево-натриевого полевого шпата, кварца, амфибола, биотита, редких зерен клинопироксена и акцессорных минералов (апатит, сфен, циркон, титаномагнетит, ортит, ильменит). Количественные соотношения минералов в них отражены в таблице 22. По мере уменьшения в монцититоидах количества плагиоклаза и темноцветных минералов и возрастания роли кварца и калиевого полевого шпата они переходят в кварцевые сиениты и граносиениты.

Петрохимически породы формации образуют ряд от субщелочных габброидов до сиенитов и граносиенитов (Лесков, 1972). Химический состав монцититоидов приведен в таблице 23.

Обращает на себя внимание то, что массивы ранне-среднедевонской габбро-

монцонит-сиенитовой формации "тяготеют к областям посткаледонской активизации" (Гесь, Израилева, Цветков, 1982) и приурочены к зонам крупных разломов.

Таблица 22

Минеральный состав наиболее распространенных пород габбро-монцонит-сиенитовой формации (Д1-2), (в об. %)

Минералы	1	2	3	4
Плагиоклаз	40-50	14-25	35-40	20-28
Калишпат	20-37	52-61	30-35	45-50
Кварц	9,5-17	16-22	3-10	17-19,3
Щироксен	-	-	0-3	-
Амфибол	4-20,5	2-10	2030	25
Биотит	0-1	0,2-2	0-2	ед. з.
Аксессорные	до 1	до 1	до 1	03-0,7

Примечание. Кызылсуийский массив: 1 — кварцевые монцониты; 2 — гра-носиениты. Терекский массив: 3 — кварцевые монцониты; 4 — граносиениты.

Формация лейкократовых плагиогранитов (трондьемитов) выделенная в Чаткальской зоне, понимается в объеме китаюльдинского комплекса (Д2?), который включает в себя группу гипабиссальных интрузивных тел, расположенных в западном замыкании "Кассанского антиклинория" на правом борту долины р. Терс. Возраст китаюльдинского комплекса определяется прорыванием отложений нижнего силура и арчакоушской свиты нижнего-среднего девона и присутствием в базальных конгломератах живетского яруса продуктов размыва этих интрузивов (А.С. Аделунг, 1950; Гесь, 1971; Махарычев, Гесь, 1971; Стратифицированные..., 1982).

Породы формации образуют, обычно, небольшие штоки и субсогласные тела среди отложений силура и нижнего девона; наиболее крупные из них вытянуты в северо-западном направлении на 6-7 км при ширине от нескольких десятков до 650 м. Плагиограниты в центральных частях массивов зеленовато- и светло-серые, средне-гипидиоморфнозернистые, состоят из плагиоклаза (А10-15; 57%), кварца (37%), зеленой роговой обманки и биотита (4%), и вторичных (2%) минералов (хлорит, эпидот, мусковит, кальцит, гидроокислы железа). Участками отмечаются переходы в кварцевые диориты (тоналиты?). Часто, породы массивов катаклазированы и гидротермально изменены. Контактное воздействие плагиогранитов на вмещающие породы выразилось в интенсивном ороговиковании песчаников и цемента конгломератов силура и девона.

Вероятно, породы формации можно отнести к ассоциациям "тоналит-гранодиоритового типа", по терминологии Л.П. Зоненшайна и др. (1976), или к "типу плагиогранитов андезитового ряда", связанных с известково-щелочными сериями вулканогенных зон типа островных дуг или окраин континентов (Таусон, 1977; МГП, т. 1, ч.2, 1983).

Гранит-граносиенитовая формация выделена в Чилик-Кеминской зоне Северного Тянь-Шаня. В состав формации включаются породы Чимбулакского массива и его аналоги, развитые в Заилийском Алатау. Чимбулакский массив, расположенный в среднем течении р. Цонкемин, имеет в плане изометричные очертания и обнажается на площади 30 км². По данным Р.М. Израилевой и других, центральная часть массива сложена щелочными и субщелочными гранитами, которые по направлению к контактам постепенно сменяются граносиенитами и кварцевыми

сиенитами. Породы массива красного, розового и буровато-серого цвета. Структура их средне-, крупнозернистая гилпидиоморфнозернистая, участками аллотриаморфнозернистая. Щелочные и субщелочные граниты состоят из микроклин-пертита (55–75%), кварца (20–43%) и роговой обманки типа рибекита (0,5–10%); иногда отмечаются альбит (0–7%) и хлоритизированные чешуйки биотита. Акцессорные минералы: ильменит, циркон, ортит, титаномагнетит, сфен, апатит, флюорит, молибденит. Граносиениты отличаются меньшим содержанием кварца и увеличением количества микроклина и темноцветных минералов. По химизму (см. табл. 22) породы характеризуются относительно высокими содержаниями оксидов титана, магния, кальция и относятся к категории калиево-натриевых ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,74$), лейкокатровых весьма высокоглиноземистых ($a_1' = 2,88$).

Следует отметить, что возрастное положение пород формации многими исследователями трактуется не однозначно. Т.А. Додонова включала породы Чимбулакского массива в "формацию гранитов силурийского возраста", В.И. Киселев считал их силур-девонскими, другие исследователи — пермскими. На геологической карте Кыргызстана масштаба 1:500000 щелочные гранитоиды условно включены в состав силурийского джыналачского комплекса. В то же время, М.Д. Гесь и С.А. Лесков считают, что аналогами Чимбулакского массива являются интрузии талгарского комплекса Заилийского хребта, для пород которого характерны радиологические определения возраста соответствующие позднему девону (Стратифицированные..., 1982, кн. II, стр. 76).

Лейкогранитовая формация (Д3?) выделена в Муюнкумо-Наратской, Киргизско-Терской и Талассо-Каратауской зонах Северного Тянь-Шаня (Схема возрастной корреляции..., 1983). В состав формации входят лейкограниты, аляскиты и порфиroidные граниты, слагающие Джилисуйский, Каджисайский, Бузучукский, Карачауминский и другие массивы. Наиболее представительный Джилисуйский интрузив, расположенный в долине р. Джилису на южном склоне хребта Терской Алатоо, представляет собой слабоэродированное штокообразное тело площадью около 50 км². Массив сложен розовато-серыми и розовыми равномерно-, крупно- и среднезернистыми биотитовыми гранитами, которые в эндоконтактах переходят в порфиroidные граниты, участками в граносиениты, и сопровождаются лейкогранитовыми аплитовыми телами (0,2–1 км²), пегматитовыми, кварц-турмалиновыми и кварц-флюоритовыми жилами. Граниты имеют гилпидиоморфнозернистую структуру и состоят из олигоклаза (Ап18–22; 10–30%), микроклин-пертита (30–50%), кварца (25–40%), биотита (1,5–5%); встречаются чешуйки мусковита и, весьма редко, зерна хлоритизированной роговой обманки. Из акцессорных минералов отмечаются, циркон, топаз, флюорит, торит, турмалин, касситерит, реже — сфен, магнетит ильменит, апатит, ортит, молибденит. Лейкограниты отличаются наличием микропиклитовых включений кварца в микроклин-пертите, меньшим содержанием биотита и более кислым составом плагиоклаза (Ап9–12). По химизму (табл. 23) породы относятся к типу калиево-натриевых ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0,75$) весьма высокоглиноземистых ($a_1' = 6,40$) и характеризуются умеренным и низким содержанием SiO_2 и низким содержанием оксидов титана, магния.

Возраст пород формации Т.А. Додонова датировала силуром, другие исследователи считали их пермскими. По геологическим данным возраст формации определяется как послесреднедевонский, т.к. Джилисуйский массив прорывает наряду с рифейскими образованиями, также и вулканы баркольской и альмерекской свит Д1–2. В схеме возрастной корреляции магматических формаций Средней Азии (1983) для массивов Муюнкумо-Наратской зоны приходится цифра калий-аргоновой датировки (357±19 млн. лет), соответствующая позднему девону.

По-видимому, к этой же формации можно отнести граниты и лейкограниты Ортокугандинского массива, которые, по данным С.А. Лескова (1961, 1977), прорывают ранне-среднедевонские вулканы и перекрываются каменноугольными

Химический состав пород девонских plutонических формаций Северного Тянь-Шаня

№№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	ппп	Сум- ма	Кол- во ана- лиз ^{ов}
1.	62,06	0,56	15,60	2,85	2,64	0,80	2,08	3,56	3,91	4,03	0,18	0,03	0,23	2,25	99,83	9
2	62,80	0,76	16,24	1,56	3,90	0,10	1,58	4,28	4,15	3,09	0,21	0,03	0,17	1,37	100,07	3
3.	63,05	0,40	15,28	4,07	3,56	0,06	2,10	4,91	3,85	1,10	-	-	0,17	1,50	99,94	1
4.	65,29	0,56	15,03	1,27	3,18	0,07	1,89	4,18	3,40	3,77	0,17	0,03	0,10	0,89	99,73	3
5.	69,16	0,41	13,81	1,35	2,99	0,09	0,46	0,87	4,60	5,23	-	-	0,14	0,64	99,61	25
6.	74,42	0,08	13,19	0,34	1,68	0,04	0,20	0,74	3,68	4,88	-	-	-	-	99,25	9
7.	73,54	0,16	13,58	0,98	1,35	0,03	0,37	1,29	3,15	4,92	-	-	0,42	0,18	99,55	8
8	62,79	0,50	15,16	1,10	3,15	0,06	2,50	2,80	3,54	4,16	0,24	0,02	-	3,29	99,31	2

Примечание. Габбро-монзонит-сиенитовая формация (1-4): 1 — кварцевые монзониты, Кызылсуйский массив; 2 — кварцевый сиенито-диорит, Терекский массив; 3 — то же, северный склон хр. Сусамыр; 4 — то же Шекулинский массив. Гранит-граносиенитовая формация: 5 — щелочные граниты и граносиениты, Чимбулакский массив. Гранит-лейкогранитовая формация (6,7): 6 — аляскиты, Джилисуйский массив; 7 — лейкограниты, Ортокутадлийский массив. Гипабиссальные аналоги базальт-андезит-дацит-риолитовой формации: 8 — кварцевые диориты, Баркольский шток.

Названия пород приводятся по авторам: 1 — В.М. Рожанец, Т.А. Лодонова, С.А. Лесков; 2, 4 — Т.А. Лодонова; 3 — В.А. Колесников; 5,7 — С.А. Лесков; 6 — "Стратифицированные...", 1962; 8 — В.М. Новосельцев.

отложениями. Позднее, С.А. Лесков значительно увеличил объем формации, включив в ее состав "чонкызылсуйский комплекс редкометальных гранитов в Терской Алатау", аламинский комплекс в Киргизском хребте, "граниты Озерного типа" в Заилийском Алатау и ряд массивов в Таласском, Джумгольском, Кунгейском хребтах (Лесков, 1983). По мнению многих исследователей, интрузивные тела позднедевонской лейкогранитовой формации приурочены к зонам разломов, а формирование их завершает позднеорогенное развитие каледонид Северного Тянь-Шаня.

Южный Тянь-Шань в девоне остается ареалом мощного океанического магматизма, неразрывно связанного с дальнейшей эволюцией Туркестанского палеоокеана, сформировавшегося в результате раскола и раздвигания некогда единого Киргизско-Таджикского континента на две части: северную — Казахстано-Киргизскую и южную — Каракумо-Таджикскую.

Наиболее широко продукты девонского магматизма проявлены в Букантау-Карацатыр-Алайской, Атабаши-Хантенгрийской и Катармай-Ягнубской зонах; известны они также и в Султануиздагской зоне.

Следует подчеркнуть, что интенсивный метаморфизм многих осадочных и вулканогенных образований, сильная дислоцированность палеозойских и более древних толщ Южного Тянь-Шаня (наличие шарьяжей, тектонических блоков, неполнота разрезов и т.п.) обуславливает весьма сложные взаимоотношения между ними, и, как следствие — неоднозначность и противоречивость имеющихся данных. Кроме того, разная степень изученности отдельных частей региона, различия в оценке роли и масштабов магматических процессов и весьма широкий спектр теоретических воззрений (от ортодоксально-фиксистских до крайне мобилистических) привели к выделению здесь многочисленных свит, толщ, комплексов и серий, объем и формационная принадлежность которых не всегда ясна, а возрастное положение их трактуется по-разному.

Нами, в данной главе, это многообразие пород выделяется в виде нескольких типов формаций, включающих в себя магматические образования, для которых более обоснован девонский возраст (см. табл. 14). Из-за большой протяженности поясов девонского магматизма (в совокупности до 2000 км), можно полагать, что разные части территории Южного Тянь-Шаня вступали в соответствующий геодинамический режим развития неодновременно. Это, наряду с другими факторами, обусловило выделение разных по составу, но близко-одновозрастных формаций в одной зоне, и не синхронное проявление однотипных формаций в различных частях вышеуказанных зон.

Щелочно-оливин-базальтовая формация выделяется в западной части Катармай-Ягнубской зоны в Знаэтдинских горах, где представлена породами катармайской свиты. Прерывистая полоса выходов пород свиты прослеживается на расстоянии до 50 км; по данным В.С. Корсакова, свита выполняет Рабиджан-Катармайский прогиб, который многие исследователи рассматривают как часть более протяженной рифтовой структуры (Эволюция..., 1986 и др.).

Нижняя граница свиты не вскрыта, верхняя — тектоническая, что и обуславливает дискуссионность определения ее возраста. Одни исследователи (А.С. Аделунг, 1950; Ю.А. Лихачев и др., 1963; М.А. Ахмеджанов и др., 1967), датируют ее ранним палеозоем, другие (Б.В. Яскович и др., 1972–1980; Х.Т. Туляганов и др., 1984) — докембрием, а третьи либо силуром- девоном (Абдуазимова и др., 1973), либо нижним девоном (В.С. Корсаков и др., 1969; Э.С. Барковская, 1972).

Катармайская свита многими исследователями расчленяется на четыре толщ суммарной мощностью 2800 м. Вулканиты, составляющие 15–20% объема свиты, развиты в нижней и средней частях ее разреза и образуют две субпараллельные полосы, прерывистые выходы которых прослеживаются в центральной части гряды Катармай. Нижнюю толщу свиты, мощностью до 700 м, слагают графитистые альбит-слюдистые сланцы, альбит-эпидот-актинолитовые и глаукофановые ортос-

ланцы с линзами и прослоями метабазальтов, амфиболитов, кварцитов и мраморов, которые по простиранию фациально замещают друг друга.

Вторая толща сложена графитистыми альбит-слюдистыми сланцами с многочисленными прослоями кальцитовых и доломитовых мраморов; в ее верхах отмечаются силлы кварцевых альбитофиров (Na-риолитов) мощностью до 5 м, которые вовлечены в складчатость и метаморфизованы изофациально с вмещающими породами. Мощность толщи около 500 м. Для третьей толщи, мощностью около 800 м, характерны глинистые, углеродисто-глинистые, глинисто-серицитовые, кварцево-слюдистые, кремнистые сланцы, гравелиты и большая доля карбонатных и вулканогенных пород. Прослои лав, агломератов, туфов базальтоидов, а также туффитов распространены по всему разрезу. Мощность прослоев изменяется от 0,5 до 150 м, протяженность от сотен метров до 15 км. Верхняя толща, мощностью 800 м, представлена частым чередованием алевритовых, глинистых, серицитовых, слудисто-кварцевых сланцев и песчаников.

Среди вулканитов свиты доминируют пирокластические образования — преимущественно пелловые туфы. Агломераты, вулканические брекчии и лавы, обычно, тяготеют к центрам извержений, наиболее вероятные из которых находятся в междуречье Булямуш-Джилансай и верховьях сая Каракутан. Вулканиты катармайской свиты в различной степени метаморфизованы, в частности, вблизи Парда-Белькудукского разлома степень метаморфизма соответствует глаукофан-зеленосланцевой фации, а по мере удаления от него сменяется пренит-пумпеллитовой и далее — фацией метагенеза. Среди менее измененных лавовых пород выделяются афировые и порфировые разновидности, соответствующие ряду анкармит-оливиновый базальт. Вкрапленники в них представлены уралитизированным авгитом, альбитизированным плагиклазом и псевдоморфозами хлорита, талька, магнетита и иллингита по оливину. В основной массе, имеющей либо реликтовую микролитоую, либо микробластические структуры отмечаются в различных соотношениях агрегаты альбита, титанистого авгита, биотита, калишпата, хлорита, серпентина, клиноцоизита, карбонатов, серицита, амфибола, магнетита, лейкоксена и реликтов вулканического стекла; нередко присутствуют кварц, стильномелан, пумпеллит, винцит, кроссит.

По химизму большинство вулканитов соответствует умеренно-низкоглиноземистым субщелочным базальтоидам натриевой и калиево-натриевой серии (табл. 24). Некоторые исследователи по сугубо петрохимическим признакам выделяют среди них базаниты, нефелиниты, лимбургиты, трахибазальты, тефриты, базальты и трахиандезитбазальты (Шаякубов и др., 1988). Для вулканитов свиты характерны значительная дифференцированность по SiO_2 (рис. 29), умеренная железиность (при преобладании закисного железа над окисным), относительно высокие содержания TiO_2 , MgO , CaO и умеренная глиноземистость.

Линейный характер размещения вулканитов указывает на локализацию жерловых аппаратов вдоль разломов. Широкое развитие в породах мицдалекаменной текстуры, наличие подушечных лав без признаков окисления, характер постмагматических изменений и тесная ассоциация вулканитов с кремнистыми вулканомиктовыми и карбонатными породами свидетельствуют о субаквальном типе извержений в мелководно-морских условиях.

Формация натриевых базальтов выделяется в Букантау-Карачатыр-Алайской и Атбаш-Хантентрийской зонах. В Южной Фергане породы формации в целом образуют субширотную зону, простирающуюся на 330–340 км от пос. Сулюкта на западе до долины р. Гульча — на востоке (Эволюция магматизма..., 1986). Здесь, в зоне Южно-Ферганского и Охнинско-Талдыкского глубинных разломов, выделяется несколько вулканических поясов: Киргизатинский (12×90 км), Сарытал-Баткентский (1,5–5×50 км), Учкурган-Аравансайский (3–5×90 км), Карачатырский (10–15×25 км) и др. В них формация понимается в объеме вулканитов чилесайской, баткентской, яшской, араванской, курганской и каттаторской свит.

Химический состав пород девонских вулканических формаций
Южного Тянь-Шаня

№№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	SO ₃
1.	43,72	2,12	11,92	3,78	7,18	0,14	8,83	10,83	2,85	0,85	0,22	6,65	21
2.	40,57	1,95	11,81	2,92	5,48	0,15	7,10	13,50	4,20	0,72	0,26	10,85	1
3.	42,79	2,06	14,43	3,96	7,13	0,16	7,25	9,94	3,65	4,50	0,32	2,84	1
4.	47,62	1,46	13,40	2,91	7,05	0,15	8,77	9,73	2,63	0,53	0,20	3,49	30
5.	47,40	2,04	13,70	3,60	6,97	0,14	6,66	8,53	4,03	0,87	0,22	3,26	38
6.	46,72	2,60	14,19	4,69	7,14	0,15	6,77	5,79	3,64	3,70	0,18	2,84	5
7.	55,67	1,94	14,03	5,68	4,25	0,01	2,70	4,18	3,28	3,88	0,10	3,75	2
8.	49,73	1,00	15,70	3,60	5,95	0,15	4,98	9,83	2,95	0,53	0,13	4,86	32
9.	49,15	0,93	16,91	2,78	6,49	0,15	4,70	7,24	4,68	0,61	0,21	6,04	8
10.	56,14	0,61	16,18	2,31	4,92	0,13	4,04	6,03	4,20	0,64	0,12	4,00	13
11.	59,61	0,65	15,58	2,65	3,90	0,13	2,88	5,90	4,25	0,74	0,15	3,37	23
12.	57,75	0,69	17,03	3,27	3,60	0,13	2,21	3,97	6,97	0,58	0,17	3,64	5
13.	65,52	0,54	14,58	2,31	3,56	0,09	1,55	3,12	5,64	0,88	0,15	2,26	7
14.	72,38	0,31	13,53	0,25	2,95	0,07	0,85	2,24	5,00	1,51	0,11	1,06	4
15.	50,37	0,72	17,15	3,85	5,31	0,13	5,65	8,45	3,63	0,47	0,19	3,79	11
16.	54,10	0,73	15,95	3,46	5,40	0,15	4,67	7,93	3,47	0,29	0,17	3,48	3
17.	59,83	0,52	15,38	3,32	2,92	0,10	2,62	5,89	4,34	0,95	0,18	3,78	5

66

Примечание. Щелочно-оливин-базальтовая формация (Зияэтдинские горы (1-7): 1 — базаниты, 2 — лимбургит, 3 — нефелинит, 4 — базальты, 5 — трахибазальты, 6 — тсфриты, 7 — трахиандезибазальты.

Базальт-андезит-дацит-риолитовая формация (8-17): сейхджейлинская свита (8-14): 8 — базальты, 9 — трахибазальты, 10 — андезибазальты, 11 — андезиты, 12 — трахиандезиты, 13 — дациты, 14 — риолиты; ащенынтауская свита (15-17): 15 — базальты, 16 — андезибазальты, 17 — андезиты

В Баубашатинском районе в состав формации включаются породы садкейской, миндудайской толщ, намаздекской (Д1-2) и босоготашской (Д2) свит. В других районах — вулканиты в составе караванкульской (Д1-2), арпалыкской (Д2), айляминской (S-D), туюзкаиндинской и таркольской (-Д?), манубалдинской и каиндинской (-Д2) свит, а также прослой туфов и основных, реже средних эффузивов в девонских разрезах Атбашинского, Каиндинского, Джангджирского и Иньльчекского хребтов.

В горах Западный Акташ, Джангыжыр, Андынгентау, Каузан к этой формации, вероятно, могут быть отнесены вулканиты арпапаятской свиты. В строении арпапаятской свиты участвуют пестроцветные конгломераты, гравелиты и песчаники с прослоями алевролитов и глинистых сланцев, с линзами и прослоями известняков, мергелей и доломитов; участками отмечаются прослой основных и средних эффузивов (Стратифицированные..., 1982). Мощность свиты варьирует от 20-30 до 500-600 м. Возраст ее, судя по находкам кораллов и брахиопод, датируется как ранне-среднедевонский. Вулканогенные части большинства вышеуказанных толщ и свит, судя по их положению в разрезах и комплексу органических остатков, также имеют нижне-среднедевонский возраст. В Южно-Ферганском ареале формация натриевых базальтов представлена комплексом пород, разделенных на несколько свит.

Баткситская свита наиболее полно проявлена в Сартале-Баткенском поясе. Здесь она представлена лавами базальтов и межпластовыми телами долеритов, чередующихся с прослоями и линзами гравийных туфов, кремней, гематитовых "сургучных ядм" и глинисто-кремнистых сланцев. Лавы имеют миндалекаменную, иногда пузыристую текстуру и, обычно, обладают подушечной или шаровой отдельностью. Шары диаметром до 1 м имеют т. н. "кварцевое ядро". Межшаровое пространство заполнено кремнистым материалом или лавой субщелочных базальтов с порфировой структурой, в которых вкрапленники представлены оливином (40-45%) и титан-авгитом (20%), а основная масса имеет гиалиновую или вариолитовую структуру. В туфах цемент обычно базальтовый, карбонатный, а обломки представлены гиалобазальтами и долеритами. Мощность свиты достигает 600 м.

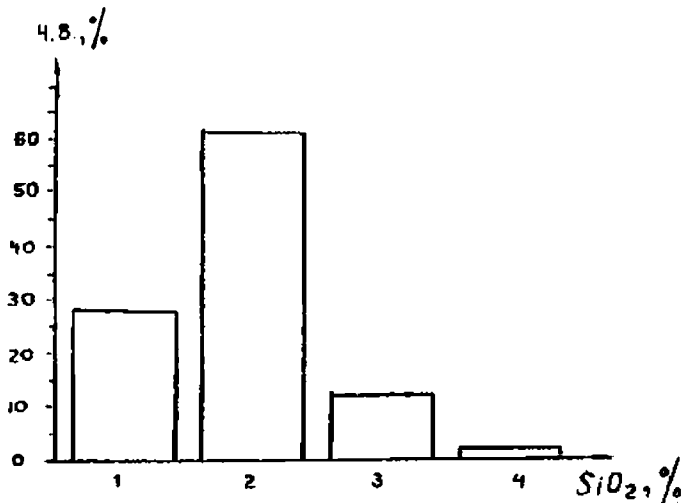


Рис. 29. Гистограмма содержаний SiO_2 в породах киттармайской свиты (щелочно-оливин-базальтовая формация)

Яшская свита наиболее развита в Киргизатинском поясе и представлена преимущественно пелловыми витрокластическими и литокристаллокластическими туфами с редкими горизонтами лав субщелочных базальтоидов ($E=80\%$). Характерно наличие в туфах обломков близких по составу к пикритам, диабаз-пикритам и авгититам с вариолитовой структурой (Эволюция..., 1986). Мощность свиты от 800–1000 м на западе пояса, до 1500–1600 м на востоке.

Араванская свита мощностью 700–1000 м залегает на породах яшской свиты. Большую ее часть составляют горизонты миндалекаменных, пузыристых, как массивных, так и подушечных и шаровых оливин-пироксен-плагтиофировых базальтов с вариолитовой или гиалиновой основной массой, а также межпластовые тела пикрит-диабазов, пикритов и диабазов мощностью до 50 м и протяженностью до первых километров. Реже отмечаются горизонты туфов базальтоидов ($E=8-10\%$), прослой кремней (мощностью 1–2 м) и линзы (до 10 м) известняков.

Куруганская свита наиболее представлена в Кичикалайском хребте, в междуречье Киргизата-Куруган. Здесь она с небольшим разрывом залегает на породах араванской свиты. В основании имеется базальный горизонт гравийных туфов (около 10 м), выше наблюдается чередование линзовидных пачек (мощность 100–135 м) известняков с покровами (мощность 30–40 м) красно-бурых оливин-авгит-плагтиофировых базальтов, туфов и тефроидов. Отмечаются также субвулканические тела диабазов. Мощность свиты 570 м, из которых около 370 м приходится на долю известняков.

Каттаторская свита известна лишь в Киргизатинском поясе, где согласно залегает на куруганской свите и перекрывается отложениями ходжагаирской свиты (С1). Каттаторская свита состоит из базальтовых лав, туфов, тефроидов, кремней и известняков ($E=20\%$). Лавы — субщелочные базальты с вкрапленниками оливина, авгита, титан-авгита, плагтиоклаза. Мощность свиты до 100 м.

По данным А.А. Кустарниковой и др. (Эволюция..., 1986), в Южно-Ферганском ареале для пород формации характерны последовательная смена во времени оливин-пироксеновых парагенезисов вкрапленников титан-авгит-плагтиоклазовыми и существенно плагтиоклазовыми, а также увеличение степени порфириности вулканитов.

Химический состав пород вышеуказанных свит и толщ изучен весьма неравномерно. Значительная измененность пород, обычно проявленная в виде альбитизации, карбонатизации, хлоритизации и эпидотизации сильно затрудняют петрологическую интерпретацию. Это, по-видимому, и являлось одной из причин того, что в разные годы разные группы исследователей относили эти вулканиты к спилит-кератофировой (Н.А. Никифоров), спилит-диабазовой (Э.В. Пояркова, 1968), кератофир-спилит-диабазовой и трахибазальт-трахиандезитовой (Т.А. Додонова, 1966, 1972), пикрит-базальтовой (Схема..., 1983) щелочно-оливин-базальтовой (Эволюция..., 1986) формациям. Несмотря на неравноценность имеющихся данных в целом можно отметить следующее: 1 — петрографические и петрохимические особенности состава пород, свидетельствующие о принадлежности большинства вулканитов Южно-Ферганского и Ферганско-Кокшазьского районов к базальтоидам нормального и субщелочного ряда; 2 — для них характерны умеренная титанистость, низкая глиноземистость и существенно натриевый тип щелочности.

Базальт-андезит-дацит-риолитовая формация выделяется в Султануиздате в объеме отложений бешмазарской, шейхджейлинской и ищенинтауской свит. Бешмазарская свита по С.С. Шульцу (1972), сложена кремнисто-хлоритовыми и актинолит-эпидот-хлоритовыми сланцами с прослоями и линзами фтанитов, микрокварцитов, амфиболитизированных диабазов, их туфов, натровых базальтов (спилитов), белых и черных мраморов и мраморизованных известняков. Характерна фаціальная изменчивость пород по простиранию. Мощность свиты 1500 м.

О.И. Ким (Туляганов и др., 1984), отмечая, что основание свиты не вскрыто, оценивает ее мощность в 800 м (при коэффициенте вулканогенности 10%) и относит ее к андезит-базальтовому комплексу. Шейхджейлинская свита, по О.И. Киму (1984), образует в Зенгибобо пакет тектонических чешуй мощностью 600 м. Около 85% этого "пакета" составляют пирокластиты андезитов и андезибазальтов до 5% — тела диабазов, диоритов и 10% — кислые туфы. В Шейхджейли мощность свиты им оценивается в 2500 м. Из них на долю субвулканических тел и лавовых потоков андезитов, андезибазальтов и базальтов приходится 21%, туфов 49% (в том числе кислых — 30%).

С.С. Шульц (1972) разделяя свиту на четыре пачки, выделяет в ее составе диабазы, спилиты, габбро-диабазы, альбитофиры, кварцевые кератофиры, лавобрекчии и туфы основного, среднего и кислого состава, различные сланцы, амфиболиты, эпидозиты, туфоконгломераты, туфогравелиты, известняки, мрамора и песчаники. Суммарная мощность свиты, по С.С. Шульцу, достигает 3750 м в Зенгибобо и 5150 м в Шейхджейли. Ащеньнтауская свита, по данным С.С. Шульца (1972), имеет мощность 650–900 м и состоит из преобладающих андезитов и их туфов, которые чередуются в разрезах с телами диабазов, спилитов, реже риолитов и прослоями туфоконгломератов, туфогравелитов, известково-кремнистых и кремнистых сланцев.

По А.А. Кулешу (Туляганов и др., 1984), на северных склонах гор Султануиздаг свита имеет следующее строение (снизу вверх): 1) миндалекаменные "базальтовые порфириты" с прослоями диабазов, туфопесчаников и гравелитов — 250 м; 2) переслаивание "липарит-порфиров" и "базальтовых порфиритов" — 150 м; 3) переслаивающиеся "базальтовые порфириты" и их туфы, "андезитовые порфириты" и вулканомиктовые гравелиты — 100 м.

По О.И. Киму (1984), на холмах Беркуткала свита сложена, преимущественно, лейкобазальтоидными лавами (70%), кислыми субвулканическими породами (10%), туфами, туфогравелитами и туфопесчаниками (20%).

Как видно из изложенного, единого мнения о строении отдельных свит, образующих формацию, и количественном соотношении породных групп в ее составе нет.

Химический состав пород приведен в табл. 24. Они образуют последовательно дифференцированный ряд и относятся к категории лейкократовых высокоглиноземистых ($al' = 1,1-3,34$) вулканитов натриевой серии ($Na_2O/K_2O = 3,31-12,0$). Характерны, в целом, гомодромная последовательность извержений, "боуэновский тренд" эволюции и закономерное возрастание показателя глиноземистости от базальтов и трахибазальтов к дацитам и риолитам, что отражается и в увеличении роли плагиоклаза в составе пород.

Особенности строения состава пород, характерные черты разрезов формации в Султануиздаге, перемежаемость вулканитов с кремнистыми, карбонатными и терригенными прослоями и линзами свидетельствуют о преимущественно субаквальном типе вулканизма, протекавшего, вероятно, в прибрежно-морских условиях.

Габбро-перидотитовая формация представлена серией небольших (до 50×100 м) пласто- и линзообразных тел, выделяемых как нуратау-зирабулакский комплекс. Они образуют цепочки выходов вытянутые вдоль южного подножья хр. Южный Нуратау на 10 км, при ширине до 0,8 км и вдоль северных склонов Каратюбе-Зирабулак-Зиаздинских гор на 150 км, при ширине 15–20 км. Здесь известно около 30 тел сложенных преимущественно серпентинитами. Серпентиниты представлены хризотилловыми, хризотил-лизардитовыми, хризотил-антигоритовыми, реже антигоритовыми разновидностями. В них отмечаются порфирировидные выделения бастита и вкрапленность хромшпинелида. По петрографическим и петрохимическим критериям серпентиниты определяются как алогарибуритовые.

Габброиды встречаются редко. Обычно они превращены в габбро-амфиболиты и

амфиболиты; нередко приурочены к висячему боку серпентинитовых тел. Для них характерен апатит-ильменит-магнетитовый тип акцессорной минерализации.

Породы формации в различной степени катаклазированы и подвержены вторичным преобразованиям из них более проявлены: актинолитизация, карбонатизация, оталькование. Большинство исследователей относит породы формации к категории альпийотипных ассоциаций (Туляганов и др., 1984; Эволюция..., 1986).

Пикрит-габбро-диабазовая формация в Южном Тянь-Шане представлена породами северо-букантауского, осмонсайского, надирского, карачатырского, баубашатинского, ташрабатского и кайндинского комплексов.

Пикриты, пикрит-диабазы и габбро-диабазы слагают силлы или небольшие штоко- и дайкообразные тела, приуроченные к площадям развития осадочно-вулканоогенных свит девона и песчано-сланцевых отложений ордовика-силура-нижнего девона в зонах глубинных разломов. Они тесно ассоциируют с вулканитами вышеописанных формаций.

Породы надирского комплекса распространены на северном склоне Алайского хребта, где прослеживаются на протяжении 30 км от пос. Сартале до левобережья р. Сох. несколько групп мелких тел аналогичных по составу пород выделяется и в горах Карачатыр.

Пикриты, диабазы и пикродиабазы образуют мелкие секущие дайко- и штокообразные тела (до 20-60 м поперечнике), а также дифференцированные и недифференцированные силлы размерами от 100-200 м до 1-3 км по простиранию. Наиболее крупный из них — Надирский силл вытянут в субширотном направлении до 5,5 км при мощности от 100 до 500 м. Нижняя часть этого силла (100-300 м) на всем его протяжении сложена чередующимися полосами пикритов и апопикритовых серпентинитов, которые кверху постепенно, через пикродиабазы, сменяются меланократовыми, а затем и лейкократовыми габбро-диабазами.

Пикриты во многих телах представляют собой темно-зеленые или черные массивные породы с шаровой отдельностью. Составляют они из оливина (хризолит, 70-90%), титанистого авгита (3-15%), бурой роговой обманки (3-15%), сосюритизированного плагиоклаза (лабрадор-битовнит, до 2%) и биотита (до 2%), а также акцессорных минералов: титаномagnetита, апатита; реже встречаются ильменит, хромит, сфен, пирротин, пентландит. Из вторичных минералов характерны серпентин, тальк, хлорит, магнетит.

Габбро-диабазы верхних частей силлов обладают офитовой, пойкилоофитовой или диабазовой структурами и состоят из сосюритизированного лабрадора и авгита; в подчиненном количестве встречаются оливин, бурая и зеленая роговые обманки, биотит и титано-магнетит.

Баубашатинский комплекс объединяет силлы, дайки и небольшие штоки габбро-диабазов, габбро- и диабазов широко распространенные в горах Баубашата и в западном окончании Феганского хребта. Ю.Л. Семенов, Б.Ф. Бородаенко и др. (1970-1973) выделяют два участка их преимущественного развития: междуручье Шайдан-Сересу (Шайданская группа) и междуручье Карасу (восточная) — Каранкур (Уюнкурская группа).

На этих участках наряду с мелкими телами (до первых десятков метров) часто наблюдаются серии параллельных силлов, наиболее крупные из которых имеют протяженность 1,5-2 км при максимальной мощности 100-150 м.

Центральные части крупных тел сложены габбро- и габбро-диабазами, а краевые — более мелкозернистыми разновидностями. Иногда наблюдаются переходы от меланократовых пород, развитых в придонных частях силлов к лейкократовым разновидностям в висячем боку. Например, в Шайданском силле наблюдалась следующая последовательность пород: пикродиабаз (15 м), оливиновые габбро-диабазы (20-25 м), лейкократовые габбро-диабазы (до 50 м). Пикродиабазы этого тела состоят из

крупных выделений серпентинизированного оливина (60–65%) и мелкозернистой основной массы, сложенной титан-авгитом с подчиненным количеством плагиоклаза, бурой роговой обманки, биотита и титаномagnetита.

Среди пород комплекса преобладают мелко- и среднезернистые габбро-диабазы. Структура их габбро-офитовая участками в сочетании с пойкилитовой или диабазовой. Они состоят из лабрадора (60–70%), авгита (20–30%) и титаномagnetита (до 3%), иногда отмечаются зерна оливина, апатита и сфена.

Ташрабадская группа тел обнажается в западной части хр. Джангджир и в хребте Атбаша в верховьях саев Джинишке и Ташрабат.

Каиндинская группа тел распространена в хр. Иныльчек в бассейне р. Каинды.

В целом по составу, строению и возрасту сидлы и мелкие штокообразные тела этих ареалов близки между собой. В их составе выделяются габбро-диабазы, пикродиабазы, пикриты, аполитритовые серпентиниты.

На обоих участках отдельные тела габбро-диабазов прослеживаются на 2–3 км, но чаще имеют длину в первые десятки или сотни метров. Мощность их варьирует от 2–3 до 30–50 м. Реже отмечаются неправильной формы тела площадью до 0,5 км².

Большинство тел сложено габбро-диабазами, оливиновыми диабазами и диабазами. В дифференцированных сидлах наряду с габбро-диабазами и диабазами отмечаются пикродиабазы и пикриты, которые иногда образуют самостоятельные тела протяженностью от 30 до 100 м.

По составу породы ташрабадского и каиндинского комплексов в целом аналогичны вышеописанным.

Химический состав пород формации приведен в табл. 25.

Габбро-диорит-плагиогранитовая формация представлена породами зенгибобинского комплекса, развитого в западной части гор Султануздага.

В состав комплекса входят габбро, габбро-диабазы, диабазы, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, плагиогранодиориты, кварцевые альбитофиры и плагиограниты, образованные в гомодромной последовательности (Туляганов и др., 1984). Диориты, кварцевые диориты и гранодиориты слагают Зенгибобинский массив, часть Шейхджейлинского интрузива и образуют вытянутые в субмеридиональном направлении тела размером до 1,5×4,5 км. Диабазы, габбро-диабазы и габбро образуют маломощные (1–5 м) и небольшие по протяженности (до 300 м), пластовые тела среди вулканитов шейхджейлинской свиты. На высотах Джимуртас они встречаются в виде более крупных (от 0,1×1,3 до 0,35×1,8 км) линзообразных залежей. Кварцевые альбитофиры и связанные с ними плагиогранит-порфиры обычно залегают в виде дайкообразных тел протяженностью до 1,3 км.

Возраст пород комплекса определяется их связью с вулканитами ранее описанной шейхджейлинской свиты, с которыми по мнению почти всех исследователей Султануздага, они образуют единую вулканно-плутоническую ассоциацию. Эта связь обосновывается не только аналогиями в минеральном и химическом составех, но и пространственной сопряженностью пород, а по С.С. Шульцу (1972) и О.И. Киму (1984) — еще и одинаковым характером метаморфических и гидротермальных изменений.

Диорит-гранодиоритовая формация выделяется в северной части Зияэтдинских гор в объеме пород т.н. каракутанского "гранитоид-порфирового" комплекса. Здесь, в хр. Каратау, Кызбиби, Катармая, породы этого комплекса образуют субширотный дайковый пояс шириной до 5–6 км и протяженностью более 30 км. Дайки прорывают различные части разреза дислоцированных вулканогенно-осадочных отложений катармайской свиты, и, в свою очередь, вовлечены в более позднюю складчатость, что проявляется в наличии зон трещиноватости и изгибах даек по простиранию. Длина даек до 3 км, мощность отдельных тел достигает 30 м (в среднем 4 м).

Химический состав пород пикрит-габбро-диабазовой формации
Южного Тянь-Шаня (вес. %)

№ пп	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	Кол- ло анали- зов
1	44,60	2,29	14,69	6,23	7,46	0,17	7,43	6,94	3,43	0,74	0,34	5,32	99,64	3
2	39,15	1,10	7,46	1,90	14,28	0,21	21,96	5,39	0,68	0,52	0,15	6,45	99,25	2
3	45,68	1,99	14,99	2,98	9,95	0,17	6,92	8,80	3,06	0,40	0,24	4,34	99,52	2
4	47,22	0,95	16,33	2,77	5,50	0,32	7,77	12,46	2,60	0,30	0,13	3,39	99,74	11
5	38,67	0,46	5,25	4,19	7,42	0,17	31,85	3,27	0,29	0,15	0,05	7,84	99,61	17
6	40,25	0,84	5,78	3,72	10,04	0,19	26,67	4,95	0,68	0,19	0,16	6,02	99,49	8
7	45,95	1,93	14,05	1,51	10,18	0,18	8,50	10,09	2,66	0,65	0,12	3,88	99,70	6
8	41,01	1,41	6,19	2,78	9,50	0,23	26,13	3,46	0,14	0,12	0,08	8,30	99,35	2
9	46,21	2,20	16,39	2,34	10,18	0,20	5,68	9,67	3,50	0,63	0,22	2,77	99,99	5
10	38,30	1,02	5,62	4,31	10,88	0,22	26,53	3,66	0,26	0,15	0,10	8,45	99,50	2

Примечание. баубашатинский комплекс: 1-3: Шайданская группа: 1 -- габбро-диабазы; 2 -- пикрит-диабазы; 3 -- габбро-диабазы, Уюрминской группы тел. Надирский силл (4,5): 4 -- габбро-диабазы; 5 -- пикриты и апопикритовые серпентиниты; 6 -- пикриты Карачатырской группы. Ташрабедский комплекс (7,8): 7 -- диабазы и габбро-диабазы; 8 -- апопикритовые серпентиниты. Каиндинский комплекс (9-10): 9 -- габбро-диабазы; 10 -- апопикритовые серпентиниты.

По данным З.А. Юдалевича, Ф.К. Диваева, С.А. Козлова и др. (Туляганов и др., 1984) комплекс образован следующими генерациями даек: 1) биотитовые и амфибол-биотитовые гранодиорит-порфиры, переходящие в центральных частях крупных тел в порфировидные гранодиориты, 2) амфибол-биотитовые порфировидные гранодиориты и биотитовые гранодиорит-порфиры, 3) гранат-амфибол-биотитовые гранодиорит-порфиры и кварцевые диориты, 4) амфибол-биотитовые диориты: монцодиориты и кварцевые монцодиориты, 5) спессартиты, везизито-спессартиты, керсантито-спессартиты.

Возраст пород формации по геологическим данным определяется как послераннедевонский. Единичные определения абсолютного возраста (309–347 млн. лет, калий-аргоновый метод; амфибол, биотит; ВСЕГЕИ) соответствуют хронологическому рубежу между каменноугольным и девонским периодами. Однако, учитывая "доскладчатый" характер даек и широко распространенные явления "омоложения" возрастов в случае калий-аргоновых датировок, предполагается, что возраст пород формации соответствует ранним стадиям позднедевонской эпохи.

РЕЗЮМЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Итак, приведенный в предыдущих разделах геолого-петрографический материал позволяет сформулировать основные части девонского магматизма и на этой основе реконструировать главные геодинамические обстановки.

Во-первых, следует считать доказанным существование в это время двух принципиально разных провинций: а) континентального магматизма (Северный Тянь-Шань и его юго-западные отроги) и б) океанического (Южный Тянь-Шань). В тектоническом (палеогеодинамическом) отношении речь может идти о Туркестанском палеоокеане и его северном обрамлении. Во-вторых, все магматические формации Северного Тянь-Шаня образуются в наземных условиях, локализованы в системе разнообразных и разнонаправленных рифтов (грабены, грабен-синклинали). Они характеризуются тесной генетической связью и интрузивной и вулканической формами магматизма с образованием серии вулканоплутонических ассоциаций. Недостаток петрографо-геохимических данных пока не позволяет развить этот тезис, но геодинамическими данными они доказываются однозначно. Девонские формации представляют собой в целом гомодромные, протяженные по SiO_2 — последовательно дифференцированные совокупности пород, что составляет одну из фундаментальных черт окраинно-континентального и внутриплитного магматизма.

В третьих, девонские континентальные формации относятся к известково-щелочной, шошонитовой и латитовой сериям. Наиболее выразительны в этом отношении породы кольбашинской свиты. Удельное значение каждой из этих серий пока остается недостаточно исследованным. Предварительные и весьма скромные петрографические и геохимические наблюдения и аналогии с другими регионами позволяют предполагать существенное значение последней шошонит-латитовой серии.

Северный Тянь-Шань в девоне, с нашей точки зрения, представляет собой крупный ареал внутриконтинентального (внутриплитного) магматизма. Его место среди структур Тянь-Шаня остается пока не очень определенным. Есть все основания считать, что этот ареал — продолжение гигантского Казахстанского пояса девонского вулканизма (А.А. Богданов), но и не исключено, влияние погружения океанической коры Туркестанского палеоокеана, которой в это время начинает сокращаться.

Магматические процессы в Южном Тянь-Шане теснейшим образом связаны с развитием Туркестанского палеоокеана и Катармай-Янгюбского палеорифта.

Геодинамические реконструкции девонского этапа (в некоторых случаях поздний силур-девонского) исходят из выделенных выше двух типов магматизма.

Анализ строения и состава осадочных и магматических комплексов позволяет

*Рис. 30. Принципиальные
схемы распространения
(а) и габдинами-
ки (б) Тянь-Шаня к
концу девона.*

*Условные обозначения:
1,3 – ареалы девонского
континентального вул-
канизма; 2 – ареалы де-
вонского океанического
и рифтового вулканизма;
4 – Киттармай-Ягноб-
ский рифт; 5 – шельф
Туркестанского палеооке-
ана; 6 – зона Бенъоффа.*

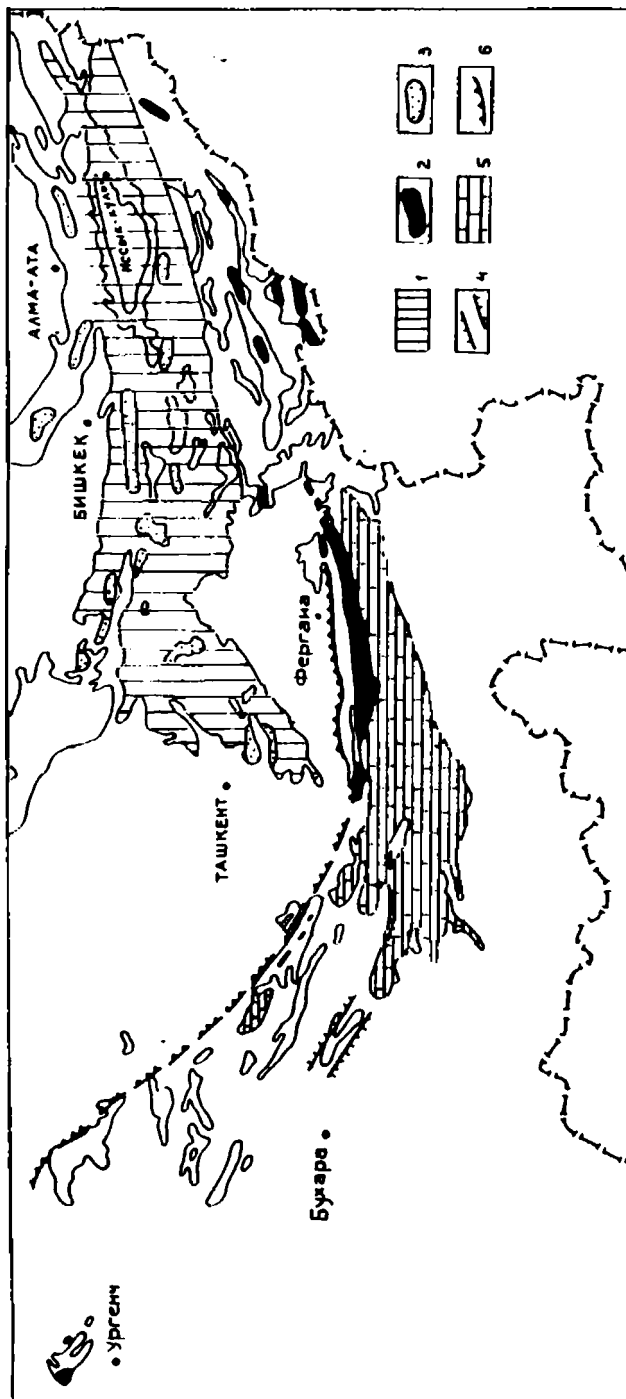
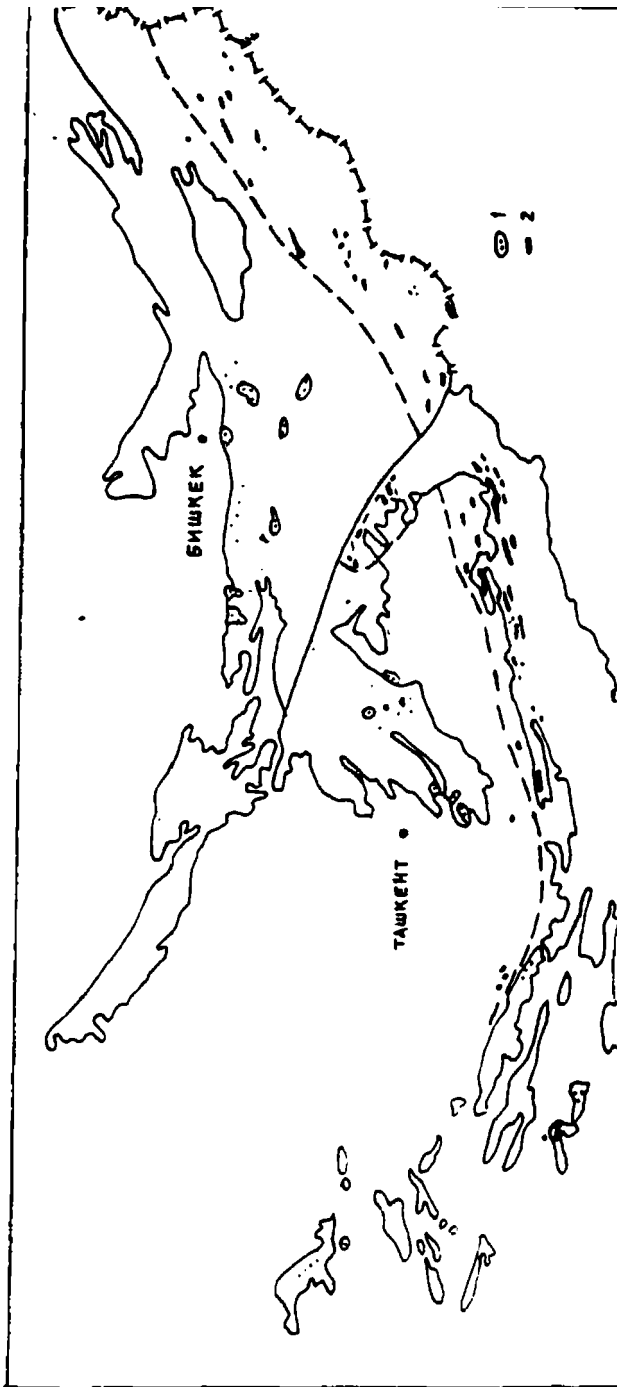


рис 30 а



сделать следующие выводы о тектонической обстановке исследуемого региона в раннедевонское время (рис. 30). В пределах Северо-Казахстано-Киргизского микроконтинента формируются известково-щелочные и субщелочные формации, в ассоциации красноцветными молассоидными образованиями.

Для магматических образований характерны проявления базальт-андезит-дацит-риолитовой (альмерекская, баркольская свиты) и габбро-сиенитовой формаций. А в более южных районах Северо-Казахстано-Киргизского микроконтинента в пределах Сарыджаского района проявляется вулканогенная формация калиевых щелочных базальтов — трахитов (кольбашинская свита).

В это время продолжается расширение Туркестанского палеоокеана за счет раздвижения Северо-Казахстано-Киргизского и Алайско-Таджикского микроконтинентов. В пределах континентального склона и шельфа Алайско-Таджикского микроконтинента формируются различные типы разновозрастных осадков.

В континентально-склоновой части южного микроконтинента, куда входили районы Букантау, Тамдытау, Южного Нуратау, Мальгузар, Чумкуртау, Туркестанского и Алайского хребтов, накапливались относительно глубоководные, батиальные образования, представленные переслаивающимися глинистыми, кремнистыми, известковистыми и вулканогенными осадками. Для них свойственен в основном тонкий первичный материал. Шельфовая часть, включающая районы Кульджуктау, Зирабулакских гор, Зарафшанского и Гиссарского хребтов, отличается развитием карбонатных осадков, сложенных органогенными, органогенно-детритовыми известняками и доломитами. В более южных районах Алайско-Таджикского микроконтинента (Гиссаро-Зарафшанская горная система) также формировались мелководные карбонатные осадки.

Отложения континентального склона и шельфа Северо-Казахстано-Киргизского микроконтинента не сохранились. Они, видимо, уничтожены пододвиганием океанической коры Туркестанского палеоокеана на север под Северо-Казахстано-Киргизский микроконтинент в раннем девоне. Результатом процесса субдукции, вероятно, является пояс вулканогенных пород базальт-андезит-риолитовой формации (бандская, мустукская, арчакоушская, катрангшская свиты) вдоль южной окраины Северо-Казахстано-Киргизского микроконтинента и расположенный южнее олистостромовый комплекс, представленный линзами и блоками докембрийских образований кокпатаской и тасказганской свит, запечатанных в терригенном матриксе пестрого бесапана. В результате скупивания на поверхность терригенных образований ордовика последовательно надвинуты друг на друга средне-кембрийская живачисайская свита и карбонатные, карбонатно-терригенные отложения верхнего силура — нижнего девона.

Латеральные изменения нижнедевонского магматизма от южной окраины вглубь Северо-Казахстано-Киргизского микроконтинента выглядят следующим образом: интенсивность и размах раннедевонского вулканизма резко возрастает вглубь микроконтинента, что выражается в увеличении мощности отложений, большим разнообразии пород, появлении их плутонических аналогов и, кроме того, в возрастании в составе пород доли K_2O . В целом, эти проявления магматизма наводят на мысль о том, что Северо-Казахстано-Киргизский микроконтинент в раннедевонское время вступает в режим континентального рифтогенеза, разрушающего и усложняющего как древнюю, так и вновь созданную кору континентального типа.

В осевой части Туркестанского палеоокеана продолжается мощный базальтовый вулканизм (яшская, араванская, баткентская свиты), представленный породами формации натриевых базальтов и тесно сопряженной с ней пикрит-габбро-диабазовой формацией (каиндинский, ташрабатский, баубапатинский и др. комплексы). Эти формации свидетельствуют о расширении океана.

Магматические проявления Катармай-Ягнобского палеорифта представлены оливин-щелочно-базальтовой формацией (часть катармайской свиты и ее анало-

гов). В нее, видимо, входят только метабазалты и сопровождающие их рассланцованные дайки диабазов. Катармай-Ягнобский палеорифт располагается в пределах континентальной окраины атлантического типа в шельфовой части Алайско-Таджикского микроконтинента.

Таким образом, в позднее силур-раннедевонское время расширяется Туркестанский палеоокеан, разделивший Северо-Казахстано-Киргизский и Алайско-Таджикский микроконтиненты и формируется Катармай-Ягнобский палеорифт. Палинспастические реконструкции (рис. 31) показывают положение Северо-Казахстано-Киргизского микроконтинента, занимающего 40° с. ш. и Алайско-Таджикского между 20° и 30° с. ш. Активная континентальная окраина в раннем девоне размещалась на юге Северо-Казахстано-Киргизского микроконтинента, где и намечается субдукционная зона, прослеживаемая на юго-запад в пределы Урала.

В Д2-3 в пределах Северо-Казахстано-Киргизского микроконтинента в грабенообразных прогибах продолжают формироваться континентальные известково-щелочные, субщелочные серии пород. На территории Муюнкумо-Наратской, Чилик-Кеминской, Киргизско-Терской, Талассо-Каратауской зон — трахибазальт-трахиандезитовая и риолит-трахириолитовая (аральская и талдысуйская свиты), лейкогранитовая (джилисуйский, чанкызылсийский комплексы) и гранит-граносиенитовая (Чимбулакский массив) формации. В Туркестанском палеоокеане, разделившем два микроконтинента — Северо-Казахстано-Киргизский и Алайско-Таджикский, продолжают накапливаться глубоководные вулканогенно-глинисто-кремнистые осадки.

В пределах континентального склона Алайско-Таджикского микроконтинента (Туркестанский, Алайский хребты, Северной Нуратау) отлагались глинисто-кремнистые образования, составляющие "конденсированные" разрезы ташатинского типа, входящие в состав шаланской свиты и отвечающие по возрасту верхнему силуру — нижнему карбону.

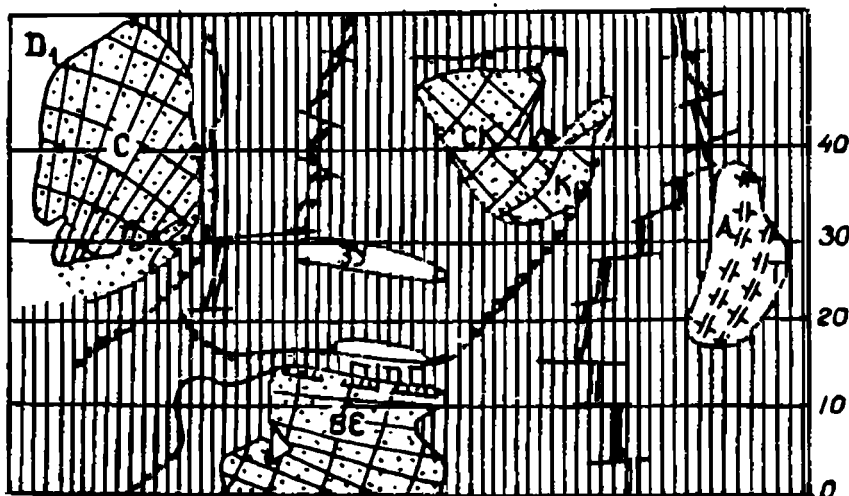


Рис. 31. Палинспастические реконструкции Тянь-Шаня для Д1.
Условные обозначения см. на рис. 28.

На шельфе (Кульджуктау, Зирабулак-Зиаэтдинские горы) формировались мощные карбонатные отложения среднего девона — нижнего карбона, широко разлитые на территории Южного Тянь-Шаня.

На южной окраине Северо-Казахстано-Киргизского микроконтинента в шельфовой зоне происходило формирование карбонатных отложений с конца среднего девона по нижний карбон. Во внутренних регионах микроконтинента, на площади Майдантальского, Пскемского, Саудаланского, Чаткальского хребтов отложения среднего девона отсутствуют. Разрез начинается красноцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами, кварцевыми песчаниками франского яруса верхнего девона, которые вверх по разрезу сменяются разностойкими известняками фаменского и турнейского яруса. Видимо, это более приподнятая часть микроконтинента и осадконакопление осуществлялось, преимущественно, в мелководных замкнутых водоемах.

Остальная территория Северо-Казахстано-Киргизского микроконтинента в это время испытывает эпиплатформенный режим, ведущей тенденцией которого является образование равновеликих горстов и грабенов, в которых накапливаются красноцветные и солончатые континентальные образования. Они сопровождаются излиянием трахибазальт-трахиандезитовой (аральская свита) и риодит-трахириолитовой (талдысуйская свита) формаций, а также внедрением интрузивных образований — лейкогранитовой формации. При этом в жестких блоках, Муюнкумо-Наратский микроконтинент, процессы магматизма более интенсивны и длительны, тогда как в зонах, замкнувшихся в силуре, магматизм развит слабее.

КАРБОНОВЫЙ МАГМАТИЗМ И ЛАТЕРАЛЬНЫЕ РЯДЫ ФОРМАЦИЙ

Карбон — второй после ордовика-силура отрезок времени — период мощного проявления вулканических и плутонических процессов, связанных со становлением структуры Южного и Срединного Тянь-Шаня. Для рассматриваемого этапа свойственны следующие черты:

а) смещение ареалов магмообразования к югу, в пределы юго-западных отрогов Северного и Южного Тянь-Шаня;

б) проявление полного цикла гранитообразования от плагиогранитов до калиевых гранитов включительно. Он характеризуется всем многообразием проявления гранитоидов различной фациальности, состава и типов;

в) вертикальные ряды карбоновых формаций указывают на широкое разнообразие имевшихся в это время геодинамических обстановок: океанических (Южный Гиссар, Байсунская зона), коллизионных (центральная часть Южного Тянь-Шаня), активных окраин и рассеянного рифтогенеза. Вертикальные ряды формаций характеризуются различной протяженностью и сложностью. Наиболее сложные и удлиненные ряды формаций свойственны активным окраинам (Кураминская зона), коллизионным зонам Южного Тянь-Шаня.

Общая схема последовательности магматических формаций отражена в таблице 25.

1. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

В рассматриваемую эпоху вулканизм в пределах Тянь-Шаня проявился непоследовательно. Главными его ареалами являются юго-западные отроги и южный склон Гиссарского хребта (ареал "океанического" базальтоидного и кислого вулканизма) и Кураминская зона — ареал континентального и рассеянно-рифтового вулканизма. Вместе с тем для этого времени характерны отдельные вспышки вулканизма в Тамдытау, Нуратау и Южной Фергане (С1), но не они определяют специфику этого процесса. В других регионах и провинциях рассматриваемого региона вулканизм проявлен в крайне угнетенных масштабах или отсутствует вовсе. Авулканичность подобных регионов обсуждалась нами в литературе (Далимов, 1986, 1990) и будет рассмотрена далее. Описание формаций начнем с раннекарбоновых их аналогов. Необходимо отметить, что карбоновый магматизм принадлежит к достаточно хорошо исследованным объектам, поэтому дальнейшее описание будет носить обзорный характер. Оно базируется на материалах З.А. Юдалевича, П.Т. Азимова, И.Х. Хамрабаева (по Южному Тянь-Шаню), авторов, В.П. Коржаева, Р.Г. Юсупова по Срединному Тянь-Шаню.

Липаритовая формация. Основной ареал распространения формации юго-западные отроги Гиссарского хребта (Байсунская зона), где она впервые была выделена Т.Н. Далимовым в 1966 г. В пределах Южного Тянь-Шаня площади развития формации закономерно приурочиваются к зонам с выходами древнего докембрийского субстрата. Так, в центральной и северной части Южного Тянь-Шаня породы формации не известны (Букантау-Карачатыр-Алайский палеорифт, Туркестанский палеоокеан). К югу, на северных склонах Гиссарского хребта продукты раннекарбоновых кислых вулканитов известны в составе пушневатской свиты, басс.

Схема корреляции карбоновых магматических формаций Среднего и Южного Тянь-Шаня

Юго-Западные отроги Сев. Тянь-Шаня										
	Сарыджасский блок		Хр. Нарынтао, Джетымтао		Чаткальский хр. хребты Пскемский, Сандалашский		Кураминский хр. юго-зап. отроги Чаткала, г. Каржантау, Моголтау		г. Букантау, Тамдытау, хр. Нуратау, Карачатыр, Ю Фергана	
	вулканические	плутонические	вулканические	плутонические	вулканические	плутонические	вулканические	плутонические	вулканические	плутонические
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
C3		Монцит сиенитовая (Кенсуйский, Адыргорский м-ны, 280-304 млн. лет)				Габбро-диорит-гранитовая (C3; 293-295 млн. лет, Алмасайский, Кызылгорский м-в)		Гранодиорит-гранитовая (куюндинский к-с)		Гранодиорит-гранитовая (шуровский к-с C3, 265+10 млн. лет K-Ag)
C2		Габбро-диорит-гранодиоритовая (теректинский к-с)		Габбро-диорит-гранодиоритовая Сокулукско-журнакский к-с; 317 млн. лет)		Габбро-диорит-гранодиоритовая (C2 310 млн. лет чаткальский к-с)	Трахиандезит трахидиоритовая (C2-3 диоритовая акчинский к-с 299-310 млн. лет Rv-Sr)	Габбро-диорит-гранодиоритовая (C2; 299-310 млн. лет K-Ag; Rv-Sr карамазарский к-с)		
C1						Габбро-монцит-сиенитовая (C1-2; 304 млн. лет Текешский м-в)	Габбро-монцит-сиенитовая (минбулакский к-с; 310 млн. лет Rv-Sr)	Габбро-монцит-сиенитовая (C1-2 280-312 млн. лет алмалыкский к-с)		
							Габбро-перидотит-анортитовый (C1-2)	Габбро-перидотит-анортитовый (C1-2)		

хр.Зарафшанский, Алайский		Ц.Кызылкумы (Ауминзатау) Туркестанский хр.		Южный Тянь-Шань		Южные склоны Гиссарского хр.		Юго-Запад.отроги хр. (Сурхантау, Байсунтау, Чакчар)	
вулканические	плутонические	вулканические	плутонические	вулканические	плутонические	вулканические	плутонические	вулканические	плутонические
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
	Гранодиоритовая (С3; 267+12; К-Аг Центрально-Кульджуктауский, Зирабулак Каратюбинский)		Гранодиорит-гранитовая (С2-3; 282млн.лет ягнобский к-с)				Гранитовая (хурсантагский С3) Адамелит-гранитовая (С3; гиссарский)		
	Габбро-диорит-гранодиоритовая (С2; 310+10млн.лет кульджуктауский, палонский к-сы)		Габбро-диорит-гранодиоритовая (310+320 млн.лет С2)		Диорит-гранодиорит-моцонитовая (С2; палонский к-с, 322+10 млн.лет)	Базальт-андезит дацитовая (С2) шинарская, шамольская, зоркульская, св.)	Монодиорит-гранодиорит-граносиенитовая (С2, мацитлинский к-с)		Диорит-гранодиорит-гранитовая (С2 Синауский к-с)
						Базальт рнотитовая (С1) каратагский к-с)	Габбро-диорит-гранитная (С1-2; Ширкентский, Иосский м-ны)	Трибазаальтовый (С1-2?) Ходжирбулакский к-с Дипаритовая С1 вахшиварский к-с; 316 млн.лет)	Габбро-диабазовая (С1; гр.Уолсах)

р. Сангикор и Комароу. В юго-западных отрогах Гиссарского хребта обшия площадь развития формации составляет 850–900 км². С учетом закрытых территорий она оценивается в 1800–1700 км². Таким образом, можно утверждать, что основные ареалы формации приурочены к северному борту Байсунского микроконтинента.

Возраст формации визе-серпухов (C1^{v-s}), что доказывается разнообразным комплексом фауны (Бенш, 1965 и др.). Абсолютный возраст липаритов из басс. р. Вахшивар составляет 316–320 млн. лет.

В тектоническом отношении рассматриваемая формация является доорогенной и локализована в системе кольцевых вулcano-тектонических депрессий, обрамляющих центральное докембрийское ядро Байсунского микроконтинента.

Петрофонд формации следующий: кислые вулканы (липариты, их туфы и другие пирокластические аналоги) составляют 72–60%, базальты — 2–5%, андезиты и их пирокластические аналоги составляют 4–5%. Пирокласты преобладают над субвулканическими телами и для формации характерен довольно высокий индекс эксплозивности (E = 60–70%). Строение разрезов, характеристика центров извержений и подробное описание состава формации рассмотрено нами в специальной работе (Далимов, 1981), поэтому мы на них не останавливаемся. Следует только подчеркнуть важнейшие черты состава формации. Во-первых, для пород эксплозивной фации свойственно наличие градационной слоистости, ритмическая стратификация пирокластического материала, отсутствие типоморфных для наземных кислых вулканитов — игнимбритов, наоборот, широкое развитие туфовых турбидитов. Во-вторых, среди пород формации широко распространены разнообразные фтаниты, яшмоиды и известняки с толстостенной фауной, указывающей на условия мелководного седиментогенеза. Эти черты формации, вместе взятые, однозначно свидетельствуют о субаквальных (субмаринных) условиях ее образования.

Для петрографического состава формации свойственны свои специфические особенности, которые вкратце сводятся к следующему: для вулканитов формации характерны простые парагенезисы вкрапленников (Q – P1 – Ksp), отсутствие или крайне слабое развитие гидроксилсодержащих минералов (Bi, Amph), отсутствие магнетита или крайне низкое его содержание, выделяющегося последним. Кроме того, следует обратить внимание на широкое развитие скуднопорфировых, афировых, стекловатых, сферолитовых структур, бипирамидальные формы кварца и др. Все это вместе взятое указывает на известную "сухость" или маловодность исходных магм, их бедность летучими, чем они и отличаются от своих наземных вариантов.

Химический состав основных типов пород рассматриваемой формации приведен в таблице 26, из которой видно, что она представляет собой довольно однородную группу пород. По специфике состава, рассматриваемая формация близка к кислым вулканитам девона Рудного Алтая, к среднедевонским вулканитам Урала.

Эволюция состава формации иллюстрируется на рис. 32, на которую нанесены составы субвулканических и экструзивных пород, не затронутых процессами альбитизации (Ширтский, Дибалинский, Кызылдаринский куполы и др.). На этой диаграмме видно, что для ранних стадий вулканической деятельности свойственен широкий разброс фигуративных точек в координатах Ab – Q – Or, а породы поздних стадий образуют довольно компактный рой точек в зоне анхизтектической трога.

Соотношение щелочных металлов в породах формации несколько нарушено. В большинстве проб (58–60%) оно >1, а в 40% K₂O > Na₂O. Среднее содержание K₂O в породах формации варьирует от 1,90 до 3,55%, а в субвулканических — достигает и 6–8%.

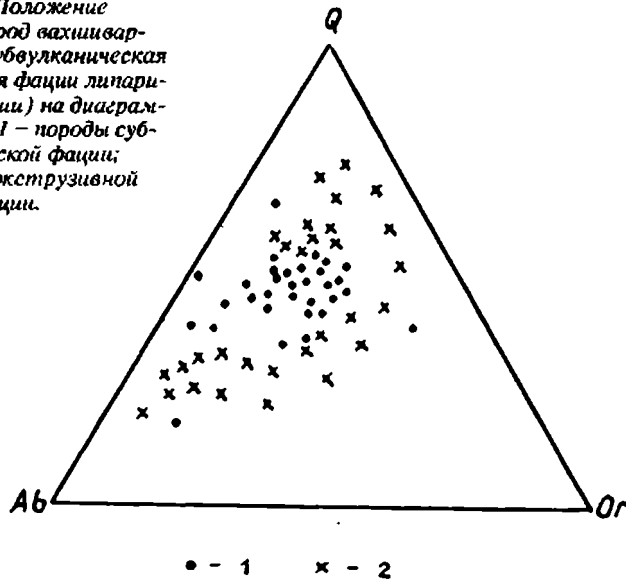
Трахибазальтовая формация в юго-западных отрогах Гиссарского хребта понижается в объеме ходжирбулакской свиты, впервые выделенной Е.М. Головиным. Ареалы развития данной формации крайне ограничены: окрестности Сурхантау-

Средний химический состав пород липаритовой формации Северного борта Байсунского микроконтинента (Далимов, 1981)

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	75,85	74,21	64,11	72,46	76,4	71,93	70,80
TiO ₂	0,12	0,10	0,52	0,20	0,03	0,3	0,25
Al ₂ O ₃	13,55	14,09	17,61	14,82	12,45	13,73	12,4
Fe ₂ O ₃	1,40	0,59	1,18	0,81	1,08	1,62	1,8
FeO	1,50	1,32	3,16	1,48	1,80	2,06	2,57
MnO	0,02	0,03	0,10	0,02	0,03	0,07	0,05
MgO	1,13	0,73	1,76	0,19	1,38	1,39	2,37
CaO	1,0	2,15	4,4	2,0	1,45	2,82	2,52
Na ₂ O	2,72	3,37	3,68	2,43	3,5	3,42	3,34
K ₂ O	2,10	1,90	2,27	3,55	3,04	3,56	1,32
SO ₃	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,46	0,28	0,54	0,19	0,52	-	2,06
	99,86	99,42	99,96	99,28	99,31	99,8	99,32

Примечание: 1 — среднеобломочные туфы липаритов (n = 19); 2 — мелкообломочные литокластические туфы липаритов (n = 21); 3 — покровы андезитодацитов (n = 4); 4 — среднее по субвулканическим липаритам, гранит-порфирам (слабоальбитизированные разности, n = 35); 5 — аполипаритовые кв. кератофиры (n = 23); 6 — средневзвешенный состав формации; 7 — средневзвешенный состав липаритовой формации Рудного Алтая (Кузевный, 1975).

Рис. 32. Положение составов пород вахшиварской свиты (субвулканическая и экструзивная фации липаритовой формации) на диаграмме Ав-Q-Or: 1 — породы субвулканической фации; 2 — породы экструзивной фации.



Дималекской рифтовой структуры (басс. рр. Бадава, Аксу-су, Вахшивар на юге хр. Сурхантау). Возраст формации определяется Ф.Р. Бенш, как серпуховский (С1). Разрезы формации, составленные нами в басс. р. Аксу-Бадава представлены на рис. 33.

басс р Аксу Водораздел
Бадова-Вахшивар

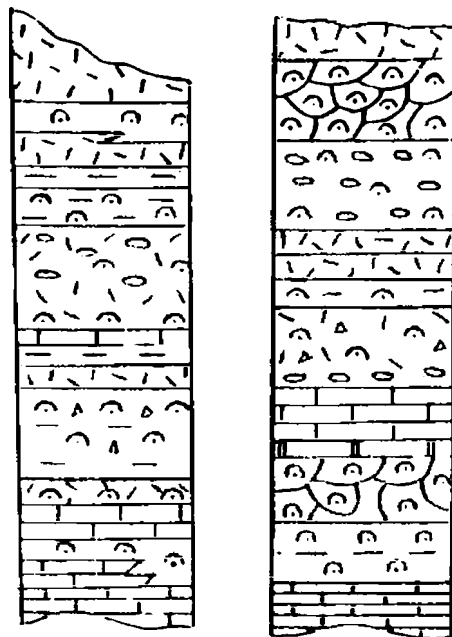
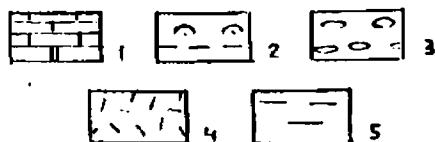


Рис. 33. Схема строения разрезов трахибазальтовой формации (юго-западные строгги Гиссарского хребта (С¹) (Далимов, 1968-70).

Условные обозначения:

- 1 - известняки мраморизованные, доломитированные;
3 - бомбовые горизонты трахибазальтов;
4 - туфы средне-мелкообломочные, отсортированные;
5 - лавы трахибазальтов с шаровой отдельностью;
6 - горизонты кремнистых пород.



Общая мощность разрезов данной формации колеблется от 300 до 600 м. В ее составе выделены породы эксплозивной, эффузивной и экструзивно-субвулканической фаций (Далимов, 1971).

Мелко-среднеобломочные туфы трахибазальтов представляют собой породы коричневого цвета с многочисленными обломками пород фундамента и осколков минералов. Туфобрекчии базальтов образуют неправильные тела, дайкообразные залежи и, вероятно, соответствуют эксплозивным фациям рассматриваемой формации. Они состоят из разнообразных обломков, сцементированных хлоритизированным и эпидотизированным мезостазином.

Покровы лав трахибазальтов сложены афировыми и порфирированными, часто миндалекаменными трахибазальтами с отчетливой шаровой отдельностью. Обращает на себя внимание распределение миндалин в отдельно взятых покровах. Так, основание покровов обычно сильно насыщено миндалинами (100-110 шт. на 1 м²).

размером 1,5–2 см в поперечнике. В их средней части количество миндалинов сокращается до 60–70 шт. на 1 м², а в верхних частях они полностью исчезают, что однозначно указывает на вторичную их дегазацию в процессе остывания. Вкрапленники трахибазальтов состоят из лейст альбитизированного глаукоклаза и пироксена и амфибола, погруженного в хлоритизированный, эпидотизированный мезостазис.

Химизм рассматриваемых пород слабо исследован. В нашем распоряжении имеются два анализа (см. ниже).

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	S
Трахиба- зальт (р.Ал-Су)	48,45	1,21	17,95	3,01	6,37	0,15	4,48	9,54	1,39	3,03	99,86
	43,51	0,87 0,91	15,39 16,63	2,89 3,21	3,54 4,05	0,21 0,12	7,00 3,42	10,13 5,91	1,31 4,80	4,50 0,96	98,96

Сравнение приводимых данных с существующими стандартами (И-метр) указывает на удовлетворительную сходимость с субщелочными базальтами рифтовых зон. Имеющиеся данные позволяют отметить довольно высокую щелочность (при Na₂O>K₂O), с чем вероятно связано наличие нормативного нефелина (З.А. Юдаевич, 1984), низкую титанистость и магнезиальность.

Формация калиевых базальтов-трахитов понимается нами в объеме уинской свиты или уинского осадочно-вулканогенного комплекса. Ареал развития данной формации сосредоточен в горах Каржантау (р. Уясай, Дудесай, Джегирген-сай, Донгуз-Терак), Чаткальском хребте (Терекли, Бельдерсай, г. Большой Чимган, верховья Кара-арчи) (рис. 34). В тектоническом отношении формация приурочена к узким линейным грабням, которые проходят по границе Чаткальской и Кураминской зон (Тереклинский рифт). По существу, появление формации — это начало индивидуализации двух самостоятельных структурно-формационных зон: Чаткальской и Кураминской. На рис. 34 показаны основные ареалы развития формации по В.П. Коржаеву (1989), из которой видно, что в ее размещении основную роль играла, вероятно, система Кумбель-Угамских расколов. Ареал развития формации достаточно расплывчат и охватывает, в основном, северную часть Кураминской зоны (г. Каржантау) и на юге в Чаткальском и Кураминском хребте она исчезает. В ряде последних работ В.П. Коржаев включает в состав формации и даубабинскую свиту, тела сиенитов Бадама и других районов Таласского хребта, что пока не нашло геологических и других геохронологических доказательств (рис. 34).

Возраст ее серпухов — нижний башкир (С₁ – С₂), что доказывается комплексом разнообразной фауны и флоры (Васильковский, 1952; Туляганов, Яскович и др., 1984). Петрофонд формации представлен разнообразными карбонатными, карбонатно-терригенными, терригенными образованиями, что подчеркивалось всеми предыдущими исследованиями. Объем вулканитов в их составе переменный от 10% до 45–50% (в окрестностях центров извержений). Палеовулканологические реконструкции, проведенные В.П. Коржаевым показывают, что в настоящее время сохранились три центра извержения: а) на слиянии р. Майдантал и Терекли; б) в юго-восточной части г. Большой Чимган и в) хр. Каржантау.

Последний К.А. Рахмановым относится к поздней перми (Рахманов, 1971). Вулканогенные образования приурочены к верхней части разрезов и могут быть подразделены на три фации: эффузивную, эксплозивную и экструзивно-субвулканическую.

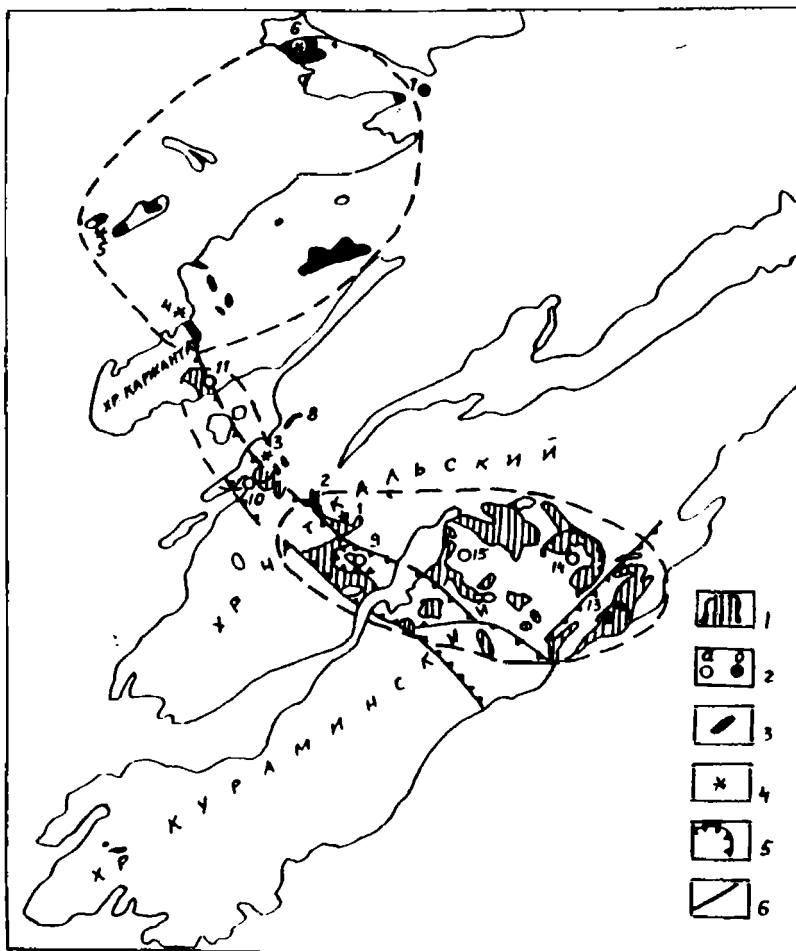


Рис. 34. Схема распространения пород формации калиевых базальтов-трахитов и трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой (C^{6}) формации (по В.П. Коржеву, 1988).

Трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая формация: 1 – лавово-широко-ластические породы; 2 – центры извержений: достоверные (а), предполагаемые (б), формация калиевых базальтов-трахитов; 3 – вулканогенно-осадочные породы; 4 – центры извержений: достоверные (а) и предполагаемые (б); 5 – кальдеры, депрессии; 6 – разломы, центры извержений (цифры на рис.): 1 – Кошмансайский, 2 – Тереклинский, 3 – Чимганский и Уинский; 5 – Фогелевский; 6 – Даубабинский; 7 – Джалггызурюкский; 8 – Ангренский; 9 – Каракушский; 10 – Нурека-тинский; 11 – Курганташский; 12 – Шавуркольский; 13 – Сандаганский; 14 – Булакбашинский; субвулканы: 15 – Ирису-Каидинский; 16 – Пальтау-Кулосынский.

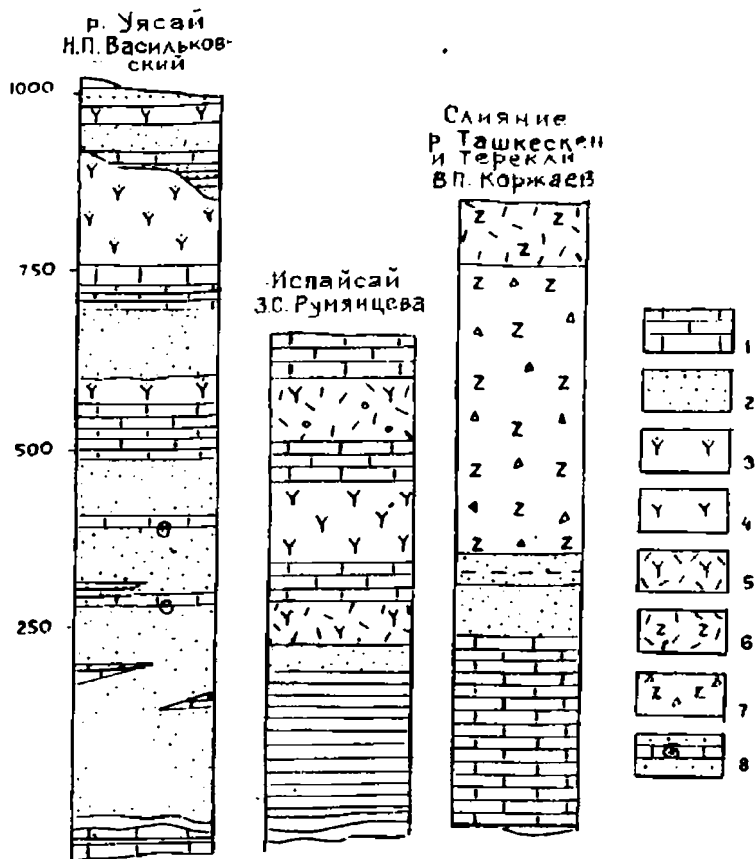


Рис. 35. Схема строения разрезов трахибазальтовой формации (уйский комплекс): 1 – известняки битуминозные, мраморизованные; 2 – ритмично чередующиеся алевролиты, аргиллиты, туфопесчаники, песчаники; 3 – трахиандезиты, трахиандезитобазальты; 4 – трахиандезиты, трахиты; 5 – туфы трахиандезитов; 6 – трахибазальты и их туфы; 7 – лавобрекчии, туфобрекчии трахибазальтов; 8 – места отбора фауны.

Покроны в составе формации встречаются редко и представлены лавами и кластолавами трахибазальтов. По В.П. Коржаеву (1984) первые образуют два покрова общей мощностью около 300 м в окрестностях Тереклинского палеовулкана. Кластолавы, агломератовые брекчии состоят из многочисленных осколков трахибазальтов, трахиандезитов, пород фундамента, сцементированных трахибазальтовым цементом.

Вкрапленники в трахибазальтах представлены плагноклазом нескольких поколений, состав которого колеблется от An_{10-15} до An_{60-65} , пироксеном ($-2V = 48-50^\circ$; $Ng-Np = 0,008-0,0015$; $Ng-1,705$ 37% $FeSiO_3$, что соответствует энгерстену).

Оливин (?) во вкрапленниках нацело разложен (серпентинизирован).

Наряду с трахибазальтами, в составе лужровных фаций выделяются роговообманковые и плагиоклазовые разновидности.

Среди пород субвулканической фации, которые в литературе известны как "интрузивные порфириды", следует отметить серию тел вокруг горы Б. Чимган, басс. р. Бельдер и Нурек-Ата. Они рвут визейские известняки и, в свою очередь, прорваны среднекарбовыми гранодиоритами г. Большой Чимган. В целом, они соответствуют субщелочному трахиандезитобазальту и состоят из вкрапленников плагиоклаза нескольких генераций (до 4-х), разложенных амфиболом и биотитом. В единичных случаях установлены оптические свойства $C:Ng = 18-22^\circ$, $2 - -78^\circ$; $Ng - Np = 0,015-0,017$, что соответствует уральской роговой обманке.

Усредненный химический состав пород приведен в таблице 27, из которой видно, что в составе пород равноправно сосуществуют субщелочные базальтоиды и трахиты. Кроме того, следует обратить внимание на довольно высокую глиноземистость пород ($Al_2O_3 = 17 - 20\%$), что, в первую очередь, связано с широким развитием в составе формации плагиоклазов, поэтому с полным основанием их можно было бы назвать высокоглиноземистыми базальтоидами. Высокая калиевая щелочность, вплоть до появления нормативного нефелина или лейцитита (?) и, наконец, положение фигуративных точек рассматриваемых пород на классификационной диаграмме $K_2 - SiO_2$ позволили ряду исследователей относить рассматриваемые породы к латит-шошонитовому ряду.

Выше нами была рассмотрена группа раннекарбовых, а в строгом понимании визе-серпухов-раннебашкирских вулканогенных формаций, приуроченных к краям Байсунского и Фергано-Кураминского микроконтинентов. Общими для них является: а) четкая связь с структурами деструкции (рифтами, грабен-синклиналями и вулcano-тектоническими депрессиями). В одних случаях это привело к созданию умеренных палеоокеанических бассейнов (Южно-Гиссарский), а в других к созданию крупных рифтовых структур (Тереклинский грабен); б) высокая щелочность, низкая магнезиальность и высокая глиноземистость; в) незначительные ареалы распространения, тесная генетическая сопряженность с осадочными, кремнисто-карбонатными образованиями, указывающими на мелководные условия седиментации.

Другую группу вулканогенных формаций (преимущественно средне- и верхнекарбовых) мы видим в Кураминской зоне и Южном Гиссаре.

Трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая формация. Ареал распространения формации приурочен к центральной части Кураминской зоны и вытянут вдоль Тереклинского грабена. Она обусловлена активным расширением Тереклинского (меридионального) и Гавасайского (субширотного) рифтов. Следует обратить внимание на разобщенность ареалов уинского (формация К-базальтов-трахитов) и мибулакского комплексов, что противоречит объединению их в одну формацию и, видимо, согласуется с предложением о принадлежности каждого из них к т.н. следам "горячих точек". Она понимается в объеме мибулакской свиты Н.П. Васильковского (1952). В геологической литературе рассматриваемой свите несколько "не везло": ее объединяли то с уинской (уя-мибулакская, В.А. Арапова), то с акчинской свитой. Проведенные за последние годы исследования показали ее полную самостоятельность и специфику состава. Возраст формации определяется тем, что она с несогласием налегает на фаунистически охарактеризованную уинскую свиту (C1-C2) и в свою очередь прорывается гранитоидами карамазарского диорит-гранодиоритового комплекса, с абсолютным возрастом 310-316 млн. лет. Рубидий-стронциевая изохрона по андезиодацитам мибулакской свиты дает возраст 317-320 млн. лет. Поэтому среднекарбовый башкирский возраст формации наиболее вероятен.

Химический состав пород трахибазальтой формации
(уинский комплекс)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	56,77	51,42	56,60	53,3	50,3	50,84	53,0	54,12	52,5	63,92	64,5	65,58	69,87	56,30	58,90
TiO ₂	0,61	0,67	0,65	0,82	0,88	0,95	0,97	0,57	0,36	0,44	0,48	0,30	0,41	0,30	0,65
Al ₂ O ₃	19,66	17,38	15,71	20,54	21,40	19,05	20,35	20,59	18,74	16,89	16,52	18,27	16,64	20,20	19,83
Fe ₂ O ₃	4,72	5,74	4,69	5,28	4,91	5,21	3,97	3,49	8,39	3,32	12,38	3,70	2,26	0,29	2,59
FeO	2,29	3,30	4,96	4,12	4,18	5,22	3,17	3,60	1,27	0,68	3,33	0,57	1,16	1,25	4,07
MnO	0,07	0,08	0,8	0,12	0,10	-	0,13	0,06	0,09	0,05	0,06	0,04	0,07	0,03	0,01
MgO	0,13	3,70	4,60	4,30	2,79	2,28	3,0	0,25	2,03	1,08	0,66	0,29	2,12	2,11	2,12
CaO	4,80	4,76	5,39	6,70	5,70	5,50	8,00	7,30	7,4	4,2	1,50	3,6	3,70	2,71	3,20
Na ₂ O	2,96	2,55	3,30	2,08	2,18	4,49	2,06	2,72	3,09	3,00	3,86	2,18	2,83	5,9	4,15
K ₂ O	4,11	2,02	0,39	2,92	3,34	3,33	2,60	1,61	5,62	4,63	3,86	3,38	2,00	3,41	2,31
ppp	-	5,76	3,32	-	3,26	2,08	2,42	1,75	0,40	-	1,00	1,74	0,80	1,00	2,36
H ₂ O	0,36	0,24	-	0,89	0,11	0,14	0,08	0,11	-	-	0,13	0,05	0,06	1,05	0,24
P ₂ O ₅	0,1	0,1	0,1	0,52	0,59	0,39	0,59	-	-	-	0,14	0,28	1,35	0,3	0,2
Co ₂	-	-	-	2,2	1,50	2,0	-	-	-	-	0,44	-	-	-	-
Сумма	100,3	100,7	99,78	101,1	101,7	101,5	100,21	99,79	99,66	99,80	98,69	100,3	100,2	99,43	101,47

Примечание. 1 — туф платиноклазового базальта (лейкобазальта) (К.А. Рахманов); 2-3 — туфы роговообманкового трахибазальта Е.М. Головин; 4 — трахибазальт р. Аркут. А. Ярмухамедов; 5 — трахибазальт; 6 — стекловатый, не раскристаллизованный трахибазальт; 7 — лейкократовый, субщелочной базальт; 8. — то же; 9 — трахит, басс. р. Уя; 10 — трахиандезит (Рахманов); 11 — то же; 12 — дацит; 13 — трахит; 14-15 — субщелочные андезитобазальты

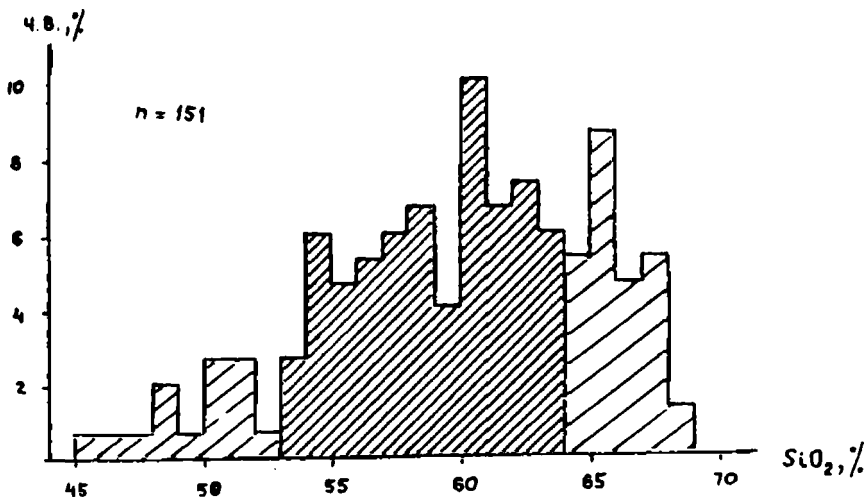


Рис. 36. Гистограмма содержаний SiO_2 в породах минбулакской свиты (трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая формация).

Породы формации представляют собой последовательно дифференцированную, гомодромную серию от трахибазальта до липарита и дацита. При этом основную часть петрофонда составляют андезиты и андезито-дациты (60–65%), а крайние члены (базальты и кислая группа пород) пользуются незначительным распространением (рис. 36). Структура формации, рассчитанная по разрезам приведена в таблице 28, из которой видно, что основная часть формации состоит из средних пород. Палеовулканологическими реконструкциями установлено, что в составе формации реально присутствуют все фации: эксплозивная, экструзивная, лахаровая и жерловая. Самостоятельное значение имеют широко распространенные породы субвулканической и гипабиссальной фаций.

По В.П. Коржаеву (1984) ведущий тип вулканических построек — сложнопостроенные стратовулканы. Наиболее крупные из них в диаметре достигают 30–35 км (Каракушский в басс. р. Ташкескен и Терекли, и Булакбашинский в Гавасайском грабене). Значительная часть вулканических построек уничтожена внедрением карамазарских вулканоплутонических ассоциаций (Раджабов, 1962; Далимов, Арапов, 1971).

Схема строения разрезов покровных частей формации, составленная разными авторами приведена в рис. 37.

По современным данным наиболее полные сохранившиеся разрезы формации сохранились в хр. Каржантау, где мощность достигает 3000 м. Это несколько настораживает авторов, т.к. ни в одном другом районе такую мощность или хотя бы близкую к ней не удалось повторить. Нами изучены разные разрезы формации, сохранившиеся в басс. рр. Гава и оз. Кугала, где ее мощности достигают 1700–600 м. Обращает на себя внимание ритмично-гомодромная последовательность слоев и нарастание кислых и средних групп пород во времени. Общая площадь развития, по Арапову В.А., составляет 486 км², а с учетом перекрытых молодыми отложениями частей формации достигает 750–800 км².

Сопоставление типов пород в составе трахибазальт-трахиандезит-трахидацитово́й формации Кураминской зоны (по В.А. Арапову, 1983 с изменениями и дополнениями)

Место составления разреза, автор	Суммарная мощность, м	Мощность по кр. отлож., м	Основные	Средние	Кислые	Субвулканические	Эффузивные	Эффузивно-обломочные	Эксплозивные	Осадочные	Коэффициент эксплоз.
Хр. Каржантау (верховья рек Кызылсу, Курганташ, Аркутсай), В.П. Коржаев (Сводный разрез)	3090,0		492,0	1056,0	1149,4			1120,1	1577,3	392,6	58
Хр. Чаткальский (басс. рек Карабузук, Терекли), А. П. Агафонов	1770,0		—	899,2	786,0			906,2	779,0	85,0	46
Хр. Чаткальский (басс. р. Ташкескен), З.А. Юдалевич	1450,0		—	635,5	774,0			574,0	835,5	40,5	59
Хр. Чаткальский (правый борт р. Караарча), Ю.Ф. Перепелицын	1685,0		—	624,3	875,7			186,2	1313,8	185,0	87
Хр. Кураминский (Ангренское плато, оз. Кугала, верховья р. Коксарек), М.Д. Гесь (усредненный разрез)	2834,0		—	1470	990,0					374,0	
Хр. Кураминский (верховья рр. Коксарек, оз. Кугала, южная часть Ангренского плато), Б.Д. Болгарь, Г.Н. Ситксвич и др.	2990,0		—	1342,0	1290,3			1068,2	1564,1	357,7	59

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Хр. Кураминский (левый борт Гавасая, пизовья), Н.И. Соловьев	1586,0		-	1297,0	274,0		1139,8	1139,8	441,3	5,0	28
Хр. Кураминский (правый борт Гавасая), И.Н. Ганиев, М.Х. Кадыров	2676,0	1918,0	до 500,0	2067,3	108,7	758,0	492,0	1237,7	187,7		7
Хр. Кураминский (западная часть Гавасайского грабена, между речью Сарыколсай-Джидалисай), М.Х. Кадырова, А.А. Мусаев, И.Н. Ганиев	1861,0	1532,0	-	1354,0	507,0	329,0	154,0	1025,0	353,0		19
Хр. Кураминский (западная часть Гавасайского грабена, левый борт Сарыколсай), И.Н. Ганиев, М.Х. Кадыров,	1080,0	665,0	-	1017,5	62,5	415,0	62,5	348,5	254,0		24
Хр. Кураминский (Гавасайский грабен левый борт р. Гава) М.Х. Кадыров, И.Н. Ганиев	2560,0	1842,0	411,5	2086,0	62,5	718	403,5	1077,0	361,5		14
Хр. Кураминский (левобережье Гавасая: родн. Бедалисай) Ганиев И.Н.	706,0	706,0	-	706,0	-	-	53,9	525,1	127		18

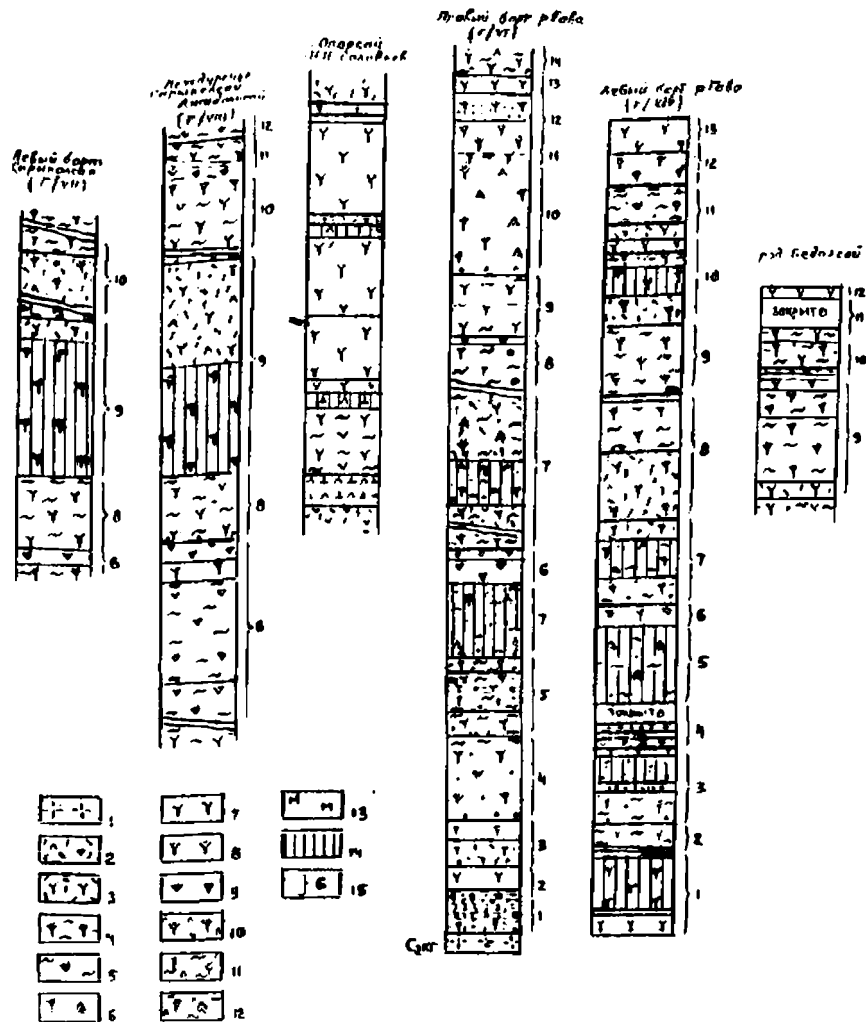


Рис. 37. Схема строения разрезов трахибазальт-трахиандезит-трахитовой формации (Гавасайский грабен по Т.Н. Далимову, И.Н. Ганиеву, М.Х. Кадырову, 1989): 1 – гранодиориты; 2 – литокристаллокластические туфы андезитов; 3 – кристаллокластические туфы андезитов; 4 – туфоловы трахиандезитов; 6 – трахиандезибазальты; 7 – андезиты; 8 – трахиандезиты; 9 – трахидациты; 10 – кластолавы трахиандезитов; 11 – автомагматические брекчи трахиандезибазальтов, туфовидные; 12 – автомагматические брекчи трахиандезибазальтов лавовидные; 13 – метасоматиты; 14 – субвулканические тела; 15 – ритмы вулканической деятельности.

Базальные слои формации, как правило, мало сохранились и их мощность колеблется от 70 до 200 м. Они представлены известковыми конгломератами с галькой подстилающих пород, в том числе и уинских. Породы взрывчатой фации представлены разнообразными туфами, туфобрекчиями, аггломератами трахибазальтов, андезитов и дацитов. Мощность горизонтов туфов от первых десятков метров до 200 м. Существенную часть пород взрывчатой фации составляют итнимбриты, которые ошибочно относятся к субфациям направленных взрывов.

Анализ строения разрезов формации позволяет выявить главные особенности формации: а) образование последовательно дифференцированного ряда пород от трахибазальтов до риодацитов при ведущей роли андезитов и трахиандезитов, объем которых изменяется от 40% в кр. Каржантау до 70–80% в Гавайском грабене; в этом же направлении (с севера на юг) изменяется доля кислых пород (40–13%); б) установлена ритмически-пульсационная стадийность в формировании пород. Единичный вулканический ритм по, И.Н. Ганиеву, представляет собой полифазцальную систему, состоящую из продуктов отдельных импульсов. В соответствии с этим, в составе формации выделено до 20 ритмов. При этом установлено, что каждый цикл характеризуется гомодромной последовательностью извержений.

Переходя к краткой петрографической характеристике пород необходимо отметить, что породы формации, особенно в нижних частях разрезов, затронуты процессами метаморфизма и поэтому часть пород обладает бластпорфировой структурой, а мезостазис их имеет лепидогранобластовую, реже нематолепидогранобластовую структуру.

Трахибазальты — породы с порфировой структурой (Σ вкрапленников 12–40%). Вкрапленники $Pl-Spx-Niv$, реже KPl . Среди акцессорных минералов доминирует магнетит и апатит. Порядок кристаллизации $Pl - Spx - Pl-II - Amf$ и Mt .

Андезиты и трахиандезиты состоят из нескольких генераций Pl (7–28%) от общего числа вкрапленников, амфиболов и магнетита в трахиандезитах присутствует до 6% KPl . Трахидациты представлены плагиоклазом (18–20%), каликатровым шпатом (5–15%), амфиболом (до 12%) и кварцем. Нередко в породах встречается авгит.

Существенную часть разрезов формации составляет автомагматические брекчии (Ганиев, 1990). Анализируя состав пород формации, необходимо отметить ее общие черты: а) высокая степень "порфировости" ($\Sigma = 10-50\%$). При этом намечается увеличение степени порфировости от основных к кислым и от ранних к более поздним образованиям; б) слабос зеленокаменное перерождение пород в основании разрезов и краснокаменное в верхних частях; в) многостадийность выделения вкрапленников и наличие сквозной генерации андезина; г) расширение парагенезисов вкрапленников и усложнение путей их кристаллизации от ранних к поздним образованиям; д) наконец, ранее выделение плагиоклаза и клинопироксена и позднее магнетита, слюды, амфиболов свидетельствует о том, что кристаллизация заканчивалась в условиях высокого парциального давления кислорода.

Для суждения о химизме рассматриваемых пород нами использовано 152 химических анализа. Средние составы пород формации приведены в табл. 29.

Из анализа имеющихся данных вытекают следующие выводы: а) подтверждается ранее высказанное соображение о том, что формация представляет собой последовательно дифференцированный ряд от трахибазальта до риодацита включительно. Ряд ее черт (высокая и умеренная кремнекислотность, глиноземистость; низкая железистость, титанистость и магниезность) сближают ее с известково-щелочными сериями, что видно на диаграмме АФМ, но высокое содержание щелочей, особенно K_2O сближают их с латит-шошонитовыми сериями. Такая конвергентность свойств вообще свойственна продуктам интрузивного магматизма.

Средние составы пород трахибазальт-трахиандезит-трахидацитовой формации Кураминской зоны

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	50,02	55,01	60,06	61,53	66,65	65,71	59,76
TiO ₂	1,02	0,86	0,62	0,58	0,45	0,46	0,67
Al ₂ O ₃	17,47	17,25	16,38	16,65	15,10	15,91	16,99
Fe ₂ O ₃	4,65	3,02	2,84	2,98	1,75	2,11	3,01
FeO	4,45	3,55	2,83	1,99	2,27	1,51	2,77
MnO	0,19	0,12	0,10	0,11	0,09	0,09	0,12
MgO	4,35	3,14	2,54	1,60	1,00	0,88	2,28
CaO	7,63	5,54	4,35	2,96	2,45	1,86	4,26
Na ₂ O	3,40	3,46	3,14	4,04	3,61	3,95	3,65
K ₂ O	2,35	3,01	3,43	4,62	4,01	5,35	3,95
P ₂ O ₅	0,42	0,36	0,26	0,22	0,16	0,14	0,29
a	16	27	35	38	5	30	-
t	14,66	10,57	8,83	7,15	5,47	4,96	-
f	1,30	1,78	2,00	2,54	3,01	3,54	-
Kф	67,6	67,7	69,1	75,5	80,1	80,4	-
Na ₂ O/K ₂ O	1,45	1,15	0,92	0,88	0,90	0,74	-

Примечание. 1 — трахибазальты; 2 — трахиандезитбазальты; 3 — андезиты; 4 — трахиандезиты; 5 — дациты; 6 — трахидациты; 7 — средневзвешенный состав пород формации

$$t = \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}; f = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}}$$

$$a = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}; n = \text{— количество анализов.}$$

Трахиандезит-трахидацитовая формация широко распространена в Кураминской зоне и объединяет породы акчинской и надыкской свит (С2; С2–3). Надо отметить, что наименование и объем формации дискуссионны. В частности, ряд исследователей совершенно справедливо считают эту формацию аналогом латитовой или латит-шошонитовой ассоциации (Рахманов, 1986; Далимов, 1988). Только в целях удобства мы сохраняем традиционную общеприятную систематику и наименование.

Возраст формации геологически определен, как послекарамазарский, но дошуграбсайский (С2–Р1). Среднекарбоновый (С2) ее возраст доказан многочисленными сборами растительных остатков (Л.Н. Савицкая, Ж. Искандарходжаев), Абсолютный возраст 298–302 млн. лет (К–Ar). Полученная нами Rb–Sr изохрона дает возраст 298–300 млн. лет.

Ареалы развития рассматриваемой формации несколько отличаются и не совпадают с таковыми уинской и минбулакской свит (рис. 38). Наиболее полно формация представлена в юго-западных отрогах Чаткальского хребта (фундамент Кызыл-Нурунской депрессии, Шавас-Дукентский грабен), Кураминском хребте (Алмалыкский грабен и др.). В тектоническом отношении породы формации слагают систему субширотных, линейных грабенов (Шавас-Дукентский, Алмалыкский, Джангалыкский и др.), параллельных простиранию южно-тянь-шаньских структур.

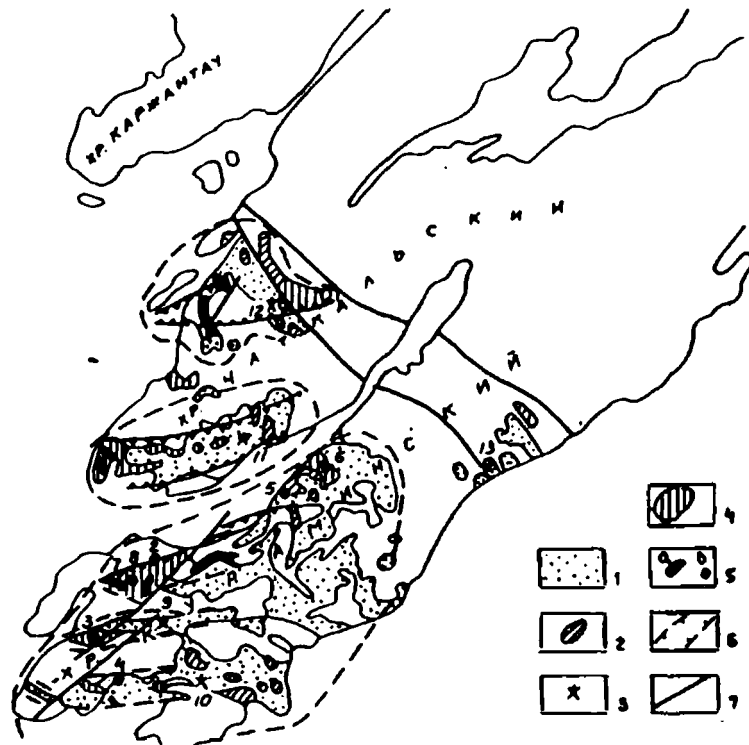


Рис. 38. Схема распространения пород трахиандезит-трахидацитовой формации в Кураминской зоне (по В.П. Коржаеву).

Дацит-андезитовая, дацитовая формации: 1 – эксплозивные породы; 2 – экструзивные тела; 3 – центры извержений. Андезитовая формация: 4 – лаво-пирокластические породы; 5 – экструзивные тела (а), центры извержений (б), 6 – границы грабенов; 7 – разломы. Главные центры извержений (цифры на рис.): 1 – Таштепинский; 2 – Тутлыбулакский; 3 – Мышиккальский; 4 – Токмакский; 5 – Гушсайский; 6 – Чилтенский; 7 – Каратагатинский; 8 – Кенжасайский; 9 – Верхнеалаялыкский; 10 – Кызылалмасайский; 13 – Гузакский.

В петрофонде формации широко распространены трахиандезиты (47–78%), основные породы (трахибазальты, трахиандезитбазальты) имеют подчиненное значение (5–8%). Среди кислых пород преимущественно развиты андезитодациты, дациты и их туфы (8–23%, в среднем 11%), осадочные образования (15–22%).

Строение разрезов рассматриваемой формации приведено в рис. 39. В предыдущих работах мы выделили два типа разрезов рассматриваемой формации: центрально-кураминский (юго-запад. отроги Чаткальского хребта), алмакский типы разрезов, каждый из которых обладает своими специфическими чертами (Далимов, 1981). Так, оба эти типа разрезов характеризуются слабой дифференцированностью, обилием потоков глыбовых агломератов автоматических брекчий, незначительным удельным весом кислых дифференциатов. Анализ стро-

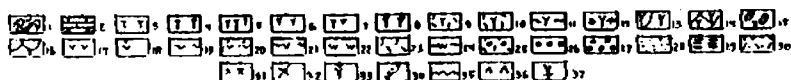
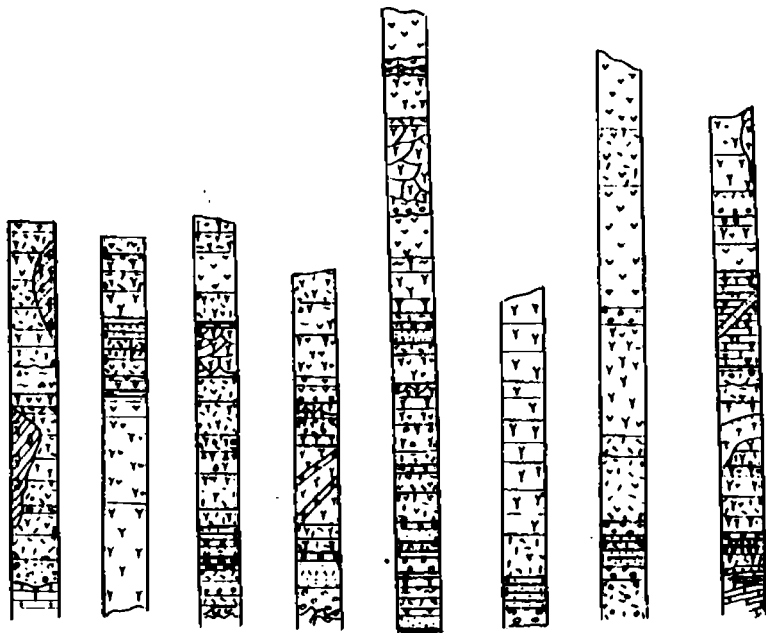


Рис. 39. Схемы строения разрезов среднекарбонной трахиандезит-трахидациит-липаритовой формации.

Разрезы: 1 - г.Курганташ (Коржаев, 1964); 2 - р.Каракузы; 3 - р.Кызылсу (А.Р.Ярмухамедов, 1971); 4 - н.Каракузы (В.П.Коржаев); 5 - басс.р.Терекли-Караарча (А.П.Агафонов, З.А.Юдалевич); 6 - Гошсай; 7 - Кичик-Аргасан; 7а - пр.борт.р.Карабау; 8 - р.Семгин; 9 - р.Гушсай; 10 - р.Чашлы (Кадыров, 1968); 11 - Кармазар (В.А.Арапов); 12 - Кармазар (по В.А.Арапову, схематизировано автором); 13 - г.Караташ; 14 - басс.р.Каульды. Римские цифры соответствуют импульсам вулканизма. 1 - отложения нижнего палеозоя; 2 - карбонатная толща ДЗ-С1; 3 - базальты; 4 - субвулканические базальты; 5 - андезито-базальты; 6 - андезиты; 7 - андезито-дациты; 8 - пузыристые андезиты; 9 - туфы андезитов; 10 - туфы андезито-дацитов; 11 - флюидальные андезиты; 12 - брекчи андезитов; 13 - глыбовые агломераты; 14 - плитчатые андезиты; 15 - "бомбовые" горизонты; 16 - стекловатые андезиты; 17 - дациты; 18 - пузыристые дациты; 19 - липариты; 20 - флюидальные липариты; 21 - флюидальные дациты; 22 - игнимбриты; 23 - кислые туфы; 24 - флюидальные игнимбриты; 25 - агломераты дацитов; 26-27 - конгломераты; 28 - песчаники;

29 – алевролиты; 30 – переходы туффигов в туфопесчаники; 31 – дайки; 32 – трахидациты; 33 – субвулканический андезит; 34 – границы экструзий, индексы ритмов; 35 – несогласия; 36 – горизонты трахидацитов; 37 – трахибазальты.

ения разрезов, размещения центров извержений показывает, что в становление пород формации было многостадийным, прерывистым. Представляется возможным выделение трех фаз.

Первая, как правило, начинается выбросами туфов базальтов, андезитобазальтов, сменяющихся налияниями андезитов, внедрением субвулканических тел основного состава. Вторая фаза по существу может быть названа андезитовой, и также начинается с эксплозий андезитов, трахиандезитов, образующих мощные покровы, сидлы и субвулканические и экструзивные тела. Граница между второй и следующей третьей фазой идет после некоторого замирания вулканической деятельности, о чем свидетельствуют горизонты осадочно-вулканогенных пород, сменяющихся мало мощными покровами автомагматических брекчий дацитов, трахидацитов. Таким образом, в целом намечается гомодромная последовательность пород, каждый цикл (фаза) вулканизма начинается эксплозиями и заканчивается субвулканическими и экструзивными телами.

Рассматриваемая формация сложена пестрым комплексом лавовых, пирокластических и субвулкано-экструзивных пород, состав которых варьирует от трахибазальта и лейкократового трахибазальта до трахидацита и дацита. Для состава формации свойственны общая лейкократовость, высокий индекс кристалличности, преобладание салических минералов над цветными.

Трахибазальты как правило, встречаются в субвулканических фациях и состоят из плагиоклаза нескольких генераций (Ал55–65 до Ал30–40), пироксена, представленного авгитом (С:Ng = 44–46°; 2 = 62–58°; $n = 1,706\text{--}1,719$); титан-авгитом (С:Ng = 44–56°; 2V = 55°; Ng–Np = 0,016–0,020) и редко гиперстеном ($n = 1,667\text{--}1,680$ до 1,708; Ng–Np = 0,012–0,09, 2V = 48–50° до 61°). Железистость, определенная оптическими методами составляет 35–40. Амфибол в трахибазальтах представлен сильно опацифицированными зернами обыкновенной роговой обманки. Своеобразным является порядок кристаллизации в рассматриваемых породах: Mt – Px – Pl–Il – Amph – Bt.

Андезиты и трахиандезиты являются наиболее распространенной разновидностью пород формаций и состоят из плагиоклазов (8–16%), амфибола (9–11%), биотита (4–6%), кварца (1–4%), редко K–Na полевого шпата (1–3%). Сумма фенокристаллов неустойчива и колеблется от 25 до 45–50%, свидетельствуя о принадлежности их к высокопорфиловому типу.

Дациты и липарито-дациты состоят из кварца (6–8%), плагиоклаза (9–8%), калинатрового полевого шпата (4–9%), биотита (6–8%), амфибола (4–5%). Сумма фенокристов 28–37%. Кроме них, среди вкрапленников редко встречаются опацифицированные зерна биотита. Для суждения о химизме рассматриваемых пород авторы оперируют 150, анализами которые позволяет считать, что трахибазальт-трахиандезит-дацитовая формация представляет собой последовательно дифференцированную серию пород, адекватную, в ряде случаев, типичной шонкит-латитовой серии. Состав формации эволюционирует от трахибазальта (или лейкократового базальта) до трахидацита (индекс Ритмана 1,2–1,4). Для всей формации, как указывалось широко проявлена дифференцированность по SiO₂ (разница крайних планов 8–20 %).

II. ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Карбон — время широкого проявления разнообразного гранитоидного (в широком смысле этого понятия) плутонизма.

Среди карбоновых формаций, по степени распространенности можно выделить две группы: а) известково-щелочные, габбро-диорит-гранодиоритовые и тесно связанные с ним гранодиорит-лейкогранитовые; б) латит-шошонитовые (субщелочные) — габбро-монцитит-сиенитовые формации.

Ареалы гранитоидного плутонизма, в рассматриваемом регионе обладают четкой геотектонической спецификой и подразделяются на две большие группы. Первая группа ареалов соответствует зонам коллизий (столкновения микроплит и плит), на территориях, испытавших предшествующее океаническое развитие или режим пассивных окраин. Ранее такие гранитоиды выделялись под названием эпизегносинклинальных. Но и в этих районах, разумеется, нет сплошного единого ареала, как например, в пределах Южного Тянь-Шаня, где можно наметить Южно-Гиссарский, Кызылкумский, Нурагинский ареалы. Причины такого неравномерного их распределения зависят от наличия факторов гранитообразования (Далимов, 1981). Характерной чертой гранитоидного плутонизма в этих ареалах, является автономность относительно вулканических процессов, широкое проявление явлений селективного плавления (Чаткальский, Пскемский, Сандаляшский хр. и Южный Тянь-Шань). Гранитоидные формации, распространенные в этих ареалах, назывались нами "водными" (по Г.Б. Ферштатеру, 1986) или "плутоническими".

Вторая группа ареалов — это "зоны развития" т.н. "маловодных" или "вулканических" гранитоидов — зоны активных окраин (Кураминский хр. г. Моголтау, Каржанту и др.).

Описание карбоновых плутонических формаций начнем в возрастной последовательности.

Габбро-перидотит-анортозитовая формация. Впервые выделена А.А. Мусавым и Я.М. Рафиковым в 1990–1991 гг. в юго-западных отрогах Чаткальского хр. Ранее они рассматривались в составе ранних фаз алмалыкского (С1–2), карамазарского комплексов. В состав формации входят небольшие штокообразные тела, штоки, субширотно-ориентированные дайки (Шавазский выход — 2,5 км², Верхнебеляутинский (2,0 км²), Нижнебеляутинский массивы; Акчинская полоса габброидов, Булакбашинский массив и др.). Породы формации образуют продукты двух фаз: а) верлиты, плагиоклазовые верлиты, выделенные в Акчинском массиве. Их объем около 1–1,2% от общего объема формации; б) габбро, кориты, анортозиты, троктолиты, горнблендиты и корситы; жильная фация: габбро-пегматиты, мелкозернистое габбро и бесрбахиты.

Возраст и самостоятельность формации обосновываются следующими данными: а) породы, относимые к этой формации рвут отложения О–S, Д2–С1 и содержат их ксенолиты; б) в свою очередь, габброиды комплекса прорваны среднекаменноугольным карамазарским комплексом (Шавазский м-в, Булакбаши) в абсолютный возраст габброидов достигает 352–358 млн. лет, что соответствует С1 (ср. из 6 определений).

Химизм пород приведен в таблице 30. По данным упомянутых исследователей, главной петрохимической особенностью пород формации является ее состав и особенно ее положение между щелочно-земельными и повышенной щелочности ультраосновными породами (до щелочных пикритов) с некоторыми отклонениями в сторону щелочных габбро. По соотношению щелочей, (Na₂O/K₂O) габброиды рассматриваемого комплекса относятся к калиево-натриевой серии.

Габбро-монцитит-сиенитовая формация распространена в Чаткальском, Кураминском, Пскемском и Сандаляшском хребтах и образует два довольно крупных

Средний химический состав пород габбро-перидотит-анортозитовой формации

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	38,28	41,44	42,85	44,05	41,28	48,58	41,71	43,83
TiO ₂	0,11	0,13	0,32	0,78	1,19	0,18	0,91	1,14
Al ₂ O ₃	4,75	24,33	29,95	20,49	18,65	18,52	18,62	18,55
Fe ₂ O ₃	8,61	2,26	2,13	6,58	7,28	4,12	6,21	5,86
FeO	6,39	4,84	1,79	5,93	6,92	7,05	7,06	6,10
MnO	27,87	8,28	1,10	6,39	7,70	7,33	7,64	6,55
MgO	0,21	0,10	0,04	0,15	0,17	0,16	0,13	0,14
CaO	4,81	11,31	14,37	11,40	11,75	11,36	12,60	15,00
Na ₂ O	0,26	1,14	1,95	1,87	1,46	1,99	1,25	1,24
K ₂ O	0,15	1,36	1,28	1,01	1,14	1,36	1,02	0,78
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,12	0,14	0,09	0,21	0,08	0,07
SO ₃	0,06	0,10	0,12	0,12	0,10	—	0,10	0,14
плп	7,09	4,71	4,39	2,72	2,39	3,30	2,13	2,36

133

Примечание: 1 — верлит (Акчинский м-в, ср. из 11); 2 — троктолит (Акчинский м-в, ср. из 2-х); 3 — анортозит (Акчинский массив, ср. из 3-х); 4 — пироксен-роговообманковое габбро (Акчинский массив, ср. из 13); 5 — то же (Беллутинский массив); 6 — роговообманковое габбро (Беллутинский массив, ср. из 10); 7 — пироксен-роговообманковое габбро (Шавасский м-в, ср. из 17); 8 — габбро (Бекабадский м-в, ср. из 2-х).

массива (Текешский, Алмалыкский) и ряд силлообразных тел в басс. р. Кулосья, Пальтау, ур. Аурахмат. Возраст формации определяется тем, что породы прорывают визейские известняки и, в свою очередь, прорваны гранитоидами среднекарбонového карамазарского комплекса (Текешский массив). По данным отдельных исследователей, тела этой формации (Текеш, Каратутбаши и др.) являются соскладчатыми, чему противоречит характер контактов. Радиологический возраст массивов формации довольно расплывчатый, от 250 до 332 млн. лет. Статистическая обработка позволяет принять за основу цифру 316–320 млн. лет.

Массивы и тела формации обладают рядом общих черт: а) по форме они напоминают лополиты или силлы (силлообразные залежи), прорывающие карбонатную толщу ДЗ–С1; б) все они являются или докарамазарскими, или доакчичскими; в) наконец, они в большинстве случаев являются малоглубинными образованиями, сформировавшимися в условиях гипабиссальной фации глубинности.

Внутреннее строение интрузивов характеризуется многофазностью и гомодромной последовательностью их внедрения. Так, в Текешском массиве породы формируются в следующей последовательности: а) меланократовое габбро- и габбро-пироксениты; б) монцитониты, меланократовые сиениты; в) кварцевые сиениты и сиенит-аплиты (табл. 31). В Алмалыкском массиве наиболее ранними продуктами являются габброиды (ортотлазовые габбро, уралитовое габбро, горнблендиты), которые прорваны монцитонитами (сиенитодиоритами) (δ^2) и кварцевыми сиенитами и граносиенитами (δ^{2-3}). В силлах и силлообразных телах (басс. р. Кулосья) устанавливается сложное внутреннее строение: висячие и лежащие бока их сложены шонкинитами и эссекситами. Эндоконтактные зоны представлены шонкинит-порфирами, а центральные части — сиенитами, которые нередко постепенно переходят в шонкиниты.

Петрографический состав пород рассматриваемой формации изучен довольно подробно (Покровский, 1958; Сулейманова, 1983; Каталог интрузивных массивов Узбекистана, ч. II, 1975). Основываясь на этих материалах можно отметить, что габброиды ранних фаз состоят из среднего и основного плагиоклаза (А50–75), клинопироксена, по которому развиваются псевдоморфозы роговой обманки, ортоклаза и биотита. Структура пород габбровая, офитовая и монцитонитовая. Наиболее полно в составе пород распространены монцитониты, которые состоят из плагиоклаза (Ап35–55) нескольких генераций (30–35%), калинатрового шпата (30–34%) (ортотлаз-пертит, микроклин; $S = 0,6-0,8$), биотита (9–10%, $f = 35-60$), обыкновенной и уралитовой роговой обманки (6–17%), пироксена (авгит $f = 31-41$; 7–19%) и разнообразных акцессорных минералов.

Породы заключительной фазы — кв. сиениты и граносиениты характеризуются отчетливой порфировидностью и состоят из плагиоклаза (33–35%), калинатрового полевого шпата (35–45%), кварца (7–20%), биотита (3,6–6), амфибола (0,5–8%).

Анализ данных по петрографическому составу пород данной формации позволяют отметить их специфические особенности: а) крайняя неустойчивость минералогического состава, вариабильность их на небольших площадях, что было отмечено еще В.И. Лучицким (1949); б) умеренная и низкая железистость цветных минералов, колеблющаяся от 31 до 55–60; в) с этим непосредственно связан высокий фон содержащий магнетита, достигающего 1,5–2% в породе (полярный эффект И.Х. Хамрабаева); г) богатство сиенитодиоритов и монцитонитов разнообразными акцессориями, в первую очередь, минералами-индикаторами богатства исходных магм летучими компонентами (магнетит, апатит, флюорит и др.).

Глубинным бурением Алмалыкского сиенитодиоритового массива (скв. АО–1) установлено, что предполагаемая силлообразная или лакколитообразная форма не подтверждается. Бурением и комплексными геофизическими исследованиями дока-

Средний химический состав пород габбро-монцонит-сиенитовой формации
(по "Каталогу...", 1975)

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	45,80	48,15	55,80	52,60	51,60	57,50
TiO ₂	1,25	1,26	0,55	0,52	0,74	0,48
Al ₂ O ₃	15,58	17,69	16,80	16,12	16,80	16,06
Fe ₂ O ₃	3,40	5,52	4,79	4,52	4,36	3,88
FeO	6,30	3,61	3,18	3,55	3,50	3,18
MnO	0,19	0,20	0,18	0,11	0,13	0,20
MgO	7,40	6,86	3,47	3,97	3,31	2,36
CaO	10,80	7,87	3,73	6,22	6,90	3,49
Na ₂ O	1,84	2,27	3,18	4,55	3,52	3,37
K ₂ O	4,12	2,04	3,62	3,54	3,94	5,16
H ₂ O		0,16	0,95	-0,26	0,12	0,41
ППК		2,30	1,10	3,90	2,41	2,6
Сумма		100,0	100,2	100,1	10,2	100,3

135

Примечание: 1 — габбро-пироксениты (Текешский м-в, ср. из 3-х); 2 — габброиды Алмалыкского массива, ср. из 8; 3 — сиенито-диорит (монцониты) Алмалыкского массива; ср. из 23-х; 4 — пироксеновые сиениты Алмалыкского массива (ср. из 13); 5 — монцониты (ср. из 12); 6 — роговообманково-биотитовые сиениты (ср. из 16).

зывается, что порфи́ровые што́ки — это выступы крупного этмолита (Николаев и др., 1991).

Габбро-диорит-гранодиоритовая формация широко распространена в Кураминской зоне и Чаткальском хребте и понимается нами в объеме карамазарского комплекса, состоящего из многочисленных гомодромно построенных многофазных массивов (Шавасский, Акчинский, Вост. Карамазарский и др.). До недавнего времени они рассматривались как типичные батолиты. Однако, в свете новых геофизических материалов установлено, что большинство из них представляют собой ассиметричные, многоярусные лакколиты с общим падением тел к северу ("Глубинное строение земной коры Узбекистана", 1971). По О.М. Борисову и И.А. Фузайлову для внедрения этих тел оказались наиболее благоприятными границы ДЗ—С1 с С2; Pz —Д1, или С1—С2. По данным упомянутых исследователей, мощность плутонов колеблется от 2 до 6 км и корневые зоны тяготеют к зонам крупных разломов. Общей особенностью массивов гранитоидов является дискордантность по отношению к вмещающим породам.

Возраст формации среднекарбонovýй, т.к. они прорывают фаунистически охарактеризованные отложения ДЗ—С1, минбулакской свиты (С2шв) и перекрыты породами С2ак или надакской свитой. Радиологический возраст — 305–310 млн. лет (Урунбаев, 1978).

Внутреннее строение массивов обусловлено внедрением серии разновозрастных пород, образующих следующий гомодромный ряд: 1) габбро и габбродиориты; 2) диориты, кварцевые диориты, сиенито-диориты, банатиты; 3) крупнозернистые диориты, порфи́ровидные гранодиориты и адамеллиты; 4) среднезернистые, порфи́ровидные биотит-амфиболовые гранодиориты и граносиениты; 5) мелкозернистые граниты; жильная фацция; 6) гранит-аллиты, пегматиты, мелкозернистые граниты; 7) диабазовые порфи́риты и габбро-порфи́риты; 8) диоритовые, сиенито-диоритовые порфи́риты; 9) гранодиорит-порфи́ры; 10) лампрофи́ры (спессартиты) (Юдалевич и др., 1986).

Следует обратить внимание на то, что в составе формации появляется довольно значительная группа монзонитов (сиенитодиоритов, граносиенитов, монцодиоритов). В петрофонде формации основная роль принадлежит гранодиоритам (80–85% от объема формации). Породы 1 и 2 фазы составляют около 8–10%. Необходимо напомнить, что ряд исследователей вообще не склонны рассматривать габброиды в составе этой формации, относя их к более ранней габбро-периодит-анортозитовой формации (Мусаев, Рафиков, 1991).

Породы формации сформировались в условиях мезогипабиссальной фации глубинности (Далимов, Айзенштат, 1972). Глубина становления подавляющего большинства массивов равна 2–2,5–3 км, что установлено методом реконструкции кровли (Х. Гольдшмидт, М. Г. Калабина, 1958), эти данные подтверждаются геофизическими данными (Фузайлов, 1974). Температура образования гранитоидов по различным методам составляет 750–800° (Далимов, 1981).

Для петрографического состава формации характерно: а) парагенезис среднего высокотемпературного плагиоклаза и высокого ортоклаз-криптоперита с умеренно-железистыми и низкотемпературными цветными минералами: амфиболом, биотитом и пироксеном; б) среди аксессуаров обращает на себя внимание высокое содержание магнетита, ильменита, халькопирита. При этом магнетиты характеризуются высоким содержанием TiO₂ (до 3–5%), Ni, Co. Среди аксессуаров обращает на себя внимание постоянное присутствие карбитов кремния и железа; в) породы формации отчетливо меняют свой состав с юга (Карамазарская гр. тел) на север (хр. Каржантау) от нормальных гранодиоритов и даже плагиогранитов (Дахчалисайский м-в) до монцогранодиоритов (группа тел в юго-западных отрогах Чаткальского хр.) (Ахмедов и др., 1992).

Средний химический состав пород карамазарского комплекса

Окислы	1	2	3
SiO ₂	58,24	64,62	74,39
TiO ₂	0,58	0,45	0,12
Al ₂ O ₃	17,05	16,36	13,72
Fe ₂ O ₃	3,36	1,91	0,80
FeO	3,65	2,26	1,78
MnO	0,13	0,11	0,06
MgO	3,11	2,16	0,72
CaO	5,36	3,12	0,96
Na ₂ O	3,04	2,88	3,26
K ₂ O	2,41	3,43	4,79

Примечание: 1 – диориты, кварцевые диориты (n=40); 2–гранодиориты, (n=169); 3–граниты (n=31)

Средний химический состав пород отражен в таблице 32 и рис. 40, 41.

Гранитоиды Южного Тянь-Шаня представляет собой наиболее распространенную и довольно хорошо последовательную группу пород (И.Х. Хамрабаев, 1958; Азимов и др., 1966; Юдалевич и др., 1986). Наличие ряда крупных обобщающих работ по гранитоидному плутонизму избавляет нас от детального рассмотрения каждой формации, выделенной на прилагаемой схеме (рис. 40, 41). Такую информацию читатель найдет в "Карте магматических формаций Узбекистан" (Т., 1986; Туляганов и др.).

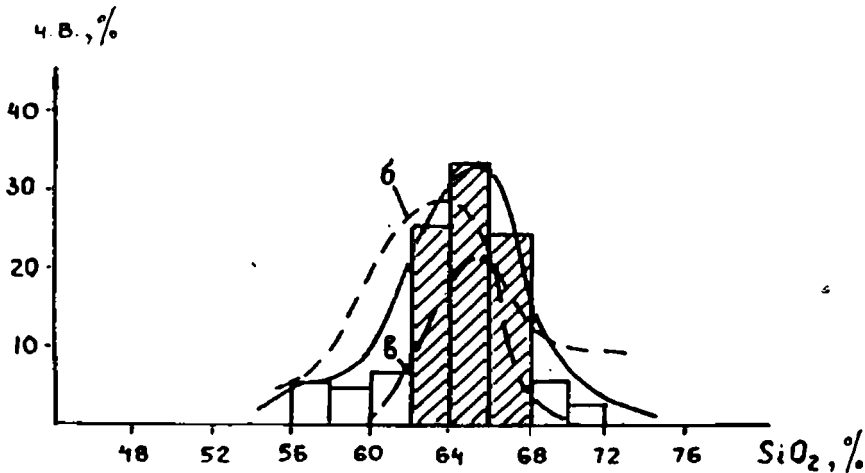


Рис. 40. Гистограмма содержаний SiO₂ в породах Карамазарского комплекса (n=236): а – Гавайский плутон; б – массивы Анженского плато; в – Карамазарские интрузии.

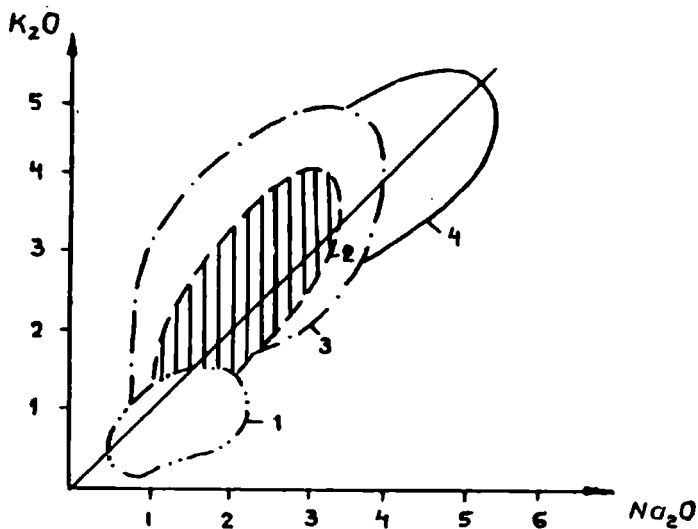


Рис. 41: Распределение K_2O и Na_2O в подах карамазарского комплекса:
 1 – рой точек габброидов и габбродиоритов; 2 – гранодиоритов Карамазара;
 3 – тоже юго-зап. Чаткала; 4 – рой точек гранитов.

В формационном расчленении гранитоидов рассматриваемой территории существует два подхода. Первый из них многие годы разрабатываются И.Х. Хамрабаевым и его сотрудниками и сводится к выделению небольшой группы формаций (диорит-гранодиорит-гранитной, гранит-лейкогранитовой, габбро-монзонит-сиенитовой и др.), характерных для всей территории зап. части Южного Тянь-Шаня. Многие различия формаций между собой объясняются сменой фаций глубинности, процессами ассимиляции и гибридизма и т.д. Такой подход и принят на "Рабочей схеме корреляции". Другой вариант формационного расчленения принят З.А. Юдаlevичем и его коллегами.

Для средневерхнекарбонového гранитоидного плутонизма свойственен ряд черт, которые отличают его от гранитоидов рассмотренных ранее.

Первос, на что хотелось бы обратить внимание — это то, что существует несколько ареалов гранитоидного плутонизма. До настоящего времени, на обширной территории западного окончания Южного Тянь-Шаня выделялись: Нурагинский, Каратюбинский, Зирабулак-Зиаэтинский и Центрально-Кызылкумский ареалы. Нами выделены следующие два пояса: а) Северный Букантау – Тамды-Нурагинский и б) южный Зирабулак-Гиссарский. Каждый из этих поясов при всей схожести обладает своими специфическими особенностями (например, в северном распространена габбро-монзонит-сиенитовая формация (Кошрабадский массив) и в южном — известны выходы нефелиновых сиенитов (Кульдзуктау, Тозбулакский массив). Кроме того, следует заметить, что большинство интрузивов северного пояса относятся к гип- и мезоабиссальным фациям глубинности, на что указывал И.Х. Хамрабаев, еще 35 лет тому назад, тогда как на юге в пределах Зирабулак-Зиаэтинских, Каратюбинских распространены пород мезоабиссальной, а возможно, и абиссальной фации.

Такая поперечная зональность сказывается в первую очередь на петрографо-геохимических особенностях, распределении элементов-примесей и их рудоносности. Хотелось бы обратить внимание на то, что с севера на юг общий объем продуктов

гранитообразования резко нарастает, что ярко видно при анализе карт закрытых территорий. Наконец, следует отметить, что центральная и восточная часть Южного Тянь-Шаня в это время амагматичны и там нет продуктов гранитообразования. Очевидно это связано с тем, что на этих площадях (бывшей территории Туркестанского палеоокеанического бассейна) еще не было коры континентального типа, что является одним из ведущих факторов гранитообразования.

Второе. Гранитоидные тела рассматриваемого региона характеризуются слабой перемещенностью, часто субавтохтонны, что объясняет такую характерную их черту как высокая положительная степень корреляции их состава относительно пород рамы. По данным Р.А. Ахунджанова (1975) степень корреляции состава пород Каратауского массива с породами рамы по петрогенным окислам и ряду элементов-примесей (Rb, Cs, Li и др.) составляет +0,7–0,8. Конформность отдельных интрузивных тел относительно рамы подчеркивает и З.А. Юдалевич (1986) для Бокалинского (стр. 35), Алынтауского (конформная концептрическая зональность), Шайдаразского и Таушанского массивов. Разумеется, такая конформность развивается на фоне общей дискордантности интрузий, но она является одной из типоморфных черт гранитоидного плутонизма региона в целом.

Третье. Анализ состава формаций гранитоидов зап. части Южного Тянь-Шаня показывает, что почти все они послескладчатые или иными словами постколлизийные, т.е. рвут складчатость, шарьяжи и покровы. Это позволяет принять, что появление гранитоидов — это верхняя возрастная граница покровообразования. В петрофонде формаций распространены различные породы (диориты, градиориты, граниты, лейкограниты, нефелиновые сиениты и др.), но ведущая роль принадлежит гранитам. Следует отметить, что характерным для всех формаций является биотит-мусковитовый (двуслюдной) или биотит-амфиболовый парагенезис (с высокой железистостью цветных).

РЕЗЮМЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Приведенный материал позволяет рассмотреть в общих чертах геодинамические обстановки в карбоне Тянь-Шаня.

В самом конце раннего карбона началась субдукция океанической коры Туркестанского палеоокеана под Северо-Казахстано-Киргизский микроконтинент, что привело к сокращению Туркестанского палеобассейна. Об этом свидетельствуют проявление андезитового вулканизма, субщелочных интрузий над предполагаемой зоной Бенюффа. В пределах Алайско-Таджикского микроконтинента (Гиссарский хребет и его юго-западные отроги) в это время проявились процессы деструкции континентальной коры, приведшие к обособлению Алайского и Таджикского микроконтинентов и формированию между ними сравнительно узкой рифтогенной структуры, переросшей в S_{23} палеобассейн с корой океанического типа. Зоны деструкции и раздвига фиксируются линейно вытянутыми небольшими телами альпийотипных гипербазитов (Захча, Кунда-Джуаз, Бадава) и молассоидными образованиями зойской свиты, слагающей основание каменноугольных разрезов этого региона. Процессы раздвига привели к формированию Гиссарского палеобассейна, дно которого слагали базальты натрового ряда ходжирбулакской и каратауской свит. В шельфовой, прибрежной части бассейна, накопившаяся образования вахшиварской свиты, относящиеся к липаритовой формации.

Таким образом, анализ размещения осадочных и магматических формаций раннекаменноугольного времени свидетельствует, что процессы деструкции континентальной коры смещаются в пределы Алайско-Таджикского микроконтинента (рис. 42) и приводят к образованию рифтогенной структуры, позднее превратившейся в Гиссарский палеобассейн, разделивший Алайский и Таджикский микроконтиненты.

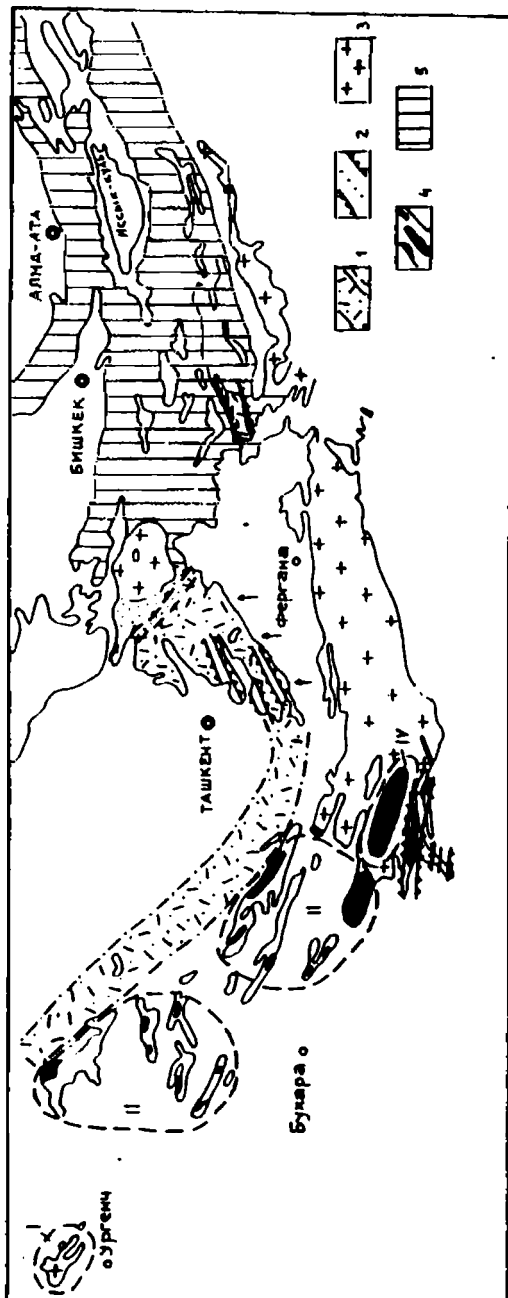
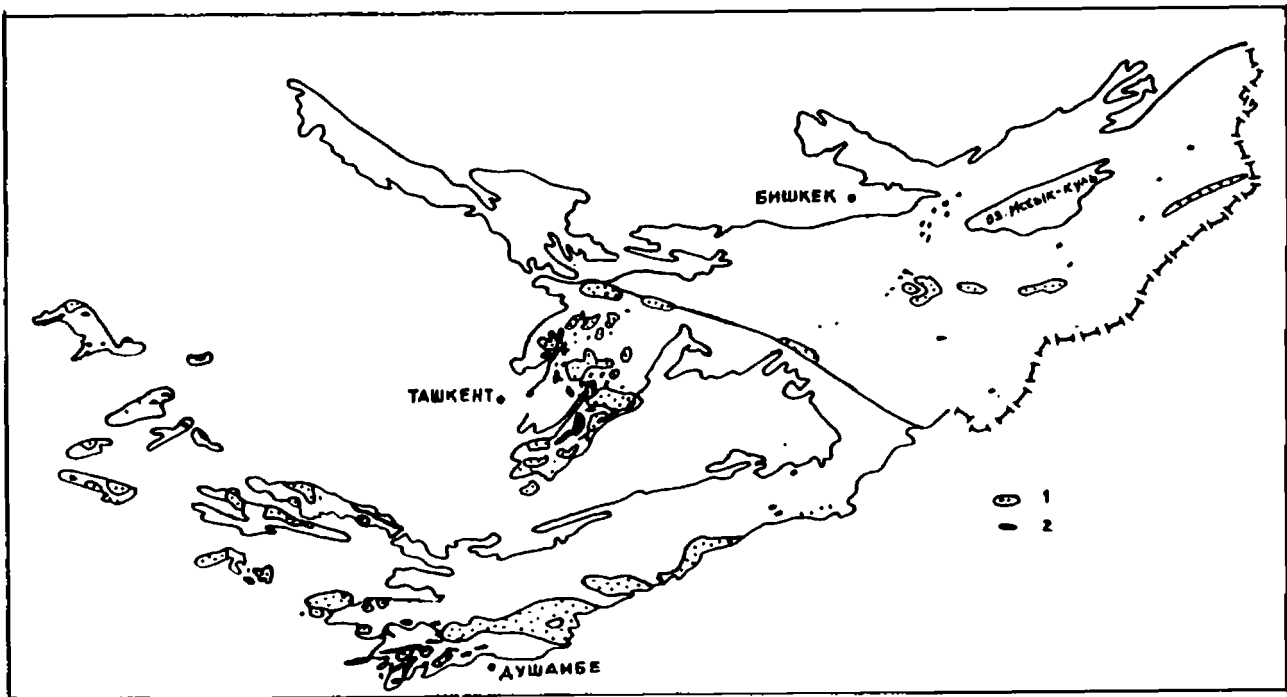


Рис. 42. Принципиальные схемы распространения магматических формаций (42-а), и геодинамики Тянь-Шаня (42-б) в карбоне. Условные обозначения: 1 - области активных окраин андийского типа; а - Кызылкумо-Кураминский пояс; б - предполагаемые границы; 2 - области рассеянного рифтогенеза; 3 - области коллизионной обстановки и гранитоидного плутонизма; 4 - ареалы океанского вулканизма (Южно-Гиссарский палеоокеанический бассейн и Байсунская зона); 5 - амагматические области.



В то же время на севере продолжается сокращение Туркестанского палеоокеана за счет пододвигания океанической коры под Северо-Казахстано-Киргизский микроконтинент. В пределах Северо-Казахстано-Киргизского микроконтинента наблюдается активизация территории и излияние наземных вулканогенных пород базальт-андезит-липаритовой формации.

На схеме палинспастической реконструкции (рис. 43), составленной на конец раннего и начало среднего карбона, показаны положения Сибирского, Восточно-Европейского континентов, приближающихся друг к другу. Северо-Казахстано-Киргизский микроконтинент со своей южной субдукционной зоной передвигается в сторону Сибирского континента. Срединговая зона, расположенная на 10° с.ш. разделяет Алайский и Таджикский микроконтиненты.

Средне-позднекаменноугольный этап занимает особое место в истории развития Тянь-Шаня, отличаясь наиболее активной плутонической и вулканической деятельностью. Главное событие в это время — разнообразные коллизионные процессы, приведшие к закрытию упомянутых выше площадей, занятых палеоокеаническими структурами. Основная территория Северного Тянь-Шаня в это время была амагматичной.

На крайнем юге на месте замкнувшейся Южно-Гиссарской палеоокеанической структуры после процессов шарьирования и сжатия формируется громадный Гиссарский плутон. К северу от него размах магматизма несколько сокращается (Киттармай-Ягнобская зона). В южной части Букантау-Карачатыр-Алайской зоны выделяется новый значительный ареал гранитоидного магматизма (Зарафшанский, Нуратинской хребты, Кызылкумы), представленный гомодромными диорит-гранодиорит-гранитными ассоциациями. Собственно, на месте Туркестанской палеоокеанической структуры гранитоидный магматизм проявлен слабо, представлен в основном платогранитоидами (тоналит трондьемитовая формация Бокалинского массива).

Принципиально иной тип магматизма отмечается к северу от зоны Беньюффа-Южно-Ферганского разлома, где формируется Кызылкумо-Кураминский вулканоплутонический пояс.

Вертикальный ряд магматических формаций здесь представлен сочетанием следующих формаций: К-базальтов и габбро-монзонит-сиенитов (С1-2), андезитов и андезит-дацитовой, гранодиорит-гранитовой (С2-С3); с упомянутыми рядами магматических формаций, ассоциируют флишевые, молассовые, молассово-вулканогенные осадки.

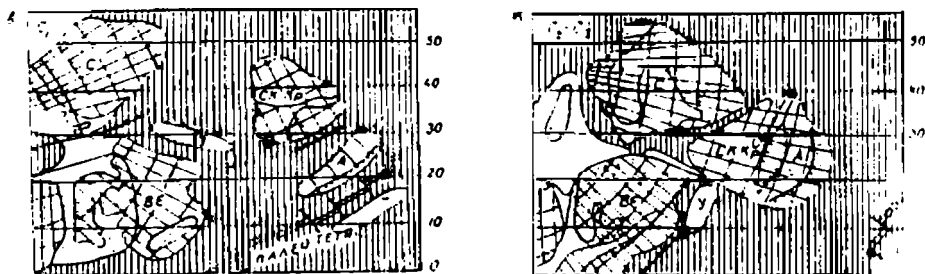


Рис. 43. Палинспастические реконструкции для карбона Тянь-Шаня.

В геодинамике Тянь-Шаньского региона описываемый период является определяющим. Именно в это время образованы главнейшие структурные элементы региона. Основные события — закрытие существовавших до этого времени палеоокеанических структур: Туркестанской, Южно-Гиссарской.

Развитие субдукции океанической коры Туркестанского океана приводит к формированию Кызылкумско-Кураминского вулканического пояса. Зона Беньоффа, которая вероятно, была наклонена на север под Северо-Казахстано-Киргизский микроконтинент.

В результате столкновения Северо-Казахстано-Киргизского и Алайско-Таджикского микроконтинентов шельфовые образования севера Алайско-Таджикского микроконтинента шарьированы на юг, на них надвигались раздавленные породы офиолитового комплекса, образуя сложное покровно-чешуйчатое строение северного сектора Южного Тянь-Шаня. Последующие движения окончательно сформировали современный облик Букантау-Карачатыр-Алайской и Зарафшано-Туркестанской зон.

Примерно в это же время происходит закрытие Южно-Гиссарского палеобассейна с той только разницей, что развитие субдукции и поглощение океанической коры наблюдалось у северной окраины Таджикского микроконтинента. Свидетельство этому — северная вергентность чешуйчатых пластин, надвигов и, кроме того, образование вулканоплутонического пояса в теле Таджикского микроконтинента, параллельно Южно-Гиссарской структуре. Видимо, зона Беньоффа была наклонена на юг под Таджикский микроконтинент. К середине верхнего карбона здесь окончательно сформированы складчатые структуры Южно-Гиссарской зоны.

Таким образом, к концу позднекаменноугольного периода Таджикский и Алайский микроконтиненты нарастили с юга Северо-Казахстано-Киргизский микроконтинент новообразованной в карбоне континентальной корой, превратившей последний в довольно значительный по площади Казахстанский континент.

Палинспастические реконструкции дрейфа Казахстанского континента в конце позднекаменноугольного периода показывают, что он присоединился на севере со сближающимися Восточно-Европейским и Сибирским континентами, как бы вклинившись между ними. Об этом свидетельствуют западные и восточные коллизионные процессы, подтверждающие столкновение этих континентов.

ПЕРМСКИЙ МАГМАТИЗМ И ЛАТЕРАЛЬНЫЕ РЯДЫ ФОРМАЦИЙ

Пермский магматизм Тянь-Шаня — объект неравномерно исследованный. Наряду с удовлетворительно изученными комплексами магматических пород и регионами, есть ассоциации магматитов и такие ареалы, которые еще не охвачены детальными петролого-геологическими исследованиями. К числу последних относятся многочисленные мафит-ультрамафитовые, щелочные, субщелочные базальтоидные комплексы Восточной Ферганы, Киргизии и ряда других районов.

Описание отдельных представителей пермских формаций можно найти в работах Р.Б. Баратова, Е.Н. Горецкой (лечобский комплекс Южного Гиссара), Т.Н. Далимова (пермские и пермтриасовые комплексы Среднего Тянь-Шаня), Н.В. Еремеева, К.А. Абдурахманова и других авторов. Весьма содержательный материал по рассматриваемому вопросу изложен в "Карте магматических комплексов Узбекистана" (Гуляганов Х.М., 1986), "Атласе вулканических структур" (Шаякубов Т.Ш., Коржаев В.П., 1984), "Расчленение интрузивных комплексов и стратифицированных отложений Киргизии" (Фрунзе, 1982) и др. Эти данные вместе с личными материалами авторов легли в основу настоящей главы. Они избавляют нас от пространного изложения материала по каждой формации.

Пермский магматизм, как и магматизм предыдущих этапов обладает рядом специфических отличий, которые необходимо подчеркнуть.

Во-первых, отмечается некоторая расплывчатость его возрастных границ. Сейчас уже ясно, что несомненно в пермь переходят заключительные фазы средне-верхнекарбонového коллизонного гранитоидного плутоизма (Зап. Узбекистан, юго-западные отроги Гиссара, южный склон Гиссарского хр., Алайский, Чаткальский хр. и др.). Строго отделить их от карбона не представляется возможным. Нами они рассматривались в рамках предыдущего этапа (С2-3).

Верхняя граница пермского этапа оказалась не менее сложной и прерывистой. Весьма распространенная до сих пор точка зрения заключается в том, что все магматические процессы заканчиваются в перми и в мезозой не переходят, что подтверждалось многочисленными К-Аг датировками. Но сейчас уже ясно, что после самых юных гранитоидов (арашанский, шайданский, кичикалайский к-сы) в регионе существует целая гамма субщелочных базальтоидов и их производных. Анализ имеющегося материала показывает, что верхняя граница пермского этапа магматизма довольно прерывиста, сложна и несомненно переходит в мезозой.

Во-вторых, в подавляющем большинстве регионов Тянь-Шаня, выделенные в раннем и среднем палеозое структурно-формационные зоны к перми отмирают, на месте Туркестанского и Южно-Гиссарского океанических бассейнов создаются сложные покровно-складчатые сооружения с новообразованной в карбоне корой континентального типа. Поэтому на те или иные процессы тектонической активизации регион несмотря на его различную предысторию, реагирует как единая жесткая масса. Вероятно, в этом одна из причин того, что на значительных, весьма удаленных друг от друга площадях развиваются практически однотипные изотропные формации (габбро-монзонит-сиенитовая, например).

Все многообразие пермских и пермтриасовых магматических формаций может быть подразделено на следующие возрастные уровни: 1) верхнекарбон-раннепермский существенно гранитоидный; 2) раннепермский (субщелочная, габбро-монзонит-сиенитовая, вероятно, абсарокит-латит-шошонитовая); 3) верхнепермский

Принципиальная схема корреляции пермских и пермотриасовых магматических формаций Тянь-Шаня

Возраст	Северный Тянь-Шань		Юго-западные отроги Северного Тянь-Шаня	
P2-T1; T1			Дайки регионального распространения	
P2		Лейкогранитовая (адырторский к-с; P2) Псевдолейцитовых щелочных сиенитов (Орготский к-с; P1-2; 286-316 млн.)		Гранит-лейкогранитовая (P2; арашанский к-с; 258+10 млн.)
P1	Грахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая (P1; C3-P1; ашукольторская свита)	Габбро-монцонит-сиенитовая (кокмайнакский к-с); P1; 216-322 млн. лет)	Трахибазальт-трахиандезитовая (P1; шурабсайская свита, учарчинская св. 281+5 млн. лет Rв-Sr)	Габбро-монцонит-сиенитовая (бабайобский, шаматорский, к-сы; 252-270 млн. лет)
C3-P1; P1			Риолит-трахириолитовая (оясайская, кзылнуринская св.; 253-294 млн. лет)	Гранит-лейкогранитовая (Шайданский, Чаркасарский; 273+13 млн. лет)

Южный Тянь-Шань			
северные ареалы		южный ареалы	
Щелочных базальтоидов (P2-T1) дайки, дайкообразные тела южнотяньшаньского к-са	Щелочных габброидов (P2-T; T1)	Щелочных базальтоидов и трубок взрыва	
	Щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов (P2-T1?; Зардалекский, Суртекинский; 257-272 млн.)	Фонолит-трахитовая (казноцкая свита)	Нефелиновых сиенитов (алайский к-с 245+4 млн. лет)
	Габбро-монцонит-сиенитовая (саутбайский к-с; P2-T1?)	Трахибазальтовая (кайракская св. P1?)	
Риолит-трахириолитовая (келематинская, четынташская св.)	Лейкогранитовая (P1; Учкочойский, Комсомольский и др. массивы) Монцонит-гранодиорит-лейкогранитовая (кичикалайский, кокшаальский, ачикалминский к-сы; 265-272+10 млн. лет)	Риолит-трахириолитовая (барзангинская, наскакская, сухтинская, лючобская св.)	

(субщелочных гранитов, щелочных нефелиновых сиенитов); 4) щелочных базальтоидов и габброидов (табл. 33).

Несмотря на явную условность и схематичность подобного деления, оно позволяет отметить антидромную зональность пермского и пермотриасового магматизма.

Схема распространения пермских магматических формаций представлена в рис. 44. Анализ приведенной принципиальной схемы позволяет отметить еще две черты пермского магматизма: а) рассеянность по всей территории и б) слабую зональность, которая обусловлена только крайне неравномерно распределенным материалом и вкратце сводится к следующему. Устанавливается, что по всему югу Тянь-Шаня (Юж. Гиссар, Туркестано-Алай, Кокшаалтау) широко развит субщелочной гранитный и нефелин-сиенитовый плутонизм. Цепочка небольших по размерам гипабиссальных интрузий образует мощный пояс в этом направлении. Крайней западной точкой пояса, вероятно, является г. Кульджуктау (Тозбулакский массив), а крайней восточной — Кокшальский массив и др.

Появление этого, вероятно, наиболее юного пояса гранитных интрузий — свидетельство окончательного завершения формирования континентальной коры.

К северу от него картина становится более пестрой и менее отчетливой, но ясно другое — на всей обширной территории уже нет подобных ареалов и наоборот здесь широко проявлен пояс субщелочных габбро-монцитонитовых, сиенитовых интрузий: Кураминский, Чаткало-Блудбашата-Присонкульский ареал и др. И, наконец, самое северное положение занимают ареалы щелочного магматизма (Таласский, Заилийский, Восточно-Сарыджасский).

Плутонические формации

Плутонические формации широко распространены в рассматриваемом регионе.

Монцитонит-гранодиорит-гранитовая формация (Р1) понимается нами в объеме кичикалайского, ачкалминского комплексов в Туркестанском и Алайском хребтах. На западе — в Центральных Кызылкумах и других регионах Западного Узбекистана — к нему может быть отнесен сарытауский комплекс. Наиболее представительным для характеристики формации является кичикалайский комплекс, известный еще с работ Куллетского Б.М. (1936), которым и выделялась своеобразная Кичик-Алайская гранит-монцитонитовая провинция. Рассматриваемый комплекс изучался Р.Д. Гаврилиным, Е.Н. Горещкой, Т.А. Додоновой и И.Л. Захаровым. По их данным в рассматриваемом комплексе четко выделяются продукты двух фаз: первая — сиенитодиориты, диориты, гранодиориты; вторая — гранодиориты и граниты. По форме породы рассматриваемой формации представляют собой небольшие круто наклоненные тела, дайкообразные залежи, сформированные в гипабиссальных условиях.

Главным типом пород первой фазы являются кварцевые монцитониты и гранодиориты, с которыми ассоциируют кварцевые габбро, габбро-диориты, образующие постепенные переходы в гранитонды и монцитониты (Бузтосский м-в). Состав пород первой фазы крайне неустойчив и характеризуется четкими взаимопереходами друг в друга. Количественно-минералогический состав: плагиоклаз (Ап40–60 – 33–35%), каликатровый полевой шпат — 4–20% до 30%, кварц — 3–20%, биотит (6–16 до 20%), амфибол 16–17%, моноклинный пироксен (5–10%).

Породы второй фазы слагают целый ряд интрузивных тел и массивов в восточной части Туркестано-Алайского ареала (Кичик-Алайский, Аскалинский, Абрамовский массивы). По Р.Д. Гаврилину, порфириовидные гранодиориты второй фазы рассматриваемого комплекса состоят из каликатрового полевого шпата (17–34%), слабо зонального албита (30–46%), кварца (18–28%), биотита (7–12%), амфибола (3–10%) и редко моноклинного пироксена.

Химический состав рассматриваемых пород представлен в таблице 34.

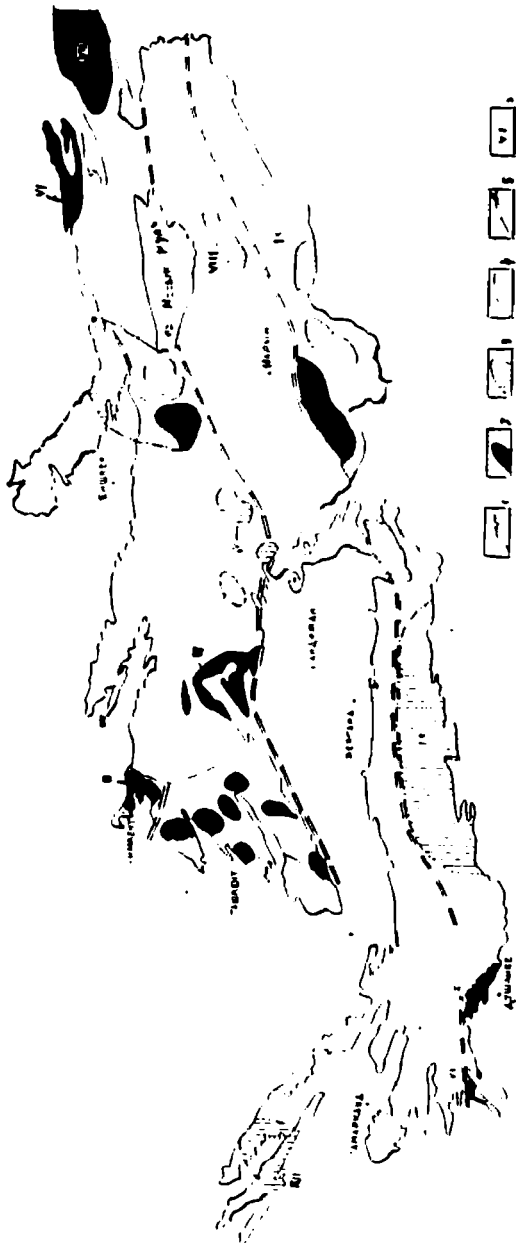


Рис. 44. – Ареалы распространения пермских и пермо-триасовых магматических образований Тянь-Шаня:

1 – контуры выходов докембрийских пород; 2 – районы развития преимущественно вулканических формаций; 3 – то же плутологических формаций; 4 – границы ареалов; 5 – границы поясов; 6 – ареалы: I – Кураминский, II – Таласский, III – Чаткало-Баубашатинский, IV – Яссинско-Сонкултауский, V – Восточно-Киргизский, VI–VII – Заилийско-Кетменский, VIII – Восточно-Нарынский, IX – Туркестано-Алай-Кокшальский, X – Южно-Гиссарский, XI – Байсунский, XII – Нуратинский.

Химический состав пород монзонит-гранодиорит-гранитной
формации

№№ ПП	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ппп	Сумма
1	60,26	0,60	15,75	1,21	5,43	0,09	3,57	6,29	2,71	2,48	1,36	99,80
2	63,43	0,52	15,47	0,74	4,49	0,07	2,42	4,94	2,81	3,28	1,23	99,65
3	61,38	0,50	16,21	0,74	4,01	0,07	2,46	4,98	3,32	4,05	1,82	99,63
4	63,69	0,41	15,28	0,54	4,29	0,08	2,13	4,98	2,75	4,15	1,13	99,60
5	63,40	0,48	15,84	0,98	4,01	0,06	1,78	5,32	2,79	3,71	1,36	99,85
6	51,35	0,75	17,11	1,32	6,89	0,06	6,20	8,40	2,30	2,90	2,40	99,71

Примечание: 1 – кварцевый диорит Кичик-Алайского массива (среднее из 16, А.Ф.Шинкаев); 2 – гранодиорит Кичика-Алайского массива (среднее из 17, П.Д.Резвой); 3 – кварцевый сиенито-диорит Бульдуминский массив (среднее из 5, Т.А.Додонова); 4 – гранодиорит из Жаныдаванского массива (среднее из 3, Т.А.Додонова); 5 – кварцевый монзонит, Турукский массив (Т.А.Додонова)

Возрастным аналогом рассматриваемой формации на территории Восточного Тянь-Шаня является ачичалминский комплекс. Комплекс был выделен в 1974 году и состоит из пород 4-х фаз магматической деятельности: 1 — амфибол-биотитовые кварцевые диориты; 2 — порфириовидные амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты; 3 — биотитовые граниты; 4 — мелкозернистые двуслюдяные граниты.

Лейкогранитовая формация. Понимается нами в объеме туркестанского и кокшаалского комплексов. Возраст ее определяется тем, что большинство массивов рвут отложения среднего палеозоя, а Учкошкской и Акшийрякской тела — рвут отложения верхнего карбона (М. Гесь, 1984).

По данным Г.П. Бисэк, В.Л. Клишевича Джангартский и Акшийрякский массивы рвут отложения карачатырского горизонта P1 и одновременно послераннепермские надвиговые поверхности.

Кокшаалский комплекс объединяет 21 массив, которые по размерам и морфологии подразделяются на две группы: а) двухфазные, слабозональные плутоны (Учкошкской, Мудрюмской и др.); б) монофазные мелкие штоко-дайкообразные тела, трещинные интрузии, общая площадь которых не превышает 25 км².

На современных геологических картах в состав этой формации включается и Акшийрякский массив рапакивовидных гранитов, содержащих овоиды (2,5–4,5 см) калиево-натриевого полевого шпата. Состав: микроклин-пертит (42–50%), олигоклаз (16–36%), кварц (18–30%).

Габбро-монзонит-сиенитовая формация — данная формация характеризует собственно раннепермский этап магматической активности Тянь-Шаня. Она широко проявлена и в вулканической (трахибазальт-трахиандезитовая, абсорокит-шошонит-латитовая) формации и в плутонической форме. Естественно, что обе эти формы магматизма тесно сопряжены и связаны.

В Северном Тянь-Шане она понимается в объеме кокмойнакского комплекса. В юго-западных его отрогах, вероятно, существует два уровня проявления этих формаций: бабай-обский (P1) и чилтенский (P2-T1).

В Южном Тянь-Шане с породами данной формации можно сопоставлять породы кичикалайского комплекса (?), в Западном окончании Южного Тянь-Шаня — это недавно выделенный саутбайский комплекс. Наконец, и в южном секторе Южного Тянь-Шаня (юго-западные отроги и южный склон Гиссарского хребта) эта формация представлена единичными небольшими массивами и штоками сиенитов и разнообразных монзонитов.

Возраст большинства их упомянутых комплексов определяется как раннепермский, что доказываются их соотношениями с флористически охарактеризованными комплексами (шурабсайская свита. Кураминской зоны, например). Цифры абсолютного возраста для упомянутых массивов колеблются в пределах 300–240 млн. лет (19 определений). Наиболее вероятный возраст 270–280±8 млн. лет, что соответствует S3-P1. В тектоническом отношении породы формации тесно связаны с формированием сводово-вулканических рифтовых структур (Гавасайский и Чадакский грабены в Кураминской зоне).

Строение и состав пород рассматриваемой формации лучше рассмотреть на примере отдельных, хорошо исследованных объектов, к числу которых мы относим т.н. бабайобский комплекс Чаткало-Кураминских гор.

В составе последнего выделяются три крупных интрузивных тела Бабай-обский, Альчалыкский и Актепинский. Кроме них, в регионе выделяется несколько десятков мелких (1–3 км²) штоков, приуроченных к полям развития пород шурабсайской свиты. В большинстве случаев массивы комплекса тесно связаны с формированием пермских рифтогенных структур (Далимов, Рафиков, 1986). Химический состав пород приведен в таблице 35.

Бобойобский массив расположен в Кураминском хребте и представляет собой вытянутый в меридиональном направлении лополит площадью около 50 км². По В.А.

Химический состав пород габбро-монцонитовой формации Чаткало-Кураминского региона

№№ ПП	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	CO ₂	SO ₃	ппп	Сум- ма	Кол- во ана- лиз
1	44,83	1,54	19,69	5,33	5,47	0,16	4,44	11,02	2,28	1,74	1,26	0,13	0,14	0,18	1,94	100,15	30
2	51,90	1,41	19,63	3,33	4,74	0,12	3,20	8,19	3,30	2,20	0,66	0,18	0,15	0,11	1,13	100,25	3
3	54,49	1,38	16,31	2,75	4,80	0,20	3,80	6,11	3,43	3,58	0,94	0,19	-	0,23	2,23	100,44	7
4	45,68	1,24	8,51	9,60	8,09	0,21	11,25	11,52	1,38	0,72	0,03	0,15	-	-	1,35	99,73	6
5	46,71	1,13	12,89	6,34	5,76	0,28	10,57	9,94	2,62	0,99	0,03	0,42	-	-	2,40	100,08	3
6	50,32	0,83	17,69	6,75	3,30	0,11	4,08	8,45	3,37	2,28	0,32	0,34	0,45	0,14	1,83	100,26	25
7	59,22	0,87	13,83	4,09	3,79	0,12	3,62	4,54	4,51	3,39	-	0,40	-	0,03	1,17	99,57	2
8	57,91	1,02	15,70	2,83	4,14	0,10	3,51	5,03	3,42	4,46	0,44	0,19	0,07	0,07	1,22	100,11	7
9	54,82	0,78	17,01	3,79	4,27	0,14	4,11	6,38	3,17	3,24	0,30	0,21	0,17	0,22	1,61	100,22	4
10	55,49	0,94	16,69	3,74	4,31	0,13	3,72	6,25	3,26	3,28	0,41	0,26	0,28	0,19	1,12	100,07	5
11	50,36	0,48	19,93	6,90	2,32	0,11	3,02	10,01	3,65	2,02	0,34	0,39	-	-	0,89	100,42	5
12	60,04	0,67	16,12	3,10	3,50	0,09	2,78	5,08	4,13	3,25	0,30	0,21	-	-	0,84	100,11	7

Примечание: Актепинский массив (1-3): меланогаббро, монцогаббро; 2 - габбро-диориты; 3 - монцониты и монцодиориты. Алячлыкский массив (4-7): 4 - пироксениты; 5 - плагиоклазовые пироксениты и меланогаббро; 6 - лейкократовые монцогаббро; 7 - сиениты.

Айгырбайтальский массив: 8 - монцониты, монцодиориты.

Лоякский интрузив: 9 - монцодиориты.

Бобоибский интрузив: 10 - диориты, монцодиориты.

Чогух-Дайрмечский массив (11, 12): 11 - монцогаббро; 12 - монцодиориты.

Белову этот дололит сформировался в результате следующих 4-х фаз магматической деятельности: 1 — гиперстен-авгитовые монцодиорит-порфиры (мангерит-порфиристы); 2 — амфибол-пироксеновые кварцевые сиенито-диориты; 3 — биотит-амфиболовые сиенито-диориты; 4 — сиенит-порфиры и граносиениты. Породы комплекса состоят из нескольких генераций плагиоклазов (от лабрадора до олигоклаза), ортоклаза-криптопертита (20–43% Ав), пироксена (авгит, ферроавгит, энстатит-гиперстен, феррогиперстен), амфибола (обыкновенная роговая обманка, керсутит).

Вся совокупность пород обладает единым набором аксессуаров, среди которых ведущее значение принадлежит титаномagnetиту, апвиту и ильмениту.

Алчалькский массив расположен в восточной части Кураминского хребта (Гавайский грабен) и представляет собой систему крупных штокообразных тел, иногда переходящих в покровы трахитбазальтов (басс. р. Кучар). Они сформировались в следующей последовательности: 1 — оливиновые габбро, троктолиты, нориты; 2 — аноктоклазовые габбро, монцо-габбро; 3 — габбродиориты, монцодиориты; 4 — мелкозернистые сиениты, граносиениты.

Следует подчеркнуть, что в составе пород рассматриваемого массива установлены и породы ультраосновного состава (Далимов, Ганиев, Ишбаев и др., 1992). Основную разновидность (~80%) пород составляют крупнозернистые аноктоклазовые габброиды, которые часто переходят в монцосиенитоиды.

Одним из наиболее сложенных по строению является Актепинский массив подробно изученный Б.Г. Хайруллиним и Л.Г. Луниной. По их данным в строении массива выделяется от шести до десяти интрузивных фаз: 1 — крупнозернистое габбро; 2 — среднелзернистое габбро; 3 — мелкозернистые диориты; 4 — среднелзернистые диориты; 5 — мелкозернистые монцониты; 6 — неравномернозернистые монцониты, сиениты; 7 — кварцевые сиениты; 8 — порфировидные кварцевые сиениты; 9 — жильные сиенит-аплиты, бостониты.

Несмотря на некоторую "структурность" подразделения пород данного массива, схема подчеркивает крайнюю сложность их внутреннего строения, обилие фаз и импульсов, ритмичность в их формировании. Одной из характерных особенностей строения Актепинского массива является наличие в нем интрузивных брекчий (агматиты по Л.Г. Луниной и Б.Г. Хайруллину). Интрузивные брекчии — представляют собой обломки разнообразных габброидов и монцонитов, сцементированных кварцевыми сиенитами.

В целом, массив имеет концентрически-зональное строение.

Кок-мойнакский комплекс — один из распространенных пермских комплексов Северного Тянь-Шаня. Он распространен в основном западнее оз. Иссык-Куль, по обсьем бортам р. Чу. Среди пород комплекса наиболее крупным является Кок-мойнакский плутон площадью около 200 км², сформировавшийся в результате двух фаз магматической деятельности.

Первая из них представлена монцонитами и сиенитодиоритами, локализованными по краям плутона и в горах Каракоо. Монцониты по данным М.Д. Геся состоят из плагиоклаза (35–40%), нерешетчатого микроклина (40–45%), амфибола (3–7%), диоксида (3–7%) и кварца (3–4%). Штоки выполненные породами этой фазы как правило имеют зональное строение: края выполнены габбро-монцонитами, сменяющимися к центру кварцевыми сиенитами.

Вторая фаза — представлена граносиенитами, которые представляют основную часть пород Кок-мойнакского плутона. Породы состоят из нерешетчатого микроклина (42–52%), андезита (17–33%), кварца (12–18%), биотита (3–8%), амфибола и пироксена (3–6%).

Шаматорский комплекс — выделен Т.А. Додоновой в 1979 г. и расположен в хр. Тахталык (Западная часть Нарынского хр.). Один из крупных массивов — Шаматорский — прурочен к зоне глубинного разлома — линии В.А. Николаева. По

форме — это трещинная интрузия длиной 20–25 км, при ширине 5–6 км. Возраст раннепермский (270 млн. лет). Первая фаза пород комплекса представлена эссекситами, монцонитами, пироксенитами, шонкинитами. Вторая — представлена сиенитами.

Заканчивая рассмотрение этого уровня пермского магматизма можно отметить, что он повсеместно идет после карбоновых, карбон-пермского коллизионных процессов и сопровождающего его гранитного плутонизма. Он свидетельствует о следующем принципиально ином (дейтероорогенном) этапе развития соответствующих площадей.

В удовлетворительно исследованных регионах (Чаткало-Кураминский регион) несомненна связь их с рифтовыми структурами и их обрамлением (Тереклинский, Гавасайский, Чадакский), вулкано-тектоническими депрессиями. В других районах такая связь может быть лишь намечена, зато большинство исследователей признают их связь с глубинными разломами (Соломович, 1988), что по существу одно и то же.

Для пород формации свойственны: а) гомодромный тип эволюции, начинающийся различными габброидами, пироксенитами и, заканчивающийся сиенитами, граносиенитами и бостонитами; б) отчетливо зональное строение крупных, достаточно эрозированных тел; в) малая глубина становления, генетическая связь с вулканизмом, подтверждающаяся прямыми геологическими наблюдениями; г) неустойчивость состава.

Формация нефелиновых и псевдолейцитовых щелочных сиенитов. Этой формацией мы условной начиним следующий, видимо, верхнепермский уровень магматизма. Формация понимается в объеме оротокайского и курганского комплексов. Первый из них, распространен в Киргизском, Джумгольском и Сусамырском хребтах, где включает ряд крупных плутонов: Оротокайский, Сандыкский, Кумбельский, Садыкский. Наиболее крупный Оротокайский массив имеет площадь около 200 км², овальную форму, вытянутую в широтном направлении. По В.М. Рожанцу, массив имеет межформационный характер, располагаясь между слабодислоцированными осадками среднего, верхнего палеозоя и метаморфизованными породами раннего палеозоя и докембрия. Интрузии падают к северу под углом 50–70°. Породы рассматриваемого комплекса сформировались в результате проявления 4 фаз магматической деятельности:

1 — гигантозернистые сиениты, состоящие на 85–90% из вкрапленников калишпата размером 10–30 см (длина) и крупнозернистой основной массы. Состав: калинатровый полевой шпат — 70–95%; андезин — 2–17%; биотит — 1–5%; диопсид — 0,2–3,5%; роговая обманка — 0,3–4%;

2 — гигантопорфировидные псевдолейцитовые нефелиновые сиениты — весьма схожи с породами предыдущей фазы, но отличаются от них меньшей суммой вкрапленников (от 5 до 70%, в среднем 40–50%). Состав: калинатровый полевой шпат — 60–80%; андезин — 15–20%; зеленоватый диопсид — 3–10%, амфибол — 5–10%; биотит — 3–8%; объем псевдолейцитовых новообразований — 10%;

3 — сиенитодиориты непостоянного состава. Состав: калинатровый полевой шпат (35–60%), зональный андезин (20–40%), клинопироксен (2–4%), биотит (7–15%), роговая обманка (1–7%);

4 — мелкозернистые граносиениты.

Химический состав пород рассматриваемой формации представлен в таблице 36.

Гранит-лейкогранитовая формация. К югу, на обширной территории Чаткальского и Кураминского хребтов, в это время наблюдается мощная вспышка гранитоидного плутонизма, наиболее четко проявленного в арашанском комплексе. По данным З.А. Юдаевича, в состав рассматриваемого комплекса относятся Майдантальский (260 км²), Манасский трещинный плутон (200 км²), Ойгаин-Баркацкий (7,5 км²), Тузашу-Тастарсайский штوك (12 км²), Аккалчигайский (4,5 км²), Саргадонский (2,5 км²), Арашанский трещинный плутон (1200 км²), Чаркасарский (55 км²) и др. Возраст комплекса, в частности Арашанского массива опреде-

Таблица 36.

Химический состав пород формации нефелиновых и псевдолейцитовых щелочных сиенитов

№№ шп.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	ппп	Сум- ма	Кол. ана- лиз
1	58,28	0,69	18,71	3,27	1,11	0,06	1,56	3,05	3,28	8,58	0,12	0,02	0,13	1,11	99,84	6
2	59,32	0,87	18,89	3,95	—	—	1,90	5,37	7,52	0,37	—	—	0,16	0,50	99,09	2
3	56,45	0,88	18,07	2,05	3,06	0,11	2,14	4,32	3,86	7,80	0,23	0,01	0,24	0,89	99,87	12
4	54,90	1,24	16,66	3,00	3,75	0,18	3,85	5,68	3,95	5,80	—	0,02	0,28	0,88	99,89	1
5	66,41	0,41	15,70	1,60	1,94	0,06	1,39	1,09	4,20	5,99	0,04	0,03	0,21	1,12	100,19	4
6	57,79	0,59	19,41	1,38	1,98	0,02	2,42	1,01	3,14	11,26	0,06	0,01	0,04	1,01	100,08	8
7	53,19	0,78	15,44	3,10	4,49	—	7,90	6,25	2,55	5,45	—	—	—	0,76	99,91	1
8	59,09	0,56	17,32	2,36	2,60	—	4,16	2,45	3,05	7,41	—	—	—	0,58	99,58	3
9	68,94	0,12	16,11	1,13	0,47	—	0,54	0,15	3,72	8,44	—	—	—	0,48	100,10	1
10	59,64	0,83	19,92	0,81	2,61	0,10	1,78	0,33	6,49	5,50	—	—	0,18	1,13	99,14	8
11	59,11	0,35	17,69	5,07	1,44	0,39	0,70	0,68	0,21	10,07	0,06	0,02	0,37	3,90	99,69	3
12	58,32	0,63	16,78	1,75	3,53	0,17	1,01	0,16	0,42	10,58	0,03	0,48	0,26	4,72	99,58	2
13	63,67	0,39	17,85	2,02	0,73	0,03	0,28	0,37	1,94	10,51	—	0,07	0,31	1,33	99,19	2
14	60,02	0,22	13,80	4,28	2,50	0,38	4,04	0,68	5,74	5,85	0,02	0,02	0,38	1,81	99,36	2
15	61,34	0,46	15,95	6,29	0,29	0,60	0,93	0,46	4,51	5,94	0,06	0,12	—	2,94	99,89	2
16	56,76	0,25	11,16	3,38	3,57	0,46	8,30	0,87	6,12	4,60	0,01	0,03	0,25	4,00	99,51	1

Примечание: Ортококский комплекс (1-10): Ортококский массив: 1 — сиениты гигантозернистые, 2 — албитизированные сиениты; 3 — псевдолейцитовые сиениты гигантопорфировые; 4 — сиенито-диорит; 5 — граносиениты; Сандыкский массив (6-9): 6 — нефелиновые сиениты, 7 — монзонит; 8 — сиениты; 9 — сиенит-аплит; Кумбельский массив: 10 — нефелиновые щелочные сиениты.

Курганский комплекс (11-16): Чаткарагайский массив: 11 — сиенит-порфиры, 12 — кварцевые сиениты, 13 — бостониты; Курганский массив: 14 — эгириновые сиениты, 15 — кварцевые щелочные сиениты, 16 — сиениты. При составлении таблицы использованы данные Т.А. Додоновой, В.М. Рожанца, Б.И. Злобина, В.А. Колесникова

ляется геологически как пермь-раннетриасовый и рассматривается, как аналог кызылпуринской свиты, с чем трудно согласиться в виду их довольно принципиальных различий. Абсолютный возраст 249–298 млн. лет.

Наиболее исследованный Арашанский pluton образовался в результате следующих фаз магматической деятельности: 1 — крупно-среднезернистые порфириовидные амфибол-биотитовые, аляскитовые граниты — главная интрузивная фаза; 2 — порфириовидные биотит-амфиболовые граниты — первая дополнительная фаза; 3 — мелко-среднезернистые биотитовые, биотит-амфиболовые граниты — вторая дополнительная фаза; 4 — мелкозернистые биотитовые граниты — третья дополнительная фаза; 5 — гранит-аплиты, пегматиты-дайки I этапа; 6 — диабазы-дайки II этапа.

Ведущей разновидностью пород являются граниты дополнительных интрузий. Главные породобразующие минералы: плагиоклаз, калинастровый полевой шпат, кварц, биотит. Мусковит и амфибол имеют второстепенное значение. По данным З.А. Юдалевича и других исследователей в породах Арашанского массива весьма ярко и многообразно проявлены жильные отщепления (аплиты, гранит-аляскииты, пегматиты камерного и жильного типа).

Интрузивы комплекса сформировались в мезо- и гипабиссальных условиях. Главнейшие особенности пород арашанского комплекса заключаются в их высокой общей железистости ($f = 70\%$), повышенной калиевой щелочности. По соотношению K_2O и Na_2O граниты комплекса относятся к предельному калиево-натровому типу (табл. 37).

Формация щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов объединяет породы зардалекского и, вероятно, алайского комплексов.

Зардалекский комплекс (P2-T1; P2) представлен шонкинитами, монцонитами, нефелиновыми сиенитами, распространенными в высоких предгорьях Алая и Туркестано-Сурметашском районе (Зардалекский, Баудальский, Урусайский, Шахдарский массивы и др.). Наиболее крупный среди них Зардалекский массив (12–13 км²) представляет собой сложно-построенный зональный дискордантный массив, залегающий среди карбонатных пород девона и карбона. По Н.Ф. Шинкареву (1966, 1967) массив сложен продуктами следующих трех фаз магматической деятельности: а) габбро, щелочное габбро, монцониты и анортозиты; б) трахитоидные щелочные сиениты, эссекситы; в) нефелиновые, псевдолейцитовые щелочные сиениты.

Породы первой фазы слагают ряд небольших тел общей площадью около 2,5–3 км². В приконтактных частях отмечаются участки эруптивных брекчий, устанавливается полосчатость, обусловленная субпараллельным расположением кристаллов полевых шпатов. Габброиды первой фазы состоят из pl (25–35%), ортоклаза и микроклина (0–6%), диопсида (35–45%), роговой обманки (гастингсит) (25–35%), биотита (5%), цеолитов (0–2%). С габброидами первой фазы тесно связаны различные гибридные разновидности: тешениты, тералиты, эссекситы, пироксен-скаполит-гранатовые породы.

Породы второй фазы наиболее распространены. Сиениты подразделяются на две группы: лейкократовые и меланократовые, а также аналцимовые разновидности со следующим составом: микроклин (20–70%), зональный плагиоклаз (8–30%), амфибол (гастингсит, арфведсонит) (7–21%), гранат (3–6%), пироксен (до 5%).

Нефелиновые сиениты третьей фазы слагают систему штокодайкообразных тел как внутри массива, так и за его пределами.

Алайский комплекс является вероятным аналогом зардалекского комплекса в западной части Туркестано-Сурметашского района. Гирлянда интрузий комплекса вытянута в направлении восток-северо-восток на протяжении 250 км (Герасуевский, Матчасуевский, Тутекский, Кульпский, Ходжаочканский, Джаманджерский). Они приурочены к сочленению Алайского, Заравшанского и Туркестанского хребтов. По данным Н.Ф. Шинкарева и Р.Б. Баратова в их становлении выделяются продукты

Химический состав пород гранит-лейкогранитовой формации

№№ пп.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	ппп	Сум- ма	Кол. ана- лиз
1	74,80	0,16	12,67	0,52	0,61	0,06	0,67	1,80	3,47	4,87		0,51	100,14	12
2	73,38	0,13	11,06	1,54	1,02	0,04	1,99	1,18	4,37	4,40		0,83	99,94	13
3	73,90	0,11	14,34	0,38	1,23	—	0,27	0,85	4,09	4,70		0,23	100,1	16
4	70,56	0,46	15,13	0,74	3,43	сл.	0,62	1,46	2,20	4,15		0,91	99,98	11
5	75,54	0,16	12,40	0,43	1,34	0,04	0,21	0,76	3,48	5,01	0,32	1,04	100,41	8
6	73,82	0,18	13,60	1,34	1,03	0,04	0,46	1,47	4,25	2,73		1,12	100,04	20
7	74,49	0,16	12,09	0,30	1,90	0,05	0,17	1,16	3,49	5,14		0,97	99,92	4
8	73,50	0,22	13,06	0,68	1,61	0,05	0,51	1,18	3,69	4,89		0,70	100,09	9
9	75,37	0,17	12,31	0,17	0,58	0,03	0,16	0,68	3,45	3,99		3,00	99,92	25
10	69,36	0,32	14,53	1,35	1,73	0,07	0,70	2,17	3,79	4,02		1,26	99,23	5
11	76,21	0,15	13,06	0,48	1,25	0,04	0,30	1,08	3,75	4,40		0,24	100,96	11
12	73,07	0,32	13,52	0,76	1,16	0,04	0,44	1,64	4,11	4,16		0,6	99,82	3

Примечание: Майдантальский интрузив (1,2): 1 — биотитовые граниты, 2 — аляскитоидные граниты. Баркракский массив: 3 — двуслюдяные граниты. Саргардонский интрузив: 4 — граниты. Арашанский интрузив (5-8): 5 — щелочные граниты, 6 — биотитовые граниты, 7 — аляскиты, 8 — аплиты. Чаркасарский интрузив (9-12): 9 — граниты, 10 — порфириовидные граниты, 11 — аляскитоидные граниты, 12 — аплитовидные мелкозернистые лейкограниты

Химический состав пород формации щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов

№№ пп.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	ппп	Сум- ма	Кол. ана- лиз
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1	40,93	1,04	17,23	8,17	4,91	0,24	5,06	16,38	1,68	1,58	0,60	0,16	1,42	1,49	99,89	3
2	45,88	0,78	18,25	4,52	5,11	0,16	4,44	11,30	3,40	3,69	0,25			1,71	99,49	6
3	48,91	0,50	25,68	1,72	3,59	0,08	1,67	11,47	2,80	2,00				0,49	98,91	1
4	53,30	0,82	18,10	6,70	3,00		2,10	7,50	3,70	3,60	0,21			0,63	99,66	1
5	61,91	сл.	19,60	0,32	1,05	0,02	0,34	1,63	4,13	9,75				0,90	99,65	1
6	48,03	0,27	23,90	2,70	0,94	0,12	0,63	5,15	7,38	7,71	0,05			2,51	100,06	5
7	53,53	0,22	21,98	1,67	2,02	0,0	0,43	4,06	6,00	7,80	0,14	0,67		1,52	99,57	19
8	48,50	1,92	14,82	3,56	7,25		7,00	9,48	3,11	1,72		0,11	0,28	2,36	99,72	1
9	45	0,42	22,80	3,73	1,83	0,29	4,89	15,80	1,90	1,22				0,21	99,68	2
10	59	0,70	19,50	3,41	5,21	0,05	2,60	7,56	4,44	2,94	0,41			1,60	99,23	1
11	50,81	0,90	16,76	4,12	3,84	0,180,1	3,52	7,67	2,80	3,24	0,48			0,85	99,47	5
12	55,11	0,60	20,01	2,93	5,41	7	1,68	4,42	3,50	6,29	0,40			0,52	100,00	1
13	54,07	1,06	16,60	2,04	7,96	0,10	6,95	13,11	1,68	2,00	0,23	0,04	0,06	1,76	99,37	2
14	45,84	0,58	18,42	1,12	5,07	0,07	2,58	7,98	3,58	3,06	0,18	0,06	0,08	1,87	99,35	4
15	54,78	0,30	18,42	1,10	4,27	0,06	1,95	3,78	4,00	4,58	0,15	0,01	0,07	2,30	99,46	2
16	58,54	0,10	18,16	0,90	3,22	0,02	0,65	2,79	3,90	4,54	0,05	0,09	0,06	1,42	99,84	2
17	51,52	1,20	18,00	1,58	6,72	0,14	3,71	8,07	3,05	3,87	0,69	0,04	0,40	1,13	99,72	7
18	58,35	0,54	18,18	1,29	4,27	0,07	1,48	3,77	4,46	5,84	0,28	0,02	0,07	1,15	99,70	3
19	53,93	0,24	20,69	1,47	4,03	0,11	0,49	2,50	6,75	8,01	0,10			1,74	100,06	12
20	58,30	0,38	18,31	1,10	3,91	0,10	0,40	2,13	5,81	7,44	0,10			1,32	99,30	2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
21	56,05	0,35	20,86	2,18	1,74	0,10	0,35	2,07	8,36	5,36				1,96	99,38	3
22	61,84	0,10	18,30	3,26	1,47	0,05	0,46	2,98	5,78	4,12				1,38	99,74	3
23	47,52	1,16	16,88	4,53	6,05	0,15	2,30	9,91	4,96	4,66	0,37			2,39	100,88	2
24	54,19	0,86	15,89	5,12	5,85	0,13	0,79	4,07	5,75	4,87	0,14			1,74	99,40	5
25	64,22	0,01	17,02	0,66	1,98	0,07	1,10	1,96	7,10	5,60	0,14			0,55	100,41	1
26	70,31	0,42	14,12	0,91	1,39	сл.	2,36	0,26	5,01	4,49				0,16	99,43	1
27	54,71	0,47	19,53	3,46	3,71	0,15	0,20	3,45	7,28	5,78	0,08			0,75	99,57	5
28	59,65	0,43	13,71	4,58	5,21	0,17	0,70	4,64	5,18	4,52	0,33			1,10	100,22	4
29	63,50	0,22	17,64	1,11	1,56	0,09	0,38	1,87	6,28	6,47	0,40			0,48	100,00	5
30	70,87	0,20	14,69	0,75	1,56	0,05	0,55	0,90	3,12	6,40				0,38	99,47	2
31	57,16	0,92	16,32	2,61	5,65	0,16	1,20	4,56	4,63	4,90	0,26			1,16	99,53	7
32	64,48	0,43	16,05	0,97	3,68	0,09	0,57	2,46	4,46	5,70	0,13			0,61	99,63	5

Примечание: Зардалекский комплекс (1-18): Зардалекский массив (1-7): 1 — меланогаббро, 2 — щелочные габбро, 3 — анортозит, 4 — монзонит, 5 — сиенит анальцимовый, 6 — нефелиновые сиениты меланократовые, 7 — нефелиновые сиениты; Урусайский массив: 8 — габбро; Саркендский массив (9-12): 9 — габбро, 10 — эссексит, 11 — сиенито-диориты, 12 — сиенит; Баульский массив (13-16): 13 — габбро, 14 — монцодиориты, 15 — сиениты, 16 — кварцевые сиениты; Шахдарский массив: 17 — габбромонзониты, 18 — сиениты. Алайский комплекс (19-32): Тукеский массив: 19 — нефелиновые сиениты, 20 — щелочные сиениты; Джилисуйский массив: 21 — нефелиновые сиениты, 22 — щелочные сиениты; Герезсуйский массив (23-26): 23 — нефелиновые меланосиениты, 24 — нефелиновые и щелочные сиениты; 25 — сиенит-аглит щелочной, 26 — габбро; Матчасиский массив (27-30): 27 — нефелиновые сиениты, 28 — щелочные меланосиениты, 29 — щелочные лейкосиениты, 30 — граниты; Сурметашский массив: 31 — сиениты, 32 — кварцевые сиениты.

В таблице использованы данные Т.А. Додоновой, Н.Ф. Шинкарева, М.К. Чоткараева, Д.С. Старшина, Л.Л. Перчука, З.М. Ляшкевича, Т.П. Ифактопуло, Д.С. Белянкина, Ю.А. Арапова, И.К. Никитина, Р.Д. Гаврилина, Н.П. Деренюка, А.Х. Хасанова, А.В. Москвина, М.Д. Дорфмана.

следующих трех фаз: 1 — сиениты и нефелиновые сиениты; 2 — граносиениты, граниты, сиениты, щелочные граниты; 3 — мелкозернистые щелочные граниты.

Химический состав пород приведен в таблице 38.

Вулканические формации

Риолит-трахириолитовая формация широко распространена в Чаткало-Курраминском регионе, где она понимается в объеме оясайской и кызылнуриинской свит. В меньшей мере она проявлена и в Южном Тянь-Шане, где в разных частях региона включает в себя кислые вулканиты келематикской, четынташской, лючобской, нижнеханакинской, барзангинской, сухтинской, айбайской и диамаликской свит.

Келематинская свита была выделена В.Н. Огневым в 1935 году в Ферганском хребте, как существенно терригенная. Позднее, Л.И. Турбин (1960), выделил в ее составе кислые вулканиты. Здесь, в бассейнах рек Карасу (восточная), Караколь и Итсай, среди красно- и зеленоцветных конгломератов и песчаников имеются единичные покровы риолитов, их туфов и туфолав мощностью до 20 м. Порфировые выделения в лавах составляют около 20% объема пород и представлены кварцем, а также кислым плагиоклазом и калиево-натриевым полевым шпатом. Часто встречающиеся здесь дайки кислого состава обычно рассматриваются как "корни вулканитов" (Додонова и др., 1984). В гальке из конгломератов свиты встречаются фузулиниды верхнего карбона и нижней перми (Бенш и др., 1972).

В Туркестанском хребте породы формации приурочены к зонам субширотных разломов и образуют несколько обособленных выходов длиной до 15 км при ширине до 1 км. Общая протяженность полосы (от долины р. Ляйляк на западе до р. Сох на востоке) достигает 90 км (Г.А. Додонова, К.Д. Помазков, Я.К. Помазков, 1984). Кислые вулканиты этого района выделены И.Л. Захаровым под названием четынташской свиты. Породы в составе свиты представлены спекшимися туфами, туфолавами и флюидалными лавами риолитов, которые интенсивно рассланцованы и серицитизированы. Суммарная мощность отложений обычно до 500 м, участками достигает 1000 м.

Другой участок выходов пород свиты известен в Карачатырских горах, где среди красноцветных конгломератов и песчаников согласно залегают до 20 пластов риолитов и спекшимся туфов кислого состава. Мощность пластов вулканитов варьирует от 3 до 25 м, а их протяженность не превышает 3 км.

В Байсунтау — Гиссарском ареале кислые вулканиты, относимые к данной формации, развиты в бассейнах рек Варзоб, Лючоб, Ханака, Каратаг, Ширкент, Обизаранг, верхьях р. Искандардаря, Диамалик и др.

Породы на этих участках представлена различными по гранулометрическому составу туфоконгломератами, туфобрекчиями, гравелитами, туфопесчаниками, а также туфами, туфолавами, автомагматическими брекчиями и лавами риолитов, субвулканическими телами т.н. "кварцевых порфиоров" и "гранит-порфиоров". Для этих отложений характерны значительные вариации как в отношении мощности отдельных горизонтов, так и в соотношении тех или иных фациальных разновидностей пород.

Наиболее представительной в этом ареале является лючобская свита, для которой отмечается следующая последовательность отложений (снизу вверх):

1. Пачка пересланцающихся мелко- и среднеталечных туфоконгломератов, туфопесчаников и лиловых туфов риолитов, прорванная силлообразным телом (мощностью до 40 м) "гранит-порфиоров" — до 100 м.

2. Крупногалечные конгломераты с красно-бурым туфовым цементом и прослойки туфов риолитов. Галька в конгломератах представлена серыми порфиroidными гранитами, различными андезитоидами, а также серыми мраморизованными известняками, в которых отмечается перекристаллизованная микрофауна среднего карбона — 200 м.

3. Переслаивание красных, серых и зеленоватых флюидальных риолитов с горизонтами туфокогломератов, кислых туфов, туфолав и туфобрекчий — 200–300 м.

4. Массивные темно-красные и буроватые риолиты с прослоями туфолав — 400–500 м.

Суммарная мощность разреза более 1000 м.

На левом и правом бортах долины р. Лючоб и вблизи перевала Ширатала глубокой эрозией вскрыты магмоподводящие каналы шириной в несколько десятков метров. Они заполнены автомагматическими брекчиями, туфолавами риолитов.

Аналоги лючобской свиты в горах Яккабаг представлены преимущественно субвулканическими силлообразными телами риолитов и "гранит-порфиров" приуроченными к зоне Южно-Гиссарского глубинного разлома. Породы эффузивной фации — лавовые потоки риолитов — развиты локально. В целом протяженность полосы выходов пород до 22 км, при ширине 2–2,5 км. субвулканические риолиты и "гранит-порфиры" характеризуются обычно массивным сложением, фельзитовой или микрозернистой аллотриоморфнозернистой структурой основной массы. Вкрапленники в них, составляющие до 5% объема породы, представлены кварцем, альбит-олигоклазом, редкими зернами нерешетчатого микроклина (иногда ортоклаза) и реже чешуйками биотита. Из аксессуарных минералов отмечаются магнетит, гематит, апатит, циркон, флюорит, иногда галенит, сфалерит, анатаз и ортит.

В Байсунской части ареала формация представлена породами диамалникской свиты мощностью до 200 м. Свита сложена лавами и туфами риолитов (до 70% разреза), которые перемежаются с маломощными (1–4 м) прослоями конгломератов и аркозовых песчанников.

Наиболее представительными и хорошо изученными являются вулканы оясайской и кызылнурицкой свит Чаткляло-Кураминского региона. Осадочно-вулканоогенные и связанные с ними субвулканические и гипабиссальные образования свиты широко распространены в горах Каржантау, Чаткальском и Кураминском хребтах преимущественно в пределах кальдер (Оясайской, Чилтенской, Чилтен-Сардолинской, Тавакской, Акшуранской) и грабенов (Гавасайского, Кассанского). Они известны в бассейнах рек Оясай, Каракия, Кызылсу, Четсу, Каржансай, Аксаката, Шаваз, Дукент, Чаулисай, Башкызылсай, Карабау, Лашкерек, Пангаз, Аштсай, Таваксай, в низовьях Гавасая, Чадаксай, Коксарексай и др.

Детальная характеристика разрезов, петрографических и петро-геохимических особенностей пород имеется в работах Н.П. Васильковского (1952), В.А. Арапова (1971–1983), Т.Н. Далимова (1980, 1981), В.Н. Ткачева (1967–1988), В.П. Коржаева (1974–1987) и многих других исследователей, поэтому ниже приводится краткая обобщенная характеристика вулканической свиты.

Возрастное положение отложений данных свит определяется их несогласным залеганием на среднекаменноугольных вулканитах, гранитоидах кураминского комплекса, терригенных образованиях силура и несогласным перекрытием ее породами шурабсайской свиты. Палеофитологическими и палеонтологическими данными обосновывается эссельский возраст свиты; значения абсолютного возраста (253–294 млн. лет, калий-аргоновый метод) в большинстве случаев соответствуют раннепермской эпохе (Арапов и др., 1978; Туляганов и др., 1984 и др.).

В составе свиты выделяются следующие фации пород: вулканомиковая, эксплозивная, эффузивная, экструзивная, жерловая и субвулканическая. Мощность покровной группы фаций колеблется от 500–600 до 2500 м. По составу и структурно-текстурным особенностям среди пород свиты выделяются лавы, различные туфы, туфелава, игнимбриты и автомагматические брекчии риолитов, трахириолитов, трахириодацитов (75–80%), кварцевых трахитов, трахидацитов (до 20%). Среди субвулканических и близповерхностных гипабиссальных тел, кроме различных риолитоидов выделяются также кварцевые монзонит-порфиры, сиенит-порфиры, гранодиориты, граносиенит- и гранит-порфиры.

Судя по данным В.П. Коржаева (1974–1987), Т.Н. Далимова (1971–1981) др.

вулканическая деятельность в это время характеризуется на ранних этапах трещинно-ареальным, а на поздних — центральным типом извержений. Формирование крупных вулканических построек часто сопровождалось кальдерным обрушением с последующим образованием внутрикальдерных конусов, экструзивных куполов и внедренном субвулканических тел.

По химизму вулканы риолит-трахириолитовой формации относятся к категории лейкократовых весьма высокоглиноземистых пород нормального и субщелочного ряда (табл. 39, рис. 45). Для них характерны: резко выраженный боуэиовский тренд дифференциации (рис. 45), умеренная и высокая общая железистость, обедненность магнием, калиево-натриевый и калиевый тип щелочности. Анализ пространственно-временного положения пород формации указывает на возрастание их щелочности в процессе эволюции исходных расплавов. По мнению Т.Н. Далимова (1981) повышение во времени роли щелочных компонентов, особенно калия, приводит к образованию разностей близких к комендитам.

Резюмируя можно отметить следующее:

1. Риолит-трахириолитовая формация, представляющая собой полифациальную совокупность пород, относится к категории однородных формаций и характеризуется генетической общностью всех ее членов.

Таблица 39

Химический состав пород риолит-трахириолитовой формации

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	75,52	68,54	75,21	73,82	73,01	64,96	72,40
TiO ₂	0,12	0,40	0,13	0,17	0,23	0,35	0,17
Al ₂ O ₃	13,03	15,28	12,95	12,41	13,15	16,12	13,20
Fe ₂ O ₃	0,57	0,65	1,49	1,80	1,31	3,06	1,60
FeO	1,37	2,46	0,87	0,54	0,98	0,73	0,77
MnO	0,05	0,05	0,02	0,03	0,06	0,07	0,05
MgO	0,12	1,46	0,40	0,35	0,43	0,59	0,42
CaO	0,91	2,42	1,04	0,61	0,62	1,55	0,99
Na ₂ O	2,98	3,10	2,30	3,04	2,56	4,72	2,77
K ₂ O	4,37	4,21	4,86	5,65	6,10	5,60	5,21
P ₂ O ₅			0,05	0,04	0,08	0,14	0,06
H ₂ O	0,15	0,25	0,39	0,31	0,74	—	0,36
CO ₂			0,04	0,03			0,03
SO ₃			0,02	0,02			0,02
ппп	0,58	1,05	0,60	1,27			1,20
Кол-во анализов	2	3	76	21	12	16	153

Примечание: 1 — риолиты лючобской свиты (бассейн р. Варзоб); 2 — гранит-порфиры (басс. р. Такоб). Оясайская свита (3–7): 3 — риолиты, 4 — трахи риолиты, 5 — гранит-порфиры, 6 — кварцевые трахиты и трахидациты; 7 — среднесвешенный состав вулкаников липаритовой формации.

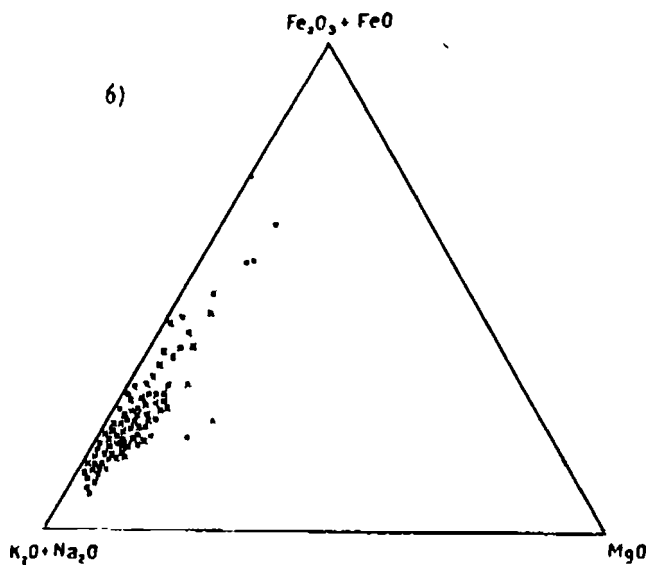
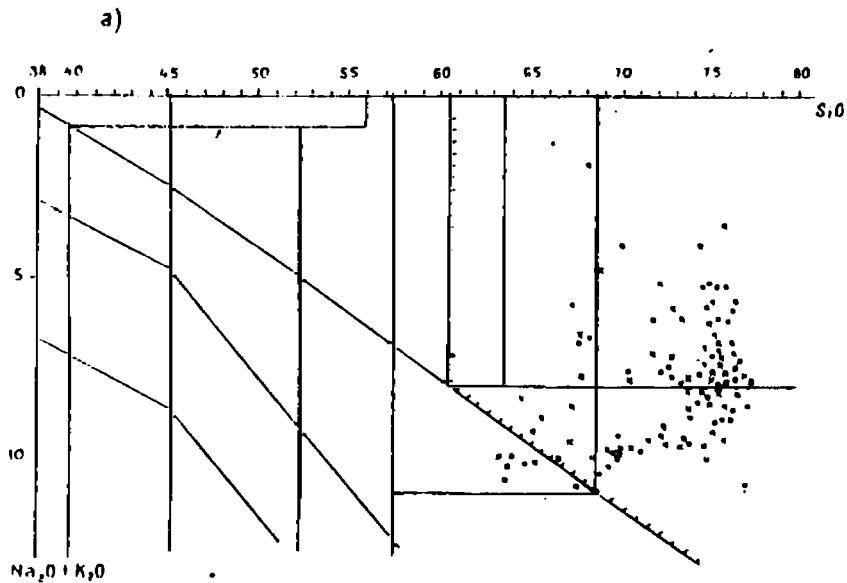


Рис. 45. — б Положение фигуративных точек пород оясайской свиты на диаграммах $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (а) и $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O--Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO--MgO}$ (б).

Вулканические формации в совокупности с небольшими гипабиссальными интрузиями составляют трахириолит-гранитоидную вулканоплутоническую ассоциацию.

2. Продукты вулканической деятельности представлены породами нормального и субщелочного ряда. Значительную часть более поздних членов формации составляют высококальциевые и ультракальциевые риолиты, характерные для областей с редкометальным оруденением.

3. Вулканическая деятельность смешанного эффузивно-эксплозивного типа имела сложный пульсационный характер и была связана с наземными аппаратами преимущественно центрального типа.

Трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая формация включает в себя породы осадочно-вулканогенных толщ, образование которых связано с формированием системы эпигорогенных рифтовых структур Тянь-Шаня. В целом "рассеянный" характер распределения рифтов и, соответственно, различия в их строении, особенно в составе продуктов магматизма предшествующих этапов, а также различия в условиях эволюции конкретных исходных магм обусловили тот факт, что в одних структурах наблюдается полный дифференцированный ряд от трахибазальтов до трахириолитов (при варьирующих соотношениях основных и кислых пород), тогда как в других отмечаются либо основные и средние, либо преимущественно основные вулканы. Соответственно, различия эти нашли отражение и в наименовании конкретных формаций в различных частях Тянь-Шаня. Например, в структурах Северного Тянь-Шаня эти вулканогенные толщи объединены в трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовую формацию; в Чаткало-Кураминском регионе они выделены как трахибазальтовая и трахибазальт-трахиандезитовая, а в Южном Тянь-Шане — как трахибазальтовая формация (табл. 33).

В Северном Тянь-Шане к трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой формации относятся ащукольторская, келемчинская, белетукская свиты. В различных частях Среднего Тянь-Шаня в эту группу формаций включаются шурабсайская, равашская, учарчинская, коксайская, каргалыкская и арчалинская свиты, а в Южном Тянь-Шане — кайракская свита и ее аналоги.

Ащукольторская свита, выделенная В.И. Кнауфом в 1951 г., включает вулканогенные образования широкого разлитые в восточной части Киргизского хребта и в западном окончании хр. Кунгей-Алатоо. Выходы пород свиты установлены и в горах Орток, а также в долинах рр. Тюндюк, Коморчек, Чу (Боомское ущелье) и в хр. Окторкой.

В стратотипе — разрез отложенный свиты мощностью 150 м сложен в нижней части конгломератами, андезитами, трахиандезитами, дацитами, их туфами и туфобрекчиями, а в верхней — туфопесчаниками, песчаниками, алевритами и глинистыми сланцами. В других районах преобладают вулканогенные породы. В частности, в районе г. Чагасхан-Чокусы нижняя часть разреза (50–500 м) сложена андезитами, базальтами, трахибазальтами, кристаллолитокластическими туфами андезитов и трахиандезитов, а верхняя (800–1000 м) — трахитами и туфами риолитов с горизонтами андезитов, трахиандезитов, туфобрекчий и туфоконгломератов (Стратифицированные..., 1982).

Субвулканические тела, обычно в виде силлов и даек, реже штоков сложенных трахиандезитами, трахидолеритами и сиснит-порфирами, развиты повсеместно. В строении наиболее крупного субвулканического тела (0,7×3,5 км; Сагызханская мульда) принимают участие лейкократовые сиснит-порфиры, а также эруптивные брекчии трахитов и риолитов. Среди пород экструзивной и жерловой фаций выделяются трахиандезиты, плагиотрахиты и риолиты.

Вулканогенные толщи близкие по составу и строению к ащукольторской свите известны в Сонкульском районе, в различных частях гор Балыкты, Сонкультуау, в верховьях р. Каракиче. В разные годы они выделялись как "свита Келемчи" (М.А. Строниным и В.Г. Королевым), "белетукская свита" (Е.И. Зубцовым), "Ка-

ракичицкий комплекс" (Е.Н. Горецкая, С.А. Лесков, 1968). По Т.А. Додоновой и К.Д. Помазкову эти толщи образуют белетукскую свиту и, в целом, имеют трехчленное строение (Т.А. Додонова, К.Д. Помазков, Я.К. Помазков, 1984). Нижняя пачка (до 600 м) представлена переслаивающимися туфами, лавами и туфобрекчиями трахиандезитов и трахибазальтов, средняя — мощностью 300 м, сложена риолитами, их туфолавами и туфами; верхняя пачка (300–400 м) представлена переслаивающимися лавами, лавобрекчиями, туфобрекчиями и туфами трахибазальтов. Отложения этих трех пачек сопровождаются субсинхронными им экструзивными и субвулканическими телами трахиандезитов, трахидацитов, риолитов и кварцевых диоритов.

Возраст ашукольторской свиты и ее аналогов по их стратиграфическому положению в разрезах палеозоя определяется как позднекаменноугольно-раннепермский, а данные по определению органических остатков указывают на пермский возраст этих отложений (Стратифицированные, ... 1982).

Вулканогенные образования, относимые к этой группе формаций, широко проявлены и в Среднем Тянь-Шане. Причем, в его восточных районах они по составу, особенностям строения и размещения схожи с ашукольторской и белетукской свитами, но отличаются меньшей мощностью сохранившихся частей разрезов (коксайская свита — до 630 м, каргалыкская — 200 м, учарчинская и арчалинская свиты — до 200 м). В западной части — в Чаткало-Кураминском регионе подобные образования, известны как трахибазальтовая или трахибазальт-трахиандезитовая формация, проявлены и охарактеризованы более полно.

Детальная характеристика строения разрезов, петролого-геохимических особенностей пород, вулканоструктур, тектонического и возрастного положения этой формации имеется в работах В.А. Арапова (1983), Т.Н. Далимова (1981–1989), В.П. Коржаева (1974–1987), Я.М. Рафикова (1980–1986), К.А. Рахманова (1968, 1986), И.Н. Ганиева (1983–1992) и др. Поэтому ниже отметим лишь главные черты формации.

Основной объем вулканитов, составляющих трахибазальт-трахиандезитовую формацию, локализован в пределах Кассанского, Кумлай-Коксарекского (Центрально-Гавасайского), Чадакского, Бадамского и Такелийского грабенов, которые интерпретируются как континентальные "эпиорогенные" сводово-вулканические рифты (Далимов, Рафиков, Ганиев, 1984). Небольшие по площади выходы субвулканических пород формации известны в обрамлении Чилтенской, Чилтен-Сардолинской, Акшуранской кальдер.

По стратиграфическому положению и результатам определения комплекса органических остатков возраст формации датируется как асельско-сакмарский (Арапов, 1983; Туляганов и др., 1984; Далимов, Рафиков, 1986 и др.). Данные абсолютного возраста, по результатам определений калий-аргоновым методом укладываются в интервал 220–288 млн. лет; полученная нами изохронная рубидий-стронциевая дата (281 ± 5 млн. лет, $1\sigma = 0, 70619 \pm 0,00033$) подтверждает данные геологических наблюдений (Ганиев и др., 1992; Далимов и др. 1993). В вышеуказанных рифтовых структурах породы формации слагают полифациальные толщи мощностью стратифицированных отложений от первых сотен метров (Такели) до 1350 м в Кумлай-Коксарекском и 1560 м в Кассанском грабенах. "Краснокаменные изменения" пород, латеральная и вертикальная неустойчивость слоев, частые фациальные замещения, а также переслаивание покровных фаций вулканитов с континентальными вулканогенными образованиями указывают на субазальный тип вулканизма. Вулканическая деятельность, характеризующаяся трещинным и трещинно-гнездовым типом извержений, имела смешанный эффузивно-эксплозивный, ритмично-пульсационный характер. Это обусловило проявление в разрезах многочисленных пачек, отличающихся друг от друга как условиями залегания, так и специфическими чертами внутреннего строения и особенностями состава пород. Например, в центральной части Гавасайского грабена И.Н. Ганиевым

выделяется более 50 импульсов вулканической деятельности, продукты которых образуют не менее 23 пачек (ритмов). При этом базальты и трахибазальты составляют 65%, трахиандезитбазальты — 17%, андезиты, трахиандезиты и трахиты 15%, трахидациты — менее 3%, а коэффициент вулканогенности варьирует в различных частях трабена от 53 до 99%.

По химизму (табл. 40) вулканы формации относятся к категории мезо- и лейкократовых, высокоглиноземистых пород с калиево-натриевым типом щелочности. Следует отметить, что по сугубо петрохимическим признакам, в первую очередь по соотношению кремнезема и K_2O , большинство вулканитов этой формации в Чаткало-Кураминском регионе может быть отнесено к типу шошонит-латитовых ассоциаций (рис. 46). Однако, учитывая характер распределения других петрогенных окислов и, главное, петрографические особенности пород (резкое преобладание плагиоклаза, "рассеянность" калия в вулканическом стекле базальтоидов, спорадичность самостоятельных выделений калиевого полевого шпата в андезитоидах, количество и состав фемических минералов), мы сочли возможным сохранить за этими породами традиционные наименования — трахибазальт и трахиандезит.

В целом, данная формация Чаткало-Кураминского региона относится к калиево-натриевому субщелочному или высококалийному известково-щелочному типу серий. При более детальном анализе пространственно-временных соотношений и петролого-геохимических особенностей пород отдельных структур в составе формации выделяются и конкретные петрогенетические серии (рис. 47). Эти серии характеризуются различной степенью дифференцированности, обладают индивидуализированными трендами развития и, в значительной мере, обусловлены эволюцией исходных мантийных расплавов в системе разноглубинных магматических камер при различной роли корового материала, существенных вариациях флюидного режима, динамики извержений и т.д.

В структурах Южного Тянь-Шаня к трахибазальтовой формации относятся вулканы раннепермской кайракской свиты, развитые в Байсузском арсале. В южной части хр. Сурхантау, в верховьях р. Кайрак породы свиты тяготеют к зоне Южно-Сурхантауского разлома и представлены лавами, туфами и субвулканическими телами трахибазальтов и трахиандезитов. В Байсунтау отложения свиты (мощностью до 750 м) несогласно с базальтными конгломератами в основании залегают на породах позднекаменноугольной алячаланской свиты.

В составе кайракской свиты установлены трахиандезиты, трахиандезитбазальты и трахибазальты (Туляганов и др., 1984). По химическому составу они относятся к категории низкотитанистых, мезо- и лейкократовых высокоглиноземистых пород с калиево-натриевым типом щелочности. Возможно, своеобразным латеральным вариантом пермских субщелочных вулканитов Южного Тянь-Шаня является фонолит-трахитовая формация, выделяемая в объеме казнокской свиты.

Резюмируя вышеизложенное можно отметить, что рассматриваемый ряд формаций проявлен, как правило, в линейных структурах, приурочен к зонам региональных разломов, рассекающих консолидированную кору т.н. "областей завершенной складчатости" и, по-видимому, отражает этап рассеянного рифтогенеза протекавшего в субплатформенных условиях.

Формация щелочных базальтоидов включает в себя породы, выделяемые как "Южно-Тянь-Шаньский комплекс даек субщелочных габброндов, базальтоидов и лампрофиров". Породы комплекса распространены в Букантауском, Северо-Нуратинском, Гиссарском и Алайском хребтах Южного Тянь-Шаня, где они образуют непротяженные рои даек и отдельные диятремы. Мощность даек 0,5–2 м, протяженность от первых десятков метров до 2–3 км. Размеры трещок лавы в Гиссарском хребте и Северном Букантау колеблются от 15×20 до 100×150 м.

Среди пород комплекса выделяются пикриты, долериты, анальцимовые диабазы, кринаниты, тепациты, трахибазальты, а также тералиты, камптониты, мончи-

Средние составы трахибазальт-трахиандезитовой формации Чаткало-Кураминского региона

№№ пп.	SiO ₂	TiO ₂	AlO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	h
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	53,84	1,20	16,31	4,32	4,75	0,11	2,73	7,16	2,86	2,32	0,22	11
2	59,49	0,69	14,71	1,99	3,46	0,06	3,31	5,52	2,82	2,78	0,15	25
3	59,68	0,66	14,89	3,12	3,26	0,08	2,27	4,24	3,90	3,70	0,14	35
4	64,11	0,43	14,45	3,33	2,14	0,06	0,38	2,85	3,90	4,54	0,14	6
5	64,34	0,58	13,80	2,23	2,57	0,05	2,17	3,05	3,52	2,38	0,09	5
6	53,91	0,93	18,88	3,20	4,45	0,17	3,19	4,25	4,09	3,22	0,36	9
7	54,40	0,81	17,97	3,81	4,14	0,11	3,89	6,03	3,52	2,18	0,31	8
8	57,65	0,66	16,83	3,37	2,43	0,10	2,20	5,27	2,96	3,13	0,25	7
9	67,50	0,20	14,47	1,47	1,33	0,07	0,48	3,10	3,19	3,45	0,13	4
10	49,07	0,79	17,29	6,45	3,00	0,17	2,94	8,94	4,34	2,01	0,30	23
11	53,62	0,71	16,28	7,98	1,43	0,09	1,54	6,76	3,80	2,30	0,23	2
12	51,07	0,67	17,54	4,94	3,62	0,25	4,49	7,10	4,27	2,23	0,27	9
13	54,62	0,80	15,28	5,37	2,19	0,23	4,00	5,70	4,12	3,05	0,24	5
14	60,19	0,53	15,95	3,51	1,61	0,19	2,30	4,14	4,45	3,86	0,19	6
15	62,19	0,35	16,31	3,45	1,07	0,15	1,55	3,38	4,45	4,95	0,26	4
16	66,39	0,35	13,98	2,96	0,88	0,08	0,92	2,58	3,10	5,31	0,15	7
17	66,61	0,36	13,88	1,77	1,63	0,05	0,99	3,15	3,89	2,09	0,13	3
18	50,71	1,00	15,80	4,93	4,18	0,20	5,30	9,05	2,64	1,65	0,28	12
19	55,63	0,64	17,51	5,14	2,19	0,12	2,50	7,17	3,30	2,40	0,32	3
20	59,32	0,53	13,60	4,67	1,13	0,09	1,44	5,02	3,16	2,84	0,19	2

Примечание: Кассанский грабен (1–5): 1 — трахибазальты, 2 — андезиты, 3 — трахиандезиты, 4 — трахиты, 5 — дациты. Чадакский грабен (6–9): 6 — трахибазальты, 7 — трахиандезитобазальты, 8 — андезиты, 9 — дациты.

Гавасайский грабен (10–20): субщелочная трахибазальт-трахиандезитобазальтовая серия (10–11); 10 — трахибазальты, 11 — трахиандезитобазальты; субщелочная трахибазальт-трахиандезит-трахит-трахидацитовая серия (12–17): 12 — трахибазальты; 13 — трахиандезитобазальты; 14 — трахиандезиты, 15 — трахиты, 16 — трахидациты, 17 — дацитовые обсидианы; известково-щелочная базальт-андезитовая серия (18–20): 18 — базальты; 19 — андезитобазальты; 20 — андезиты.

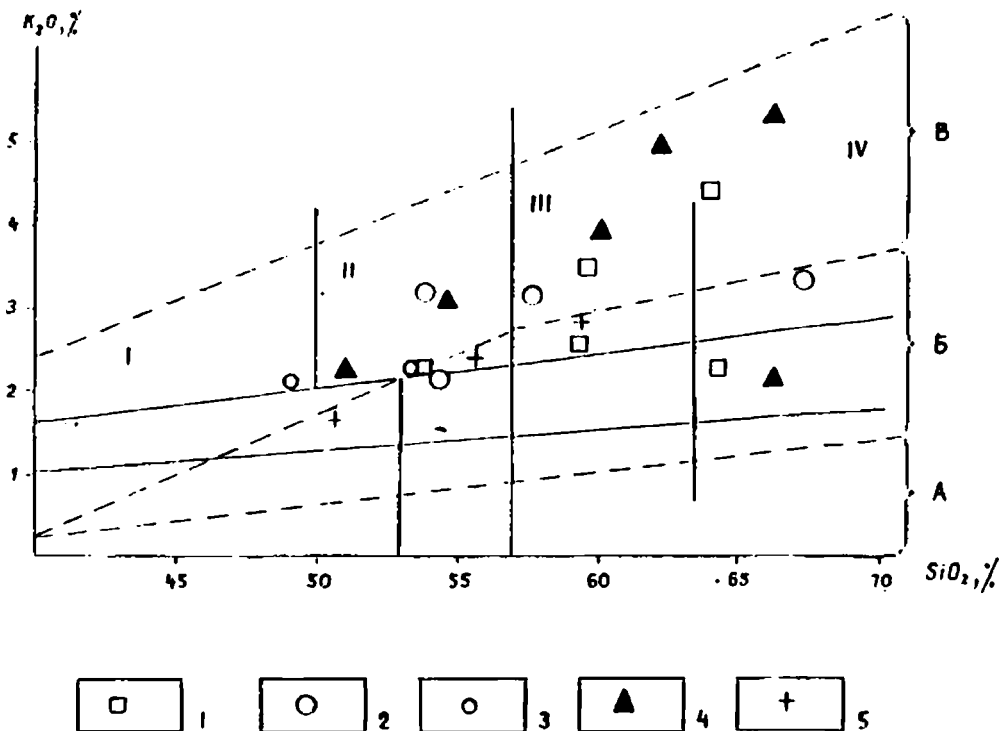


Рис. 46. — в Положении средних составов пород трахибазальт-трахиандезитовой формации Чаткало-Куралинского региона, на диаграмме

Д.Е.Маккензи-Б.В.Чапмена.

1 — Кассанский грабен, 2 — Чадакочий грабен, (3-5) — Гавайский грабен. Поля: I — абсоракитов, II — шюнонитов, III — лштитов, IV — тосканитов. Серии: (по Д.Ж.Уайтфорду и др., 1979): А — толеитовая, Б — известково-щелочная, В — высококальциевая известково-щелочная.

киты, лимбургиты, эссексито-диабазы, субщелочные спессартиты и везегиты (И.В. Мушкин, 1979; Туляганов и др., 1984; Эволюция..., 1986). Следует отметить, что вышеприведенное название формации весьма условно и формационная принадлежность перечисленных пород, на наш взгляд, требует уточнения. В целом рассматриваемый комплекс объединяет трахибазальт-эссексит-диабазовую, криканиит-тералитовую и камптонит-мончикит-лимбургитовую ассоциации пород (Эволюция..., 1986).

Дайки и трубки взрыва составляющие этот комплекс, судя по гелогическим взаимоотношениям являются самыми молодыми магматическими образованиями Южного Тянь-Шаня. Данные определения абсолютного возраста пород калий-аргоновым методом характеризуют интервал времени от 196 до 275 млн. лет.

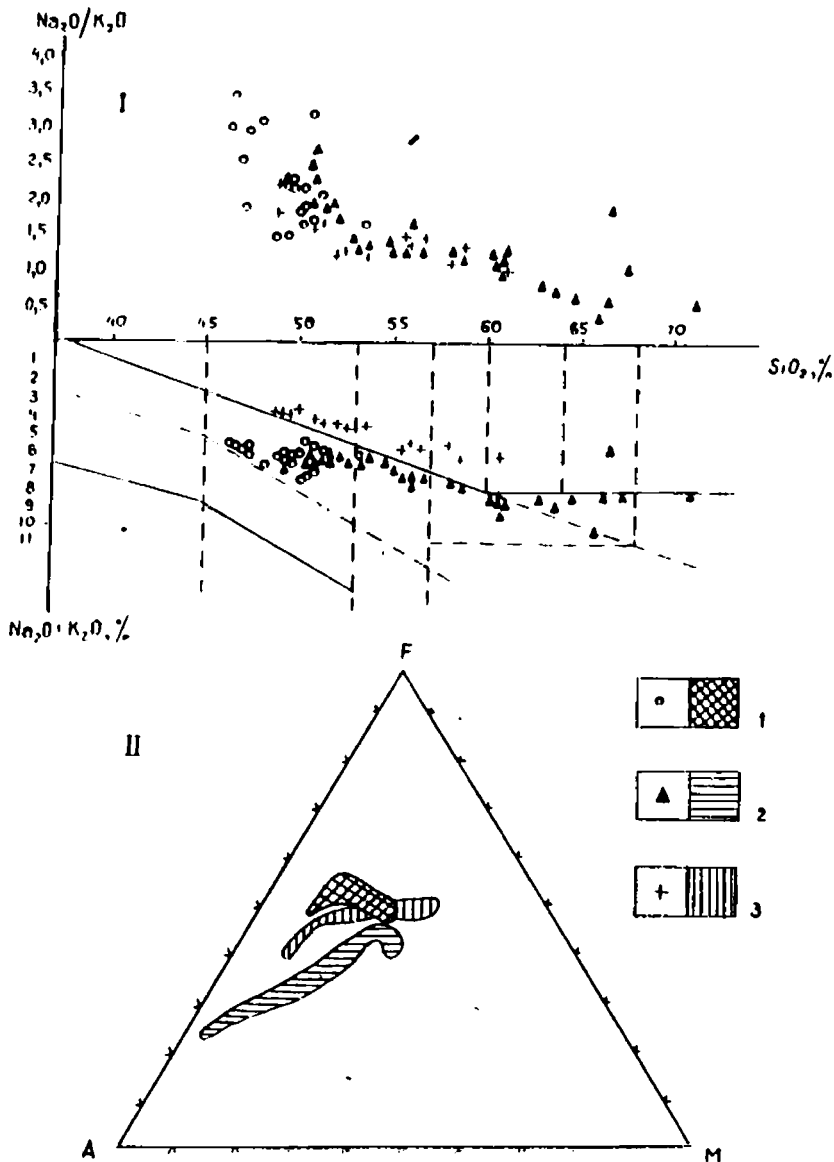


Рис. 47. — г Положение вулканистов трахибазальтовой формации Гавайского грабена на диаграммах $(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (I) и АФМ (II) — фигуративные точки (а) и поля (б) пород трахибазальт-трахиандезит-трахит-трахиандезитовой серии; 3 — то же базальт-андезитовой серии.

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ РЯДЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ, КАК ИНДИКАТОРЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Реконструкция геодинамических обстановок геологического прошлого принадлежит к числу сравнительно новых задач современной теоретической геологии. Решение этой, по существу, ретроспективной проблемы в силу ряда объективных причин не имеет однозначного ответа. Максимальный положительный результат достигается при комплексном подходе к ней с применением петрологических, палеомагнитных, космофотогеологических, литологических и других методов. Среди них важнейшее место принадлежит анализу формаций, закономерностей их размещения. Ведущее значение петрологических данных в восстановлении геодинамических обстановок объясняется тем, что материалы о составе, структуре, минералогии, распределении тех или иных элементов являются довольно консервативными. Известно, что метаморфизм амфиболитовой и зеленосланцевой ступеней не способен изменить эти данные. Далее, магматизм и петрологически корректно выделенные формации несут неискаженную информацию о составе исходных магм, температурном режиме магмообразования — одним словом, несут неискаженную информацию о состоянии недр на момент магмообразования. Отсюда, естественно, можно заключить, что *магматизм и магматические формации — надежный индикатор геодинамических обстановок геологического прошлого.*

Вместе с тем хотелось бы предостеречь от слишком упрощенного понимания и толкования упомянутого тезиса. Не секрет, что современные методы палеореконовструкций в подавляющем большинстве случаев базируются на методе аналогий древних обстановок современными. Такой подход в целом представляется правомочным и подтверждается тем, что в современных обстановках мы находим все разнообразие магм и их ассоциаций, за исключением коматиитов, гранитов ралакиви, анортозитов. Но вряд ли следует пренебрегать тем обстоятельством, что такой подход не учитывает явлений необратимой эволюции геологических процессов (постепенный рост объемов кислых магм, усложнение путей эволюции и т.д.). Поэтому трудно ожидать полного тождества между современными и древними обстановками. Речь идет о первом достаточно грубом, может быть, и схематическом приближении к геодинамическим обстановкам геологического прошлого.

Прежде чем приступить к анализу вертикальных рядов формаций в структурах палеозойского Тянь-Шаня необходимо подчеркнуть, что в дальнейшем речь идет о существенно геологических (общих) аспектах проблемы (общая эволюция, этапность магматических процессов и др.).

К вопросу об общей периодизации магматической активности Тянь-Шаня. Обобщенная и унифицированная схема периодизации истории геологического развития Тянь-Шаня пока еще не создана, хотя в целом ряде работ достаточно обоснованно намечены границы отдельных циклов, этапов тектономагматического развития (Попов, 1938; Васильковский, 1952; Борисов, 1970; Ахмеджанов, 1969; Хамрабаев, 1958, 1969; Бухарин, 1989; Кнауф, 1973; Абдуллаев, 1978–1983 и др.).

Но такая периодизация охватывает лишь отдельные структурно-формационные зоны или их группы, касается сравнительно коротких отрезков времени (поздний докембрий, ранний; поздний палеозой и др.). Причины этого очевидны и хорошо известны: главное — недостаток геохронологических и палеонтологостратиграфических данных, плохая исследованность докембрийской и раннепалеозойской истории развития, несогласованность относительной и абсолютной

геохронологических шкал и т.д. В этой связи выработанная и принятая нами схема периодизации несколько условна и, вероятно, не свободна от недостатков (табл. 37). Она построена с учетом предыдущих исследований многих авторов и дополнена рядом новых геохронологических материалов (В.Г. Королева, В.В. Киселева, А.Б. Бакирова, К.С. Сагындыкова по Северному Тянь-Шаню, И.Х. Хамрабаева, Ф. Аскарлова, М.А. Ахмеджанова, Р.Н. Абдуллаева, А.К. Бухарина, П.А. Мухина, Л.В. Шпотовой, И.В. Мушкина — по Южному Тянь-Шаню, В.А. Арапова, М.Д. Геся, В.П. Коржаева, Я.М. Рафикова, А.А. Мусаева — по Срединному Тянь-Шаню). Схема в значительной мере дополнена Rb-Sr датировками, полученными в геохронологической лаборатории ТашГУ по Кураминской зоне. В истории геологического развития могут быть уверенно выделены ряд рубежей интенсивной магма-активности (AR3-PR1; PR1-PR3; R-V; 1-O1; O2-O3-S2; D1, C1; C2-3; C3-PR1; P2; P2-T1). Степень обоснованности этих рубежей остается неодинаковой; в самом общем случае обоснованы палеозойские, в частности, верхнепалеозойские, менее уверенно — раннепалеозойские, докембрийские, особенно архей-раннепротерозойские.

Следует обратить внимание на то, что принятая нами периодизация совпадает с глобальной схемой О.А. Богатикова, Л. Мияширо, а в отдельных случаях оказывается и более дробной (например, на континентально-океанической стадии).

Датированных пород лунной стадии в рассматриваемом регионе не обнаружено, поэтому можно полагать, что в Тянь-Шане первичная (лунная) кора не сохранилась, и скорее всего, переработана более поздними тектоно-магматическими процессами. Наиболее уверенные датировки начала магматических процессов в рассматриваемом регионе относятся к рубежу 2,7–2,8 млрд. лет (Бакиров, 1978, 1989).

Спорной и довольно дискуссионной является проблема верхней границы магматических процессов. Имеющиеся данные свидетельствуют, что во многих регионах Тянь-Шаня эта граница проходит на рубеже мела-палеогена (Леонов, 1981). Попытка провести четкую границу окончания магматизма в конце перми не подтвердилась (Иванов и др., 1963). Сейчас такая точка зрения находит свое подтверждение и в выделении молодой трапповой формации (Р.Т. Далимов, 165–170 млн. лет Rb-Sr). Более того, есть данные о том, что самые юные образования в ряде районов (Кураминская зона, верхи кучарской толщи) датируются 45–46 млн. лет (опр. в лабораториях БФАН СССР, ТашГУ). Видимо верхняя границы магматизма более сложна, и несомненно, переходит в мезозой. Но рассеянный характер этого магматизма, слабая изученность не позволяют делать однозначных заключений. В любом случае ясно, что существует еще один наиболее молодой мел-палеогеновый (?) рубеж магматизма, который представлен щелочными ультрамафитами, базальтонами и габброидами.

Исследования последних лет показали, что существует два типа соотношений магматических формаций между собой с образованием соответствующих рядов: латеральный и вертикальный. Первый (ЛР) объединяет разнообразный комплекс разновозрастных формаций, проявившихся в той или иной складчатой области или структурно-формационной зоне. Латеральный ряд, как правило, включает в себя формации различные по составу, условиям образования и размещения. Единственное, что объединяет их — синхронность или близкосовременное появление. Нами они будут рассмотрены в рамках вышеупомянутых рубежей.

Второй (ВР) — совокупность формаций, проявившихся в конкретной структурно-формационной зоне или складчатой области от момента ее зарождения до отмирания. По составу и полноте существует несколько вертикальных рядов, соответствующих различным геодинамическим обстановкам: океанической, коллизонной, окраинно-континентальной, рифтогенной (рис. 48). Ниже переходим к их рассмотрению.

Океанические зоны на современном эрозионном срезе формации океанических зон в рассматриваемом регионе не имеют широкого распространения. Слагаемые ими зоны образуют узкие приразломные трогообразные структуры, чаще сохраняются в виде сутур и сопровождаются офиолитами. По современному данным, океанический режим свойственен следующим зонам (в скобках время заложения): Киргизско-Терекской (R-O1), Букантау-Карачатырской (O2-D1?), Южно-Гиссарской (C1), Байсунской (C1). В дальнейшем, в тексте речь идет о Киргизско-Терекской, Туркестанском и Южно-Гиссарском палеоокеанах.

Упомянутые зоны, как это было показано нами ранее, характеризуются следующими особенностями:

1) отчетливо заметна неодновременность заложения и миграция отдельных палеоокеанических бассейнов с севера на юг от E1 до C1. Омоложение структур известно давно (Попов, 1938), но только в последние годы удалось выяснить, что сущность его заключается в последовательном вовлечении в океаническое развитие все новых блоков древней (докембрийской) континентальной коры;

2) в упомянутых структурно-формационных зонах время собственно океанического развития оказывается неодинаковым (E1-O1) для Северного Тянь-Шаня, O2-C2 — Букантау-Карачатыр-Алайской зоны, C1 — Южно-Гиссарской, Байсунской, Калайхумб-Сауксайской. В самом общем случае, время океанической стадии развития является наиболее длительным для Киргизско-Терекской палеобассейна (R3-O1), умеренным для Букантау-Карачатыр-Алайского (Туркестанского) океанического бассейна — O3(?)—C1 и, коротким для Южно-Гиссарского и Калайхумб-Сауксайской зоны. Причины этого нами рассматривались ранее и связаны со степенью раскрытия фундамента и состоянием мантии. Кроме того, во всех зонах четко проявляется стадийность океанического развития, складывающаяся из собственно рифтовой, приводящей к распаду и обнажению меланократового субстрата, собственно океанической (спрединговой), характеризующейся расширением дна вновь образованных океанических бассейнов, бурным базальтовым вулканизмом, внедрением многочисленных парных даек и переходной (возможно и островодужной). Для каждой стадии характерны свои индекс-формации. Так, трахибазальтовые, трахибазальт-риолитовые, габбро-диабазовые, оливин-щелочно-базальтовые формации свойственны рифтовой стадии.

Вертикальные ряды магматических формаций упомянутых зон изучены в нашей специальной работе (История магматизма Тянь-Шаня, Т., 1989). В самом общем случае вертикальные ряды формаций палеоокеанических структур представлены формациями Na-базальтов, андезит-базальтовой, габбро-диабазовой, пикрит-габбро-диабазовой и контрастными базальт-риолитовыми формациями и формационными типами (рис. 48, 49). В результате анализа и обобщения имеющихся данных видно, что независимо от возраста вертикальные ряды разных зон имеют много общего. Важнейшая их особенность — отчетливая гомодромная последовательность формаций, развивающихся в условиях постепенного понижения температуры и соответствующая нормальному ходу кристаллизации глубинных магм. Гомодромность формаций свидетельствует о начале формирования новообразованной континентальной коры к концу океанической стадии, что доказывается появлением в конце рядов габбро-плаггиогранитных формаций (Иосский массив в Южном Гиссаре).

Формации натровых базальтов, габбро-диабазов и другие ассоциируют с глубоководными осадками (кремни, граувакками), обладают шаровой отдельностью и характеризуются принципиально одинаковыми чертами химизма; ярко выраженный толеитовый тренд эволюции, завышенный по сравнению с классическими примитивными толеитами фон содержания K2O и Al2O3. В породах практически всегда отмечается довольно высокая сумма вкрапленников (особенно для Байсунской, Южно-Гиссарской зон), свидетельствующая о довольно далеко зашедших

а	б	в	г	д	е	ж	з	и	к	л	м	н	о	п	р	с	т	у	ф	х	ц	ч	ш	щ	ь	э	ю	я
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---

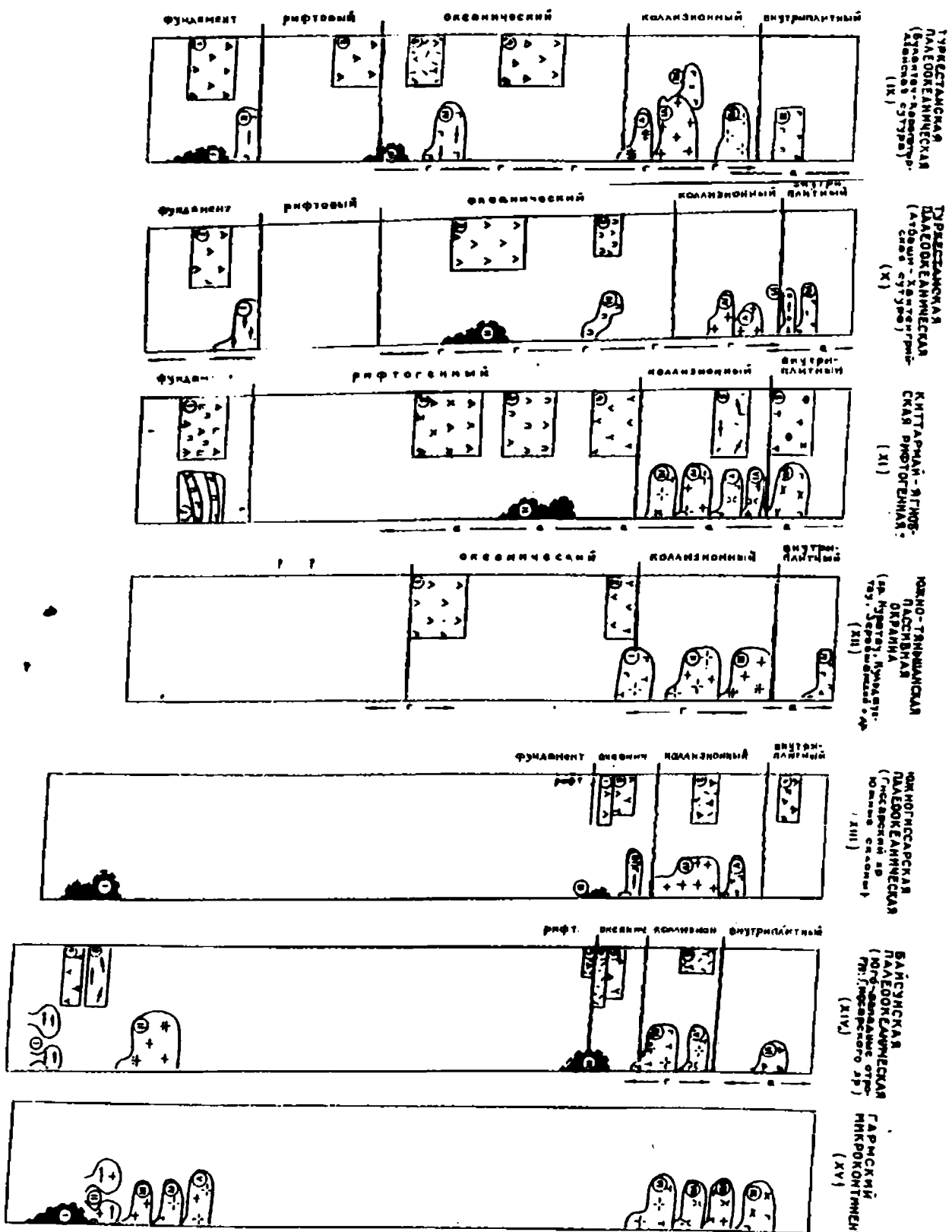
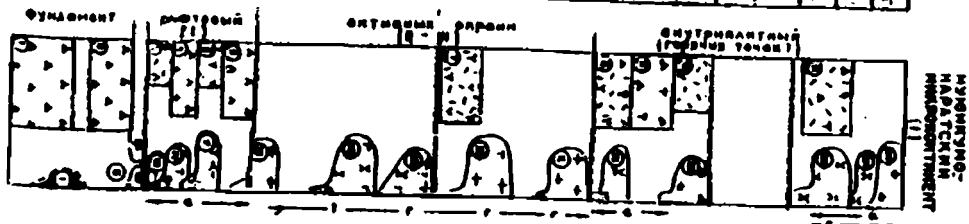
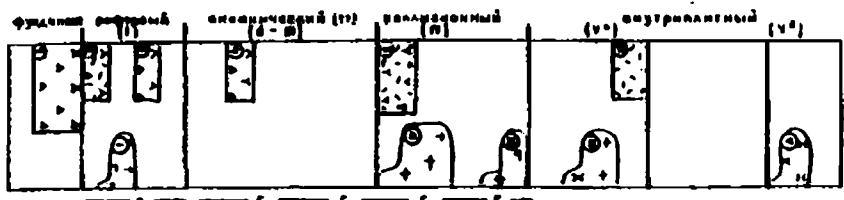


Рис. 48. Вертикальные ряды магматических формаций Тянь-Шаня. Условные обозначения см. в табл. 37.

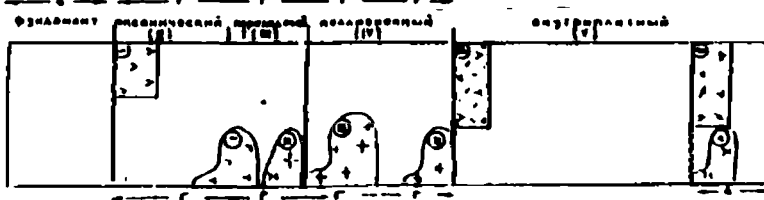
А.Р.	К	Р	С. - О.	О. - О.	В. - О.	С. - О.	Р. - О.
А.Р.	К	Р	С. - О.	О. - О.	В. - О.	С. - О.	Р. - О.



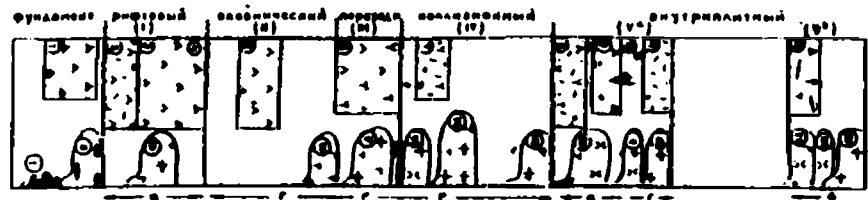
МУНИЦИПАЛЬНО-НАУЧНЫЙ ЦЕНТР ИМПЕРИИ (I)



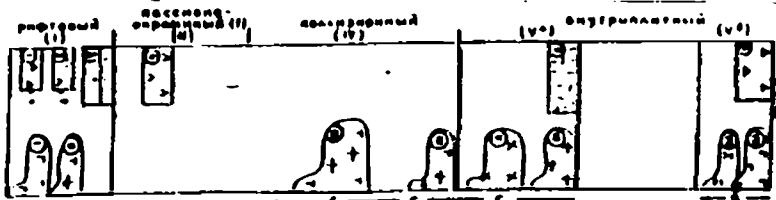
ЦЕНТР НАУКИ И ТЕХНИКИ ПАМЯТИ АКАДЕМИКА С.А. БУДЫКО (II)



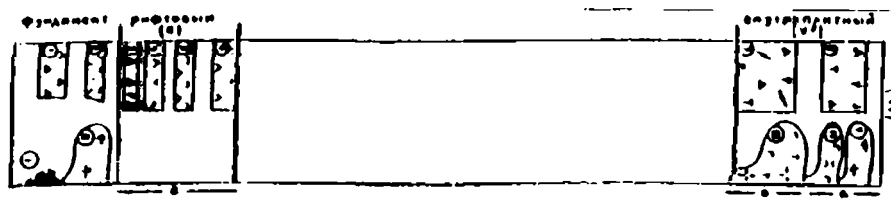
КАВАЛЕРИЙСКАЯ ПАСМОНИКА ОТЕЛЯ (III)



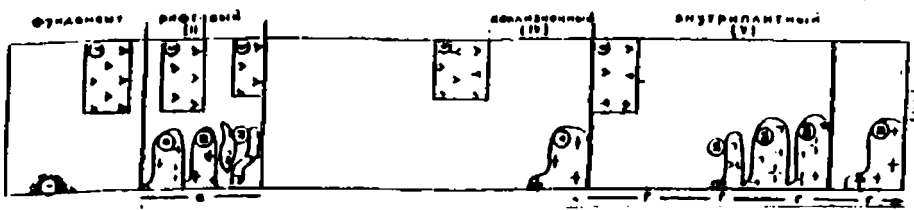
ИМПЕРСКО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ПАМЯТИ АКАДЕМИКА С.А. БУДЫКО (IV)



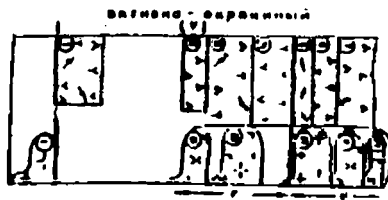
ТААСТ-КАВАЛЕРИЙСКАЯ ПАСМОНИКА ОТЕЛЯ (V)



СЫРДАК-НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКАЯ ПАСМОНИКА ОТЕЛЯ (VI)



УЛКАДСКАЯ ПАСМОНИКА ОТЕЛЯ (VII)



СУРАМАНСКАЯ ПАСМОНИКА ОТЕЛЯ (VIII)

серия: 5 – базальты К-На типа; 6 – базальты К и На-К типа; 7 – зоны океанического развития; 8 – зоны континент. развития; 9 – этапы океанического развития; 10 – этапы континентального развития. Зоны: МН – Муонкумо-Наратская; ЧК – Чилик-Кеминская; К-Т – Киргизско-Терекская; ТК – Талассо-Каратауская; Св – Сарыжазская; Н – Нарынская; Ч – Чаткальская; СБ – Северо-Бувантауская; 3-А – Зарафшано-Алайская; К-Я – Киттармай-Ягнобская; ЮГ – Южно-Гиссарская; Мч – Мачетлинская; Б – Байсунская.

процессах дифференциации и о значительной "зрелости" базальтов. Следует обратить внимание на характер и последовательность кристаллизации минералов-вкрапленников. Для большинства изученных нами базальтов характерна следующая последовательность: I – Al₆₀₋₈₀-O₁-P_x (f = 30-40 %); II – Fg₅₀₋₄₀-P_x-Amf-Mt; III – Al₃₀₋₄₀ – Amf(P_x) – Mt. Заметим, что позднее появление магнетита и "сухой" парагенезис ранних минералов и составляет специфику толеит-базальтового вулканизма. Еще одной чертой базальтового вулканизма и их вертикальных рядов является слабое развитие так называемых однородных недифференцированных формаций в начале вертикальных рядов. Более того, в большинстве зон (может быть за исключением Киттармай-Ягнобской) вулканизм начинается контрастной базальтриолитовой формацией, что еще указывает на значение рифтогенеза. Основную часть вулканических океанической стадии составляют базальты толеитовой серии. Правда в условиях рассматриваемого региона они обладают определенной спецификой (относительно высокий фон K₂O, Al₂O₃ например). Анализ распределения пород по вертикали позволяет выделить следующие рубежи их проявления (рис. 50): AR₃ (актюзская свита), PR₁ (киргизская, кеминская серии, серия куйлю), R – (таскаганская, кумбулакская, учудуктауская), 1-3 – караарчинская свита и ее аналоги; S-Д₁ – (жизская, араванская свиты) и С₁ – (ходжирбулакская, каратагская св.). Общая закономерность заключается в том, что от древних к молодым (от PR₃ до С₁) общий объем толеитовых базальтов сокращается (Далимов, Шпотова, 1991) несмотря на ряд общих свойств, обусловленных принадлежностью к единому глобальному петрохимическому тренду, среди базальтов могут быть выделены типы по содержанию TiO₂ – одного из важных окислов, индифферентных к метаморфическим процессам: а) высокотитанистые (TiO₂>2%). К ним относятся базальты актюзской свиты, таскаганской свиты, Южной Ферганы и Мальгузара;

б) умеренотитанистае (TiO₂ 1%) (метабазальты киргизской серии в Сев. Тянь-Шане, базальты иттынусайской, канской, майлиусуйской свиты в южном); в) низкотитанистые (TiO₂<1) – породы кеминской серии, караарчинской свиты, каратагской свиты (таблица 35).

Особое место среди вертикальных рядов океанической обстановки принадлежит формациям Байсунской зоны, приуроченной к южному борту Южного Тянь-Шаня. Специфика ряда заключается в широком развитии кислых вулканических. Установлено, что ареалы развития кислого и основного вулканизма здесь резко разобщены: ареалы основного (базальты, трахитобазальты и их туфы) приурочены к зонам глубинных разломов (Сурхантауская сутура), а кислого – локализованы в кольцевых и грабенных структурах, резко наложенных на докембрийский кристаллический фундамент. Наличие простых парагенезисов минералов (P₁-Q-Ksp), отсутствие или крайне слабое развитие магнетита и гидроксилсодержащих минералов, афанитовые, сферолитовые, скуднопорфировые типы структур, бипирамидальный габитус кварца и соответствие их некоторым экспериментальным данным (Хитаров, 1969) свидетельствуют о существенной исходной "сухости" расплавов, в чем и состоит принципиальное отличие их от орогенных риолитов.

Следующий вертикальный ряд формаций характеризует замыкание палеоокеанических бассейнов и представлен андезит-базальтовыми, габбро-плагиогранитными (диорит-гранодиорит-плагиогранитовыми) и диорит-грано-диорит-гранитными формационными типами. В этом ряду следует обратить внимание на слабое

Средний состав базальтов толеитовых серий Тянь-Шаня (Далимов Т.Н., Шпотова Л.В., и др., 1991)

Состав Свиты	Высокотитанистые						Умереннотитанистые	
	Северный Тянь-Шань	Южный Тянь-Шань					Северный Тянь-Шань	Средний Тянь-Шань
	Актюзская AR3	Ауминская R-V	Джазбулак- ская S1	Карашах- ская C1-2	Тубаберген- ская C1-2	Шавазская C1-2	Киргизская PR1	Большого Нарына PR1
SiO ₂	46,26	46,89	47,50	48,02	48,17	48,76	48,66	46,86
TiO ₂	2,01	1,94	1,84	2,81	2,06	2,11	1,39	1,63
Al ₂ O ₃	15,01	14,68	12,68	16,12	14,22	13,81	14,12	15,76
Fe ₂ O ₃	4,98	4,18	1,87	5,60	4,40	3,75	3,82	4,46
FeO	13,31	5,13	9,60	7,42	6,11	6,86	9,01	8,14
MnO	0,28	0,15	0,16	0,01	0,15	0,14	0,15	0,15
MgO	5,98	0,72	9,86	4,74	6,06	6,53	6,93	6,82
CaO	8,35	11,71	8,68	9,07	9,96	8,98	8,37	8,51
Na ₂ O	3,21	2,75	2,62	4,63	3,12	3,14	2,58	3,27
K ₂ O	0,58	0,24	0,47	0,37	0,47	0,57	0,87	0,66
P ₂ O ₅	0,35	0,28	0,23	0,64	0,22	0,28	0,25	0,17
ПП	0,71	2,30	4,32	-	4,42	4,78	2,00	3,38
H ₂ O	0,13	0,45	0,21	-	0,32	0,49	0,15	0,29
CO ₂	-	0,36	0,27	1,36	1,06	0,74	-	-
SO ₃	0,4	0,05	0,10	-	0,17	0,19	-	-
Ni	-	200	200	-	100	-	-	-
Co	-	100	100	-	80	-	-	-
V	-	400	300	-	200	-	-	-
Cr	-	300	200	-	100	-	-	-

Примечание: Здесь и далее содержание малых элементов дано в г/т

Умереннотитанистые				Низкотитанистые				
Южный Тянь-Шань				Северный Тянь-Шань		Южный Тянь-Шань		
Иттунысай- ская R-V	Учкудукская R-V	Канская R-V	Майлисуй- ская R-V	Кеминская PR1	Кара- катинская	Кумбулак- ская R-V	Алтыауль- ская O2-3	Каратагская C1
47,94	48,21	47,23	46,54	49,47	51,19	49,09	53,95	43,71
1,11	1,09	1,10	1,01	0,80	0,96	0,99	0,48	1,13
13,86	14,58	4,55	14,27	14,70	13,64	14,47	16,04	16,19
5,22	3,45	3,33	5,37	2,82	2,38	3,14	1,89	3,83
7,31	6,46	7,58	6,59	6,96	7,01	7,51	9,92	6,30
0,27	0,15	0,14	0,14	0,19	0,12	0,13	0,17	0,14
5,59	7,11	7,37	6,55	8,24	6,75	6,56	6,10	7,03
10,02	9,99	10,47	11,45	7,56	7,84	8,72	4,92	8,26
2,11	2,75	3,68	2,71	2,75	3,05	3,00	4,50	2,72
0,45	0,22	0,27	0,33	1,40	0,41	0,47	0,12	1,37
0,14	0,12	0,15	0,23	0,23	0,16	0,09	0,07	0,17
5,47	5,59	5,31	4,95	3,44	1,50	4,56	1,26	6,15
0,16	0,28	0,41	0,09	0,24	-	0,09	0,00	0,52
1,35	2,29	1,63	2,02	-	-	1,60	0,22	4,73
0,11	0,09	0,1	0,09	0,1	0,08	-	-	0,05
150	150	-	-	-	250	-	-	-
80	80	-	-	-	80	-	-	-
300	200	-	-	-	120	-	-	-
200	200	-	-	-	500	-	-	-

развитие плаггиогранитов и андезитов, не позволяющих утверждать о наличии остро-воздушной стадии. Более того, на месте отдельных палеоокеанических бассейнов встречаются крупнейшие в Средней Азии гранитоидные плутоны (Гиссарский площадью около 6000 км²). На территории Тянь-Шаня "сквозного" океанического бассейна видимо не было. Этому противоречит различный возраст выделенных вертикальных рядов океанических формаций, их возрастная миграция и разное время собственно океанической стадии развития. В этой связи особенно показательно, что между отдельными зонами или внутри них располагаются крупные блоки (микроконтиненты) докембрия (например, между Киргизско-Терскайской и Букантау-Карачатыр-Алайской находился крупный Фергано-Кураминский микроконтинент). Выделяются три рубежа океанообразования в Тянь-Шане (I-O1; O2-C1) (см. рис. 50). Вероятно мы имеем дело с системой изолированных друг от друга бассейнов, сменяющих друг друга с севера на юг. Специфика наборов формаций, отсутствие или слабое развитие в их составе однородных их разновидностей, состав и другие черты однозначно свидетельствуют о ведущей роли кристаллического субстрата в магмообразовании. В этой связи следует обратить внимание на распределение типов пород в разных структурно-формационных зонах (рис. 49). Там, где раскол или раздвиг были достаточно широкими, объем кислых вулканитов незначителен (Киргизско-Терскайская, Букантау-Карачатыр-Алайская зоны) и, наоборот, где раскол и раздвиг не выходят из сил, объем кислых вулканитов весьма значителен (пахшиварская свита юго-западных отрогов Гиссарского хребта).

Вопрос о размерах и конфигурации бассейнов океанического типа остается спорным. Основываясь на формационных признаках, которые изложены выше, мы предполагаем, что они относятся к числу мезоокеанов, соответствующих юной кратноморской стадии их развития (Хераскова, Пушаровский, 1990).

Упомянутые океанические бассейны в Тянь-Шане окаймлены активными и пассивными окраинами.

Пассивные окраины континентов. На современном эрозионном срезе к этим областям относятся структурно-формационные зоны, заложенные на коре континентального или переходного (?) типа, располагаются по периферии упомянутых выше океанических зон. В них, как известно, давно, магматизм проявлен крайне слабо или вообще отсутствует. Характер и тип осадков, четкая латеральная смена глубоководных осадков мелководными позволяют видеть в них древние (палеозойские) аналоги пассивных окраин атлантического типа. В Северном Тянь-Шане к ним относятся Карабалтинская, обрамляющая с севера Киргизско-Терскайский палеобассейн, и Чаткало-Нарынская, ограничивающая ее с юга. В Южном Тянь-Шане такими зонами являются: Ауминзя-Туркестанская, Кокшаальская и, возможно, Зарафшано-Алайская, расположенная к югу от Туркестанского палеоокеана. Рифтовая стадия в них проявилась слабо и пока уверенно не выявлена. Что касается их океанической стадии, то магматические формации проявлены в них слабо или отсутствуют. Для пассивных окраин характерны следующие формации: базальт-андезит-риолитовая, базальт-риолитовая, габбро-диоритовая и другие. Основные их особенности заключаются в том, что они практически не имеют самостоятельного значения, будучи подчиненными гораздо более существенным объемам осадочных и осадочно-карбонатных формаций. Самые общие расчеты показывают, что их объем не более 10-12%. Среди них господствуют породы известково-щелочной серии при подчиненном значении пород толеитовой и субщелочной серий.

Зоны активных окраин. В рассматриваемом регионе режим активных окраин

* Здесь и далее речь идет об активных окраинах андийского типа, тихоокеанские окраины реконструируются с трудом, так как в регионе проблематичны формации островных дуг и окраинных морей

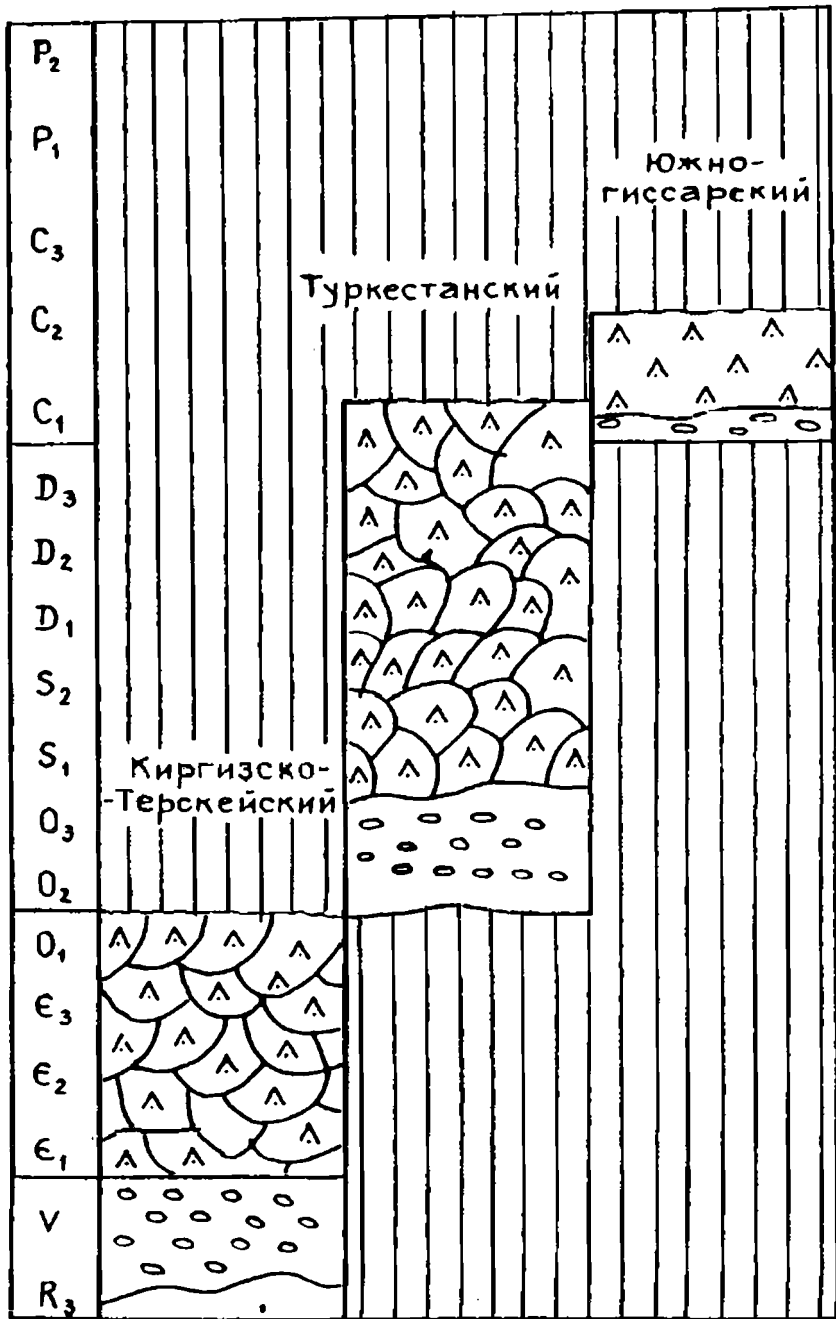
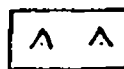
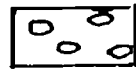


Рис. 50. Этапы океанообразования в Тянь-Шане. Условные обозначения: 1 - эпохи океанообразования; 2 - эпохи докеанического рифтогенеза



1



2

характерен для периферической части Муюнкумо-Наратского (O2-C2) и Фергано-Кураминского (C2-P2) микроконтинентов, ограничивающих соответственно Киргизско-Терскайский и Туркестанский палеобассейны с севера. На окраину Фергано-Кураминского микроконтинента в верхнем палеозое накладывается крупный Кызылкумо-Кураминский окраинно-континентальный вулканический пояс длиной около 1100 км при ширине 80–150 км. Рассматриваемый пояс состоит из отдельных ареалов и участков, различающихся типом магматизма, его интенсивностью, наборами формаций. Идентификация всей зоны пояса только ее восточной частью (Кураминская зона) было бы ошибкой. Не исключено, что пояс (в том числе и его вост. сектор) состоит из отдельных ареалов, отражающих влияние мантийных диапиров и представляет собой ансамбли горячих точек. До недавнего времени зоны с подобным режимом назывались "орогенными" областями, регионами "автономной" или "отраженной" активизации, структурами "дриа", "дейтероорогена". Этими понятиями объяснялись отдельные частные особенности этих зон: интенсивный континентальный вулканизм, высокая рудоносность, шононитовая тенденция и т.д. Однако периферическое положение зон относительно океанических структур противоречит их "автономности". Нами показано, что с генетических позиций такие области не могут рассматриваться и в качестве "орогенных", так как в них не происходит формирования новообразованной континентальной коры, наоборот, интенсивный магматизм этих зон, будучи связанным с деструктивными процессами, обуславливает даже некоторое сокращение и усложнение внутренней структуры земной коры за счет увеличения так называемой "базальтовой" составляющей (Далимов, Ганиев, 1989). В частности, многочисленные периферические магматические очаги, сложенные габброидами, фиксируются в коре, в виде "высокоскоростных" аномалий до глубины 14–16 км.

Вертикальные ряды формаций активных окраин довольно подробно описаны. Сформулируем их важнейшие черты:

1) магматизм этого типа проявляется на значительном отрезке времени (2–3 – P2 – T1), многофазен, дискретен и наложен не только на докембрийский субстрат, но и на завершённые каледониды. Вертикальный ряд формаций этого типа представлен формациями вулканитов: К-базальтов-трахитов (С^В), трахибазальт-трахиандезит-трахидацитов, (С2–3), игнимбритов и риолитов (Р1–Р2), трахиандезитов-трахибазальтов (Р2) и их интрузивных аналогов. Вулканизм характеризуется центральным и трещинно-ареальным типами извержения, обилием разнообразных грабенов, вулканотектонических депрессий, кальдер, кальдер эктрузивных куполов и др.;

2) общий вертикальный ряд формаций активных окраин является антидромным, что доказывается внедрением на заключительной стадии пород трапповой формации (рис. 44). Общая гомодромная последовательность формаций этого ряда в Тянь-Шане нарушается несколько раз (O2; D1; C2–T1). Каждый такой рубеж фиксируется дайками и субвулканическими телами габброидов, долеритов или трубок взрыва. Последние, развиваясь в условиях нарастающей жесткости фундамента, имеют довольно высокую щелочность и иногда приближаются по составу к лампроитам (Таджибаев, 1986). Это одно из главных отличий магматизма активных окраин, развивающихся в условиях разогрева земной коры, от коллизионных (орогенных) магматитов — в условиях понижения температуры;

3) вулканическим и плутоническим формациям, составляющим ряд, свойственна тесная генетическая связь обеих форм магматизма с образованием серии вулканоплутонических ассоциаций;

4) среди формаций активных окраин широко распространены породы калиево и К-Na известково-щелочной, шононит-латитовой петрохимических серий с подчиненным значением пород с толентовым трендом эволюции, который проявляется лишь в самом конце магматических процессов. Для вулканизма повсеместно

характерна высокая explosивность ($E = 90-95\%$), обилие газонасыщенных пепловых потоков, приводящих к формированию ингимбритов, разнообразных автомагматических брекчий. Весьма специфичны и особенности вещественного состава формаций, среди которых следует обратить внимание на ведущее значение андезит-латитов, на преобладание K над Na в породах, приводящее в отдельных случаях к формации эпидейцитовых порфиритов, псевдолейцитовых сиенитов. Среди минералогических особенностей, характерно раннее выделение магнетита, титаномагнетита, апатита, высокая сумма вкрапленников и их многостадийная кристаллизация, обилие водосодержащих минералов (Bi, Amf), умеренный или низкий коэффициент железистости и окисленности железа. Состав магматических формаций однозначно указывает на обилие в исходных расплавах летучих компонентов (F, V, Rb, Cs, O и др.).

Весьма специфичным является и плутонический магматизм активных окраин, в частности Кураминской зоны. Эта специфика заключается в широком развитии сложно-построенных зональных габбро-диорит-монцонитовых, габбро-монцонит-гранодиоритовых массивов. До недавнего времени в литературе господствовало мнение о том, что наиболее распространенной разновидностью пород в этом типе ареалов являются гранодиориты и адамеллиты. Проведенные нами исследования (1987-92 гг.) показывают, что в рассматриваемой обстановке широко распространены габбро, габбро-монцониты, монцониты, монцодиориты. Примером таких массивов является Шавасский, который в подавляющем большинстве публикаций рассматривается как пример типичных диорит-гранодиоритовых интрузий.

По нашим же данным, ранние фазы этого массива представлены габбро, габбро-пироксенитами, троктолитами и габбро-диоритами (C_2) прорванными мелкими телами (жилы, дайки, дайкообразные тела) микрозернистых $Px - Amf$ габбро (C_2). В составе массива доля монцодиоритов крайне существенна и, наконец, обращает на себя внимание зональность таких плутонов (рис. 51).

Вторым примером сложных, зонально построенных тел является Акчинский массив. По современным данным в его составе выделяются породы двух комплексов: алмалыкского и карамазарского (Азимов Д.Х., Поддарков В.А.). Проведенные нами специальные исследования показывают, что двух комплексов здесь нет, но массив имеет четкое полосовое, зональное строение. Края его сложены породами ранних фаз: крупнозернистое габбро, троктолиты, породы, нередко переходящие в пироксениты (δC_2), вторая и третья фазы представлены различными габбро-монцонитами, диоритами, монцодиоритами ($\delta^{2-3} C_2$), четвертая и возможно пятая фазы — представлены гранодиоритами ($\delta^{4-5} C_2$). В Акчинском массиве, как и в предыдущем случае, обращает на себя внимание сложная зональность плутонов.

Можно сказать, что области генерации магм данного ряда располагались на уровнях, где роль воды была ограниченной. На это указывает ранний парагенезис вкрапленников базальтоидов, представленных ($Px-P1; O1-Px-P1$). Исходная "сухость" или "маловодность" расплавов определяет значительную их подвижность и миграционную способность, с чем следует связывать формирование многочисленных вулканоплутонических ассоциаций. Современные данные по реконструкции вулканических зон свидетельствуют, что в ряде случаев интрузии, связанные с вулканическими комплексами, представляют собой реликты близповерхностных периферических очагов соответствующих вулканических построек.

Зоны коллизий. Анализ размещения геологических формаций и немногочисленных палеомагнитных данных позволил в 1987 г. автору сформулировать вывод о том, что к C_1 отдельные районы, в частности Южный Тянь-Шань, представляли собой сложный ансамбль раздвинувшихся континентальных блоков, между которыми располагались узкие мезоокеанические бассейны с соответствующим типом коры, закрытие которых начинается с C_2 — различными коллизийными процессами и последовавшим за ним мощным гранитным плутонизмом.

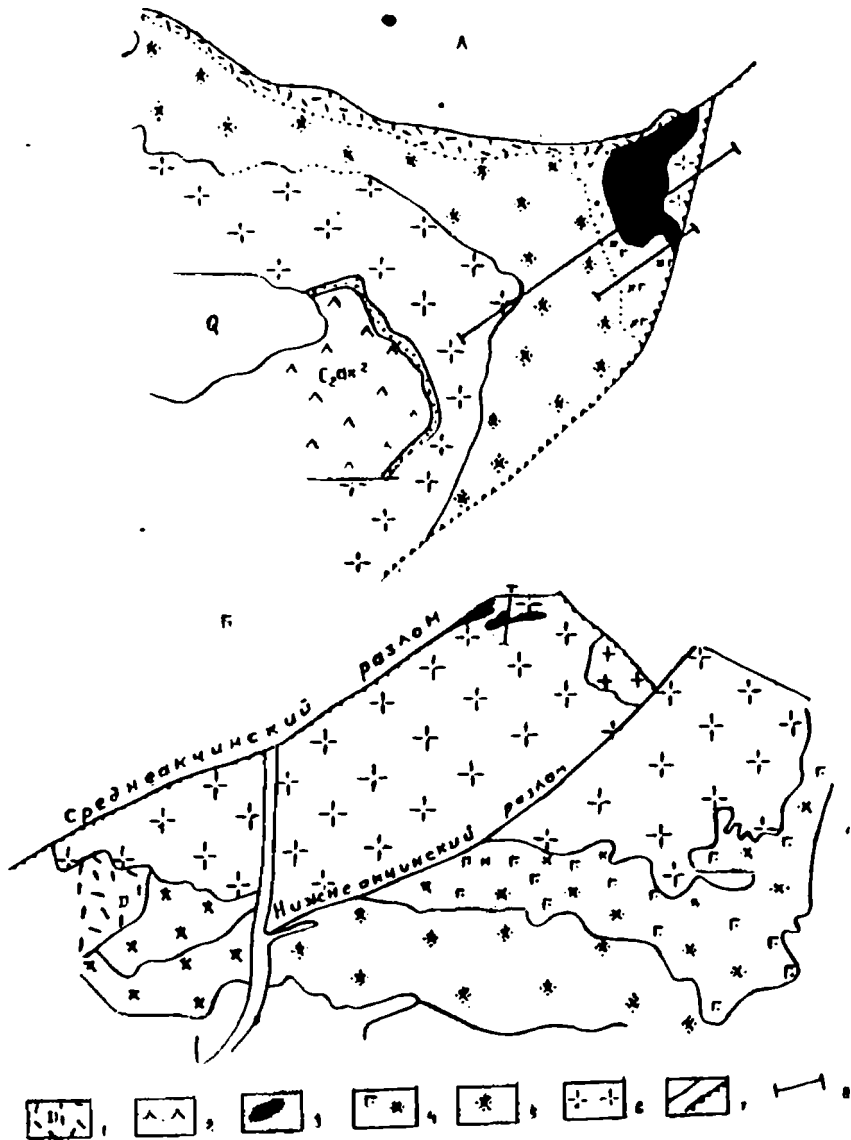


Рис. 51. Схемы строения Шавасского (А) и Акчинского плутонов (по М.Ахмедову, В.А.Подваркову с дополнениями Т.Н.Далимова.)
 Условные обозначения: 1 - нижнедевонские вулканиды; 2 - дациты акчинской свиты; 3 - габбро, нориты, троктолиты и шроксениты - δ ; 4 - Pх-Amf габбро-монциониты, монциониты и диориты; 5 - монцидиориты, диориты; 6 - гранодиориты; 7 - разломы.

В предыдущих работах данный магматизм назывался орогенным, поднеорогенным или эпигетосинклинально-орогенным, так как гранитоидный плутонизм приводит к созданию новообразованной континентальной коры. Основные рубежи проявления коллизионных процессов и связанного с ним гранитоидного магматизма приходятся в Тянь-Шане на рифей, ордовик-силур, средний-верхний карбон и пермь (Карабалтинская, Чаткало-Нарынская, Ауминза-Туркестанская, Зарафшано-Алайская зоны).

Независимо от возраста вертикальные ряды магматических формаций обладают принципиально сходными чертами, которые мы приведем ниже (рис. 48, 52). Прежде всего следует подчеркнуть, что из анализа вертикальных рядов вытекает четкая стадийность коллизионного магматизма, начинающегося диорит-гранодиорит-гранитными, а завершающегося гранит-лейкогранитовыми или однородными лейкогранитовыми формациями. В ряде случаев: эта сравнительно простая картина осложняется внедрением сиенитовых (в т.ч. и нефелин-сиенитовых) формаций, что связано латеральными вариациями составов, неоднородностью субстрата гранитообразования. Главная особенность вертикальных рядов формаций — их четкая гомодромность.

Вторая особенность гранитоидов зон коллизий заключается в том, что они формируются в условиях абиссальной и мезоабиссальной фаций глубинности. Это известно давно (Кеннеди, Андерсон, 1938) и позже петрологически обосновано в работах (15). По мере омоложения гранитоидов от рифея к С3-Р1 наблюдается смена их фаций глубинности. Так, рифейские гранитоиды Байсунской зоны, будучи абиссальными, отчетливо тяготеют к одновозрастному толщам, обладают признаками постепенного перехода в них, автохтонны и их состав хорошо коррелируется со спецификой субстрата ($P = +0,37-0,8$), а верхнепалеозойские (Ушорский массив), являясь мезоабиссальными, принадлежат субавтохтонным или аллохтонным образованиям. Вариации фаций глубинности во времени, вероятно, связаны с вертикальной миграцией очагов внутри земной коры.

Третья особенность коллизионных гранитоидов заключается в их автономности относительно процессов вулканизма. В большинстве коллизионных зон Тянь-Шаня гранитоидный плутонизм является ведущим, а близкий к нему по возрасту вулканизм, развит слабо или отсутствует. Подобная автономность гранитоидов относительно вулканизма, в первую очередь, связана с обстановкой сжатия. Появление близких по возрасту к гранитоидам вулканизов петрологически затруднено, что вытекает из особенностей исходных расплавов, которые насыщены водой и летучими, что снижает температуру их плавления, способствует быстрой кристаллизации.

Четвертая особенность вертикальных рядов коллизионных гранитоидов относится к их вещественному составу. Породообразующие полевые шпаты в них характеризуются низкотемпературными модификациями ($S = 0,8-1,0$), а цветные минералы (Bi, Amf) — высокой железистостью (68-80%). Среди аксессуарных минералов показательна слабая распространенность или отсутствие магнетита и широкое развитие тантало-ниобатов, фосфатов редких земель, минералов олова, свинца, цинка, бора, определяющих редкометалльную геохимическую специализацию гранитоидов.

В химизме коллизионных гранитоидов обращает внимание обогащенность магмофильными флюидами (фтор, хлор, бор, вода), которые обладая высоким средством к силикатным расплавам, понижают их температуру, способствуют быстрой кристаллизации. Именно эти признаки позволяют отнести коллизионные гранитоиды к "водонасыщенному" типу (S-граниты).

Наконец, следует обратить внимание на то, что эволюция составов гранитоидов данного типа заключается в том, что натровые разности во времени сменяются калиевыми, а общий состав стремится к эвтектике (рис. 53). Наконец, следует

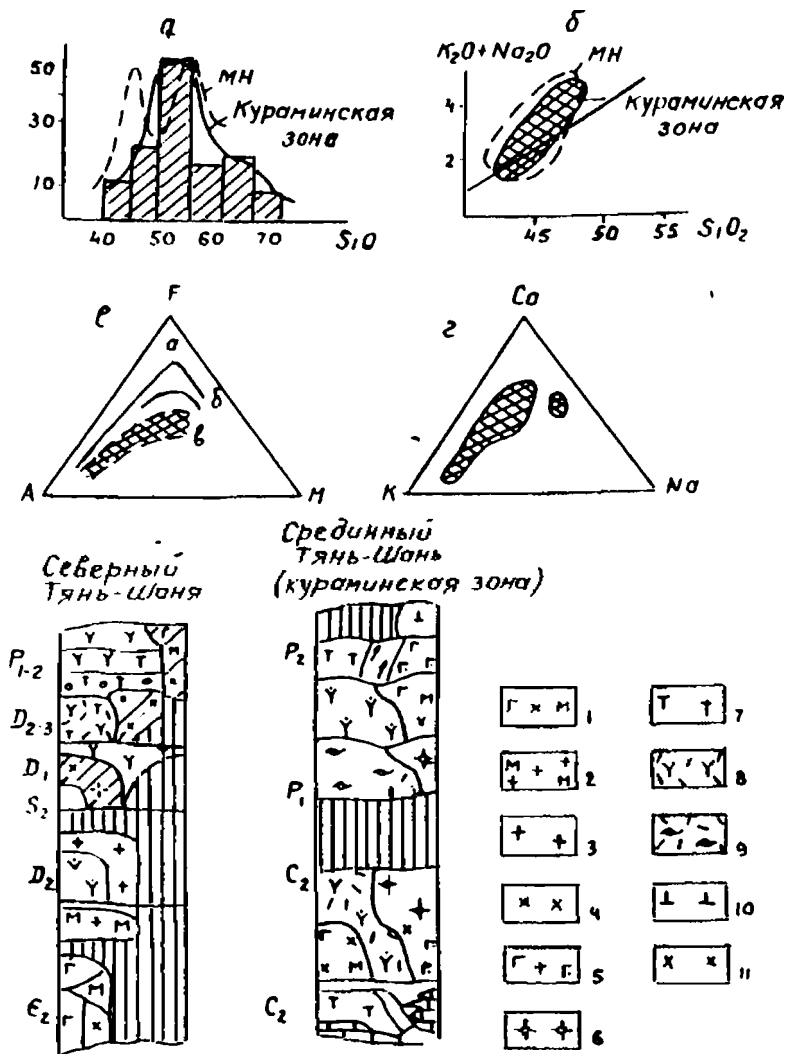


Рис. 52. Структура (а); лимизм (б, в, г) и вертикальные ряды магматических формаций, активных континентальных окраин андийского тиса: 1 – габбро-монцит-сиенитовая формация; 2 – монцитит-гранодиоритовая и монцитит-гранит-гранитовая формация; 3 – гранитоидная (лейкогранитовая); 4 – монцититовая; 5 – габбро-гранодиорит-адимеллитовая (гранодиоритовая); 6 – лейкогранитовая, гранит-аляскитовая; 7 – трахибазальтовая, трахибазальт-трахитовая; 8 – трахибазальт-трахиандезит-дацитовая; 9 – риолитовая (игнимбритовая); 10 – трапповая; 11 – формация трубок взрыва: а – гистрограмма распределения состава пород по SiO_2 ; пунктирвариационная линия пород активных окраин на диаграмме $SiO_2-K_2O+Na_2O$.

обратить внимание на то, что состав гранитоидов коллизионной обстановки четко коррелируется с составом субстрата, полностью отражает его петрографо-геохимическую специфику. В этой связи попытки отдельных исследователей связывать коллизионные гранитоиды с мантийными процессами представляются чисто умозрительными (Ненахов и др., 1990).

Зоны рифтогенеза. Вопрос о наличии палеозойских и более древних рифтов, их месте в общей истории развития Тяньшаньд был поднят Р.Н. Абдуллаевым и нами в 1979 году. Было показано, что во всех т.н. геосинклинальных структурах рассматриваемого района существует довольно короткий отрезок времени, в течение которого происходит взламывание континентальной коры (Абдуллаев, Далимов, 1979, 1986). Последующие исследования подтвердили этот вывод и более того показали широкое развитие рифтогенных структур.

В настоящее время отдельные аспекты этого явления изучены довольно подробно. Так выяснилось, что в рассматриваемом регионе вполне реально существуют два типа рифтов: а) предшествующих заложению мезоокеанических бассейнов; б) развивающихся после их закрытия. Примерами первых могут быть Киргизско-Терскойская, Букантау-Карачатыр-Алайская, Киттармай-Ягнобская и Южно-Гиссарская рифтовые структуры, а в качестве примера вторых можно привести систему вендских, девонских, пермских грабен, локализирующих продукты наземного вулканизма в Среднем Тянь-Шане.

Доокеанские рифтовые структуры характеризуются угнетенным субщелочным и контрастным вулканизмом и магматизмом. Среди их формаций наиболее широко распространены: трахибазальтовая, оливин-щелочно-базальтовая, а среди плутонических — габбро-диабазовая. Ввиду их слабой распространенности они изучены плохо.

Постокеанические рифтовые структуры выполнены следующим рядом формаций: базальт-риолитовой с вариантами (трахибазальт-трахитовой, трахибазальт-трахириолитовой), калиевых щелочных базальтов, латит-шошонитовой и последовательно дифференцированной трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой.

Характерные особенности рассматриваемых формаций были сформулированы ранее (Абдуллаев, Далимов, 1989 "Рифтогенез... Т., 1989) и вкратце сводятся к следующему:

а) локализация в системе узких грабен и грабенообразных структур в ассоциации с наземными грубообломочными молассовыми образованиями. Подавляющее большинство вулкаников, как правило закономерно чередуются с ними;

б) вулканизм имел трещинный, трещинно-арсальный тип с образованием систем центров извержений с довольно высоким индексом эксплозивности ($E = 60-80\%$);

в) среди формаций преобладают субщелочные ассоциации (латит-шошонитовая и высококальциевая известково-щелочная), при подчиненном значении нормальной известково-щелочной и толеитовой серии. Последние, как это сейчас выявляется, свойственны заключительным стадиям развития (трапповая формация Кураминской зоны).

Таким образом, анализ общей последовательности магматических формаций, изложенный в "Схеме" позволяет наметить ряд геодинамических обстановок и индекс-формаций к ним (табл. 36), список которых приведен в таблице 37.

Океанические обстановки пользуются довольно широким развитием от AR3 до C} и представлены сравнительно небольшими бассейнами шириной 400-600 км (мезоокеанические), они были заложены на коре океанического типа. Индекс-формации этой обстановки: формация Na-базальтов различной титанистости, габбро-перидотитовая (альпийнотипных гипербазитов), габбро-диабазовая. Есть ряд других формаций (базальт-андезит-риолитовая и др.), но они скорее всего свойственны их

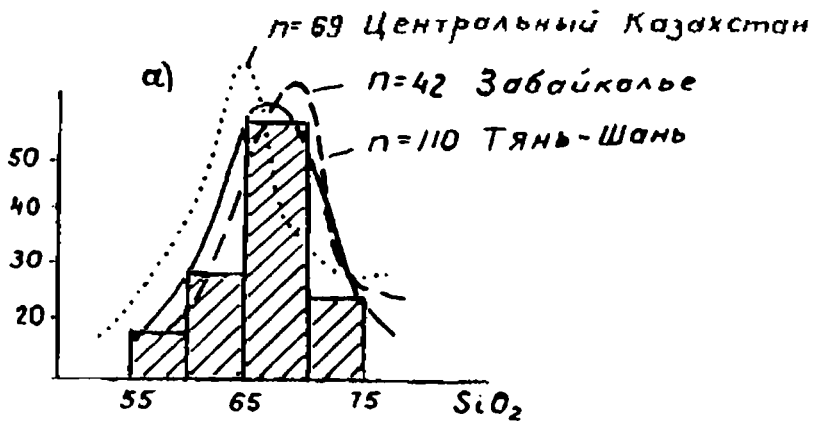


рис 53 а, б

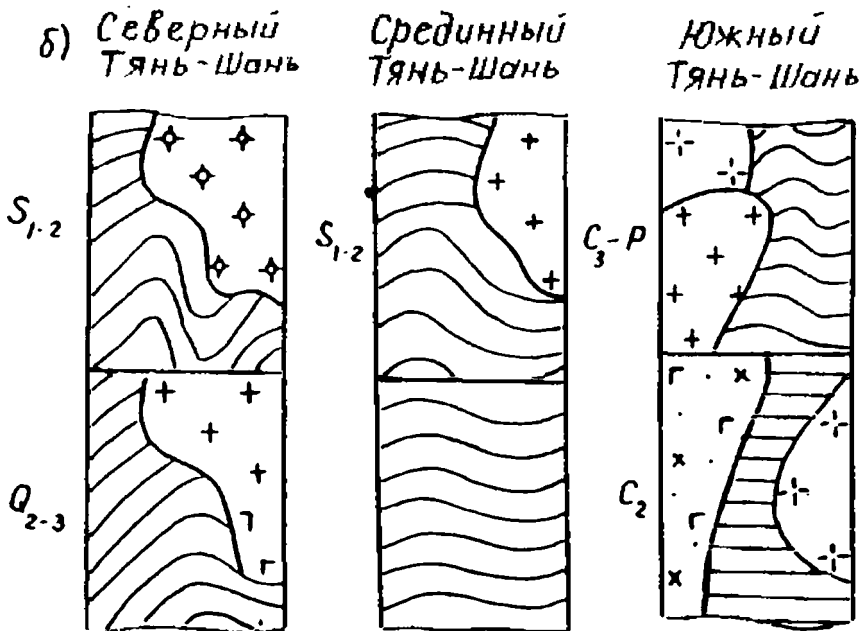
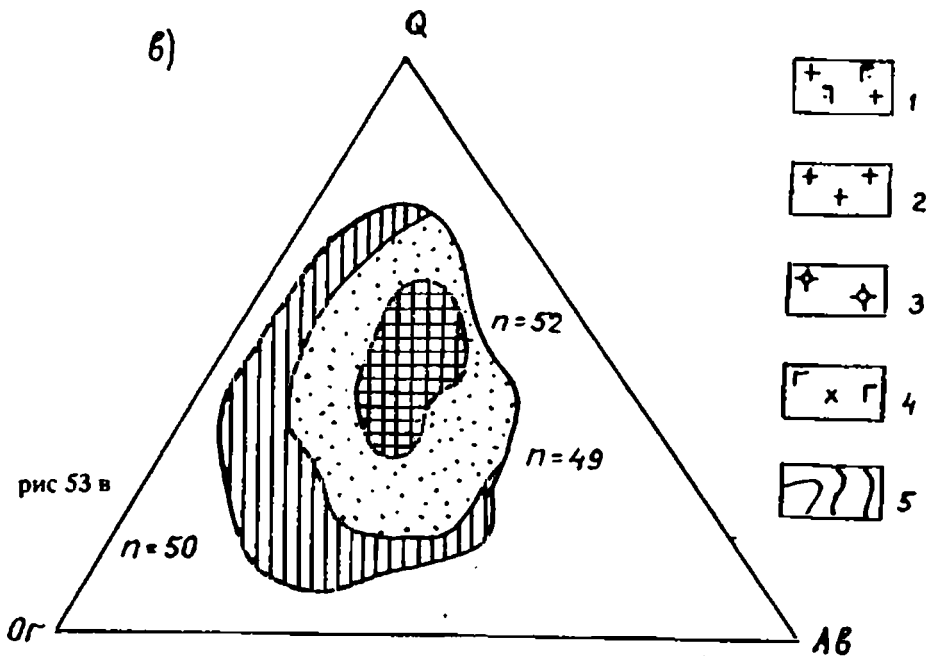


Рис. 53. Структура (а), вертикальные ряды (б) и химизм формаций зон коллизий: 1 габбро-диорит-гранодиорит-гранитная, диорит-гранодиорит-гранитная формации; 2 гранит-лейкогранитовая формации; 3 - формация гранитов-алюситов; 4 габбро-монцит сиенитовая формация; 5 - формации отсутствуют.



краевым частям или пассивным окраинам. Говоря о породах габбро-перидотитовой ассоциации следует отметить, что раньше в 60-х–70-х годах господствовало представление о том, что они формируются только в зонах спрединга. По мере накопления материала геодинамические обстановки формирования их стали расширяться. Так, в настоящее время известно, что офиолиты образуются на разных участках островных дуг, в зонах трансформных разломов (Колман Р.Г. 1984), в срединно-океанических хребтах и т.д. Поэтому сейчас трудно рассчитывать на более точную геодинамическую привязку. Пока можно предполагать, что высокотитанистые члены офиолитовых ассоциаций — это атрибуты океанической обстановки, низко- и умереннотитанистых окраинных морей.

Рифтовые обстановки. Как уже упоминалось, характеризуются широким диапазоном развития и наиболее ярко проявились в рифее-венде, девоне, перми. Большинство палеорифтов, о которых упоминалось выше являются внутриконтинентальными. Океанические рифтовые структуры, на которых настаивают отдельные исследователи (Кустарникова, 1986) пока выделяются с трудом. Индекс-формации: трахибазальтовая, К-базальтов-трахитов, базальт-липаритовая, оливин-щелочно-базальтовая, трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая, пикритовая и др.

Островные дуги (?) Выделение этой геодинамической обстановки проблематично по той простой причине, что мы пока уверенно не знаем существования латерального ряда структур: континент — внутреннее море — островная дуга-океан. Поэтому в ряде публикаций крайне осторожно отнеслись к ним, хотя наличие ряда формаций закономерно завершающих ряды океанических ассоциаций, как-будто бы позволяют их выделить (габбро-плаггиогранитная, андезит-дацитовая, базальт-андезитовая, базальт-андезит-риолитовая, тоналит-трондъемитовая). В недавней своей работе Р.А. Максумова (1991) относит к островодужным породы коккинской, утмекской свиты. Для стадии островных дуг по ее мнению свойственно мощное проявление андезитового вулканизма в условиях высоко поднятой вулканической дуги.

Обстановка активных окраин алдидийского типа. Современные окраины этого типа характеризуются следующими принципиальными отличиями: а) высокая мощность коры; б) среднекислый состав формаций с известково-щелочной, шошонит-латитовой тенденцией, при отсутствии или слабом развитии пород толеитовой тенденции; в) латеральная зональность, т.е. смена зон с известково-щелочными вулканитами, породами субщелочной и щелочной ассоциации; г) отсутствие формаций внутренних морей; д) возрастной дрейф магматизма.

Палеоанологом этой обстановки выступает магматизм Кызылкумо-Кураминского пояса и южного обрамления Мууюнкумо-Наратского микроконтинента. Индекс формации: трахибазальт-трахиандезитовые, риолитовые, трахириолитовые, латит-шошонитовые ассоциации, габбро-монзонит-сиенитовые формации. Для магматизма этого типа характерна многоэтапность и проявляющаяся на этом фоне антидромность процессов.

Коллизионная обстановка проявилась по крайней мере дважды в палеозое в среднем ордовике-силуре и среднем карбоне-перми. Ареалы коллизионной обстановки охватывают огромные территории и сопровождаются массовым проявлением гранитоидов, которые в возрастном аспекте очерчивают верхнюю границу покровообразования. Индекс формации: диорит-гранодиоритовая, гранит-лейкогранитовая, риолитовая.

Таблица 36

Индекс формации геодинамических обстановок Тянь-Шаня

Геодинамические обстановки	Характерные формации
Рифтовая	На-базальтов-риолитов, трахибазальтовая, трахибазальт-трахитовая, оливин-щелочно-базальтовая, трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая. Рои и пояса даек
Океаническая	На-базальтов, габбро-диабазовая, толеитовая, базальт-андезитовая
Пассивных окраин (рифтогенные окраины)	Базальт-андезит-риолитовая (в составе вулканогенно-осадочной) андезитовая. Парные дайки
Активных окраин	Трахибазальт-трахиандезитовая, трахибазальт-трахидацит-трахириолитовая (латит-шошонитовая), трахириолитовая, габбро-монзонит-сиенитовая, габбро-диорит-гранодиоритовая (вулканоплутонические ассоциации и комплексы) — граниты)
Коллизионная	Лейкогранитовая, гранит-алескитовая, гранит-гранодиоритовая, диорит-гранодиорит-гранитовая, мигматит-гранито-гнейсовая

Таблица 37

Схема вертикальных рядов магматических формаций Тянь-Шаня (пояснение к рис. 48)

Составлена по материалам "Рабочей схемы корреляции..." Т.Н. Далимовым, 1992 г.

Справа от колонок показаны типы магматизма. Римские цифры в скобках (I–V) их нумерация. Слева, буквенные обозначения, тип эволюции: а — антидромный, г — гомодромный.

Формации: вулканогенные — арабские цифры в кружках; интрузивные — римские цифры.

I. Муюнкумо-Наратский микроконтинент. Вулканические формации: 1 — метабазальтовая (актюзская св.); 2 — метабазальтовая (кеминская серия); 3 — базальт-липаритовая (экургенкольская св.); 4 — трахибазальтовая; 5 — базальт-андезитовая; 6 — базальтовая; 7 — андезит-дацитовая (ширгийская свита O2?); 8 — трахибазальт-трахиандезит-риолитовая (латит-шошонитовая), (баркольская, альмерская свиты); а — трахибазальт-трахиандезитовая (аральская св.); 10 — липаритовая (талдысуйская св.); 11 — трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая (ашукольторская св.).

Плутонические формации: I — габбро-перидотитовая (протрузии альпинотипных серпентинитов?); II — мигматит-гранито-гнейсовая; III — габбро-диоритовая; IV — габбро-диорит-плагиогранитовая; V — диорит-гранодиорит-гранитовая; VI — тоналит-плагиогранитовая; VII — габбро-монзонит-сиенитовая; VIII — тоналит-монзонитовая; IX — диорит-гранодиорит-гранитовая (терсейский, кунгейский комплексы); X — гранитовая; XI — сиенит-граносиенитовая; XII — лейкогранитовая; XIII — монзонит-сиенитовая; XIV — псевдолейцитовых щелочных сиенитов; XV — лейкогранитовая.

II. Чилик-Кеминская палеоокеаническая структура. Вулканические формации: 1 — метабазальтовая; 2 — базальт-липаритовая; 3 — базальтовая (трахибазальтовая); 4 — базальт-андезитовая; 5 — андезит-дацитовая (ширгийская св.); 6 — липаритовая (талдысуйская св.). Интрузивные формации: I — габбро-диоритовая; II — диорит-гранодиоритовая; III — гранит-лейкогранитовая; IV — гранит-граносиенитовая; V — монзонит-сиенитовая.

III. Карабалтинская пассивная окраина. Вулканические формации: 1 — базальтовая (?); 2–3 — трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая. Интрузивные формации: I — габбро-диоритовая; II — гранит-монзонитовая; III — диорит-гранодиорит-гранитовая; IV — гранит-лейкогранитовая; V — монзонит-сиенитовая.

IV. Киргизско-Терсейская палеоокеаническая структура. Вулканические формации: 1 — метабазальтовая; 2 — базальт-липаритовая; 3–4 — трахибазальтовая; 5 — натровых базальтов; 6 — андезит-базальтовая; 7 — базальт-андезит-липаритовая; 8 — трахибазальт-трахиандезит-липаритовая; 9 — трахибазальтовая; 10 — липаритовая; 11 — трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая (латит-шошонитовая). Интрузивные формации: I — габбро-перидотитовая (протрузии альпинотипных гипербазитов); II — мигматит-гранито-гнейсовая; III — диорит-плагиогранитная; IV — габбро-перидотитовая (?); V — габбро-диоритовая; VI — габбро-диорит-плагиогранитная; VII — габбро-диорит-гранодиоритовая; VIII — диорит-гранодиоритовая; IX — гранитовая (?); X — сиенит-граносиенитовая; XI — гранит-граносиенитовая; XII — лейкогранитовая; XIII — габбро-монзонит-сиенитовая; XIV — псевдолейцитовых щелочных сиенитов; XV — лейкогранитовая.

V. Талассо-Каратауская пассивная окраина. Вулканические формации: 1–2 — метабазальтовая (?); 3 — плагиолипаритовая (? — вулканогенно-осадочная); 4 — Na-базальтов (?); 5 — липаритовая; 6 — щелочных базальтоидов. Интрузивные формации: I — габбро-диоритовая; II — диорит-плагиогранитная; III — диорит-гранодиоритовая; IV — гранит-лейкогранитовая; V — сиенитовая; VI — лейкогранитная; VII — псевдолейцитовых щелочных сиенитов; VIII — щелочных габбро.

VI. Сарыджаз-Нарынская пассивная окраина. вулканогенные формации: 1 — метабазальтовая; 2 — липаритовая; 3 — андезит-риолитовая; 4 —

андезито-базальтовая; 5-6 — базальтовая (?) 7-8 — трахибазальтовый-трахиандезит-липаритовая. Интрузивные формации: I — габбро-перидотитовая (?); II — плагиогранит-гнейсовая; III — габбро-диорит-гранитная; IV — габбро-монцонит-сиенитовая; V — лейкогранитовая.

VII. Чаткальская пассивная окраина. Вулканогенные формации: I — метабазальтовая; 2 — трохибозоль-трохиандезитовая; 3 — трахибазальтовая; 4-5 — трахибазальт-трахиандезитовая (?). Интрузивные формации: I — габбро-перидотитовая; II — диорит-гранодиоритовая; III — диорит-плагиогранитная; IV — габбро-монцонит-сиенитовая; V — гранит-гранодиоритовая; VI — габбро-монцонит-сиенитовая; VII-VIII — габбро-диорит-гранитовая; IX — гранит-лейкогранитная.

VIII. Кураминская активная окраина. Вулканогенные формации: I — базальт-андезит-липаритовая; 2 — трахибазальт-трахитовая; 3 — трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовая; 4 — трахиандезит-дацитовая (3-4 — латитшошонитовые серии); 5 — липаритовая; 6-7 — трахибазальт-трахиандезитовая; Интрузивные формации: I — гранодиоритовая; II — габбро-монцонит-сиенитовая; III — диорит-гранодиорит-гранитовая; IV — гранит-лейкогранитовая; V — габбро-монцонит-сиенитовая.

IX. Туркестанская палеоокеаническая (Букантау-Карачатыр-Алайская сутура). Вулканические формации: I — метабазальтовая (канская, майлисуйская, учкуд-ултауская серии); 2 — трахибазальтовая (елемесангская св., кумганская св.); 3 — базальт-андезит-дацит-липаритовая (тубабергенская, кушкумбайская, чонкойская и др.); 4 — Na-базальтов (баткенская, яшская, араванская, каттаторская, шавасская). Интрузивные формации: I — габбро-перидотитовая (тамдытау-нуратинский?, араванский к-сы); II — габбро-плагиогранитная; III — габбро-перидотитовая (кужский, ферганский к-сы); IV — габбро-плагиогранитная (Наукатский, Конур-Тюбинский м-вы); V — тоналит-грондьемитовая (Бокалинский к-с); VI — диорит-гранодиорит-гранитовая; VII — габбро-монцонит-сиенитовая (кошрабадский к-с); VIII — гранит-лейкогранитовая; IX — щелочных и щелочных габбро.

X. Туркестанская палеоокеаническая (Атбаши-Хан-тегрийская сутура). Вулканические формации: метабазальтовая (атбашинская св.); 2 — Na-базальтов (Кошрабатская толща); 3 — пикрит-базальтовая (балыктинская св.). Интрузивные формации: I — гранито-гнейсовая (кембельский, кельтубекский к-с); II — габбро-перидотитовая (Атбашинская и Джангирская полосы); III — пикрит-габбро-диабазовая (Ташрабадский м-в); VI — гранодиорит-гранитовая; V — лейкогранитовая; VI — гранитов рапакиви и нефелиновых сиенитов; VII — щелочных габброидов.

XI. Киттармай-Ягнобская, рифтогенная. Вулканические формации: I — метапикрит-метабазальтовая (горифская, ягнобская толщи); 2 — трахибазальт-трахитовая (гарибакская св.); 3 — метапикрит-метабазальтовая; 4 — оливин-щелочно-базальтовая; 5 — липарит-трахилипаритовая (барзангинская, касканская толща); 6 — фанолит-трахитовая (казнокская толща). Интрузивные формации: I — пикрит-габбро-диабазовая (мокрифский к-с); II — габбро-перидотитовая; III — диорит-гранодиорит-порфировый (дайковский); IV — диорит-гранодиоритовая (шадонский к-с); V — диорит-гранодиорит-монцонитовая; VI — диорит-гранодиоритовая; VII — щелочных габброидов.

XII. Южно-Тяньшаньская пассивная окраина. Вулканические формации: I — базальт-липаритовая; 2 — андезит-дацитовая. Интрузивные формации: I — габбро-диорит-гранодиоритовая; II — диорит-гранодиоритовая; III — гранит-лейкогранитовая; IV — щелочных габбро.

XIII. Южно-Гиссарская, палеоокеаническая (обозначения те же).

XIV. Байсунская.

Глава восьмая

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА. ЛАТЕРАЛЬНЫЕ РЯДЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

(ЗАКЛЮЧЕНИЕ)

Теперь, когда изложены материалы по вертикальным рядам формаций рассматриваемого региона, можно рассмотреть отдельные аспекты его эволюции. Надо отметить, что эти вопросы обсуждались в ряде работ Х.М. Абдуллаева, В.И. Попова, И.Х. Хамрабаева и других авторов, хотя единой истории развития магматических процессов пока нет. Этому долгое время препятствовало отсутствие общей унифицированной схемы последовательности формирования магматитов, неоднозначное толкование понятий "формация" и "комплекс" и острый дефицит радиологических данных.

Предпринятая нами попытка создания новой геодинамической модели Тянь-Шаня в палеозое позволила по-иному подойти к этой проблеме.

§ 1. Общие особенности магматизма

Прежде чем переходить к изложению представлений об эволюции магматизма и магматитов целесообразно остановиться на общих его особенностях, вытекающих из предыдущих материалов.

1. Важнейшим свойством магматических процессов рассматриваемого региона является длительность его проявления, охватывающая интервал времени от позднего прехе до мела-палеогена включительно, в течение которого формируется сложный ансамбль магматических формаций и ассоциаций, которые подразделяются на вулканические, вулкано-плутонические и плутонические классы. Важное место среди них принадлежит вулканогенно-осадочным формациям.

По длительности магматизма, простоте, насыщенности рядов формаций и их сложности Тянь-Шань может быть сопоставим только с Уралом и Казахстаном. Очевидно, что на таком значительном интервале времени (2,7–0,25 млрд. лет) магматические процессы происходили не постоянно, а дискретно ("каскадно" по Х.М. Абдуллаеву, 1960), что и позволило выделить конкретные эпохи активного магмообразования: AR3–PR1; PR2; R–Y; E–O1; O2–S2; D1–3; C1; C2–3; C3–P1; K–P.

Эти эпохи по своему масштабу, удельному весу образуемых формаций неравнозначны и неодинаково исследованы. Их можно подразделить на два типа: а) сквозные, свойственные всему Тянь-Шаню (т.н. пантяньшаньские эпохи) и б) локальные. К первым относятся: 1) позднепротерозойская эпоха гранитообразования; 2) рифей-вендская эпоха деструкции и проявления базальтовых магм; 3) пермская и возможно поздняя пермь-раннетрисовая; ко вторым, локальным периодам магмообразования следует отнести: 1) кембрий-раннеордовикскую эпоху, связанную с заложением Киргизско-Терской палеоокеана; 2) O2–S2 — эпоху гранитообразования, девонскую, раннекарбоновую, средне-верхнекарбоновую.

2. Другим, не менее важным свойством магматических процессов является многообразие магматитов по составу и условиям образования. Широкое развитие гранитоидных формаций в рассматриваемом регионе — факт общезвестный. Именно благодаря этому он рассматривается в качестве классической гранитоидной провинции (Х.М. Абдуллаев, 1960; И.Х. Хамрабаев, 1965 и др.). Однако в настоящее время установлено, что в этом регионе не менее значимы проявления базальтового, мафит-ультрамафитового, щелочного и субщелочного магматизма. Удельное

значение упомянутых типов магматизма неодинаково. Наиболее мощным и значимым представляется гранитоидный магматизм и кислый вулканизм, образующие обширные ареалы практически во всех регионах и частях Тянь-Шаня и проявляющиеся в условиях всех известных фаций. Затем по значимости, вероятно, следует отметить основной (базальтовый) магматизм и, наконец, на последнем месте по распространению следует отметить ультрамафитовый и щелочной магматизм. Именно по этой причине Тянь-Шань рассматривается, как область синалическо-фемического магматизма (Москалева, Харкевич, 1975).

Широкое проявление гранитоидов и, наоборот, относительно угнетенный масштаб продуктов основных и ультраосновных магм, объясняется историко-геологическими причинами. Наличие уже к рифею мощной консолидированной коры континентального типа, слабая ее проницаемость, режим поднятий обуславливают их широкое развитие. С другой стороны, слабая, хотя и многократно проявлявшаяся, деструкция и недостаточная обнаженность меланократового субстрата — причина угнетенного развития базальтоидов и ультрамафитов (Далимов, 1981).

3. В непосредственной связи с многообразием состава магматитов стоит разнообразие условий их формирования. Плутонические формации, в первую очередь, гранитоиды, образуются в широком интервале фаций, от ультраабиссальной (10–12 км) до субвулканической (1–2 км). Вулканогенные образования также формируются в условиях практически всех известных фаций (субмаринной, наземной, эксплозивной, экструзивной, газонасыщенных потоков, игнимбритов, лахар и др.).

Как было показано выше, новые подходы к истории развития тяньшанид, позволяют выделить здесь реальное существование рифтового, океанического, коллизионного, окраинно-континентального (активных и пассивных) типов магматизма, которые обладают своими индекс-формациями и, как следствие этого, имеют четкую металогеническую специфику. Удельное значение каждого упомянутого типа магматизма неодинаково. Ясно, что на современном эрозивном срезе более крупно и ярко представлены коллизионные и окраинно-континентальные магматиты (различные гранитоиды, монзонитоиды, андезитоиды).

По поводу слабого развития платформенных формаций следует отметить, что в складчатых областях они вообще редкость. В Тянь-Шане к ним могут быть отнесены некоторые рифей-ведьские субщелочные образования (трахибазальты, базальты), породы трапповой ассоциации, выделяемых в конце перми и раннем триасе (дайки и дайкообразные тела толеитовых, субщелочных базальтоидов Кураминской зоны, биотитовые перидотиты Гиссара и др.) и мел-палеогеновые базальты. Кроме того, как показывает анализ геологических формаций территория Тянь-Шаня за весь этот период так и не прошла настоящей платформенной стадии с мощными трапповыми, субщелочными и щелочно-базальтоидными формациями. Прав был, вероятно, Х.М. Абдуллов, введший термин "полуплатформа". Но их слабая изученность, недостаток геохронологических, изотопных данных пока не позволяют отделить их от собственно рифтовых.

Что касается формаций островных дуг, реальность которых усиленно дебатировалась в литературе, то пока надежных данных в пользу их существования нет. Предпринимаемая многими исследователями (П.А. Мухин, 1990; Л.В. Шпотова, 1988 и др.) попытка определения этих формаций только петрохимическими методами представляется сомнительной. Наконец о формациях спрединговой обстановки. Имея дело с сутурами, результатом многократного шарьирования трудно однозначно говорить о них. Реальность их существования пока только доказывается для Мальгузарских гор (габбро-диабазовая формация).

4. Тянь-Шань, особенно в палеозое, одна из своеобразных провинций латит-шошонитового магматизма. До настоящего времени интрузии этого типа (монзонитоидные, габбро-граносиенитовые и др.) "молчаливо" рассматривались в составе объемного термина "гранитоиды". (Показательна в этом отношении судьба Кошрабадского массива). Однако результаты работ по "Госгеокарте-50", составления опор-

ных легенд, анализ состава формаций показывают, что интрузии этого типа широко представлены в ϵ 1-3 (джергеланский к-с), девоне Северного Тянь-Шаня и его юго-западных отрогов, карбоне Южного Гиссара и Курамитской зоны, перми Северного и Среднего Тянь-Шаня.

Монзонитоидные интрузии и синхронные с ними вулканиты латит-шошонитового ряда широко проявлены в областях активных окраин, континентального рассеянного рифтогенеза, в которых равноправно сосуществуют, а иногда и преобладают над гранитоидами.

5. Рассматриваемый регион представляет собой и крупную вулканическую провинцию. Вулканизм здесь известен с позднего архея и до конца палеозоя. Сложившиеся в разные этапы палеоокеанические бассейны, предшествовавшие им явления деструкции, процессы субдукции — все это сопровождалось вулканизмом (океанским, рифтовым, континентальным). Среди его продуктов преобладают формации средних и кислых магм, как правило окаймляющих палеоокеанические бассейны (Кызылкумо-Кураминский пояс).

6. Установлено, что основной объем магматитов принадлежит палеозою, в рамках которого четко фиксируется миграция рубежей (эпох) магмообразования с севера на юг, подтверждающаяся появлением одних и тех же формаций в различных регионах Северного и Южного Тянь-Шаня (формация натровых базальтов появляется в 1-3 — Сев. Тянь-Шань, S-D1 — Южная Фергана и С1 — Южный Гиссар).

Таковы в кратком схематическом изложении главные особенности магматизма Тянь-Шаня.

§ 2. Краткая история развития магматических процессов. Латеральные ряды формаций и геодинамические обстановки

Приведенные в предыдущих главах материалы позволяют наметить главные черты эволюции этой горной страны в палеозое и восстановить основные вехи истории его развития. Важным инструментом такого подхода является анализ латеральных рядов формаций, изложенный в предыдущих главах. Для дальнейших построений принципиально важным является положение о том, что к рифею на всей территории Тянь-Шаня была создана кора континентального типа, которая затем подверглась неоднократной деструкции. Это положение доказывается наличием мощного и разнообразного комплекса докембрийских гранитоидов от мигматит-гранито-гнейсовой до формации калиевых гранитов. Самые юные из них датируются рифеем (830-850 млн. лет), а самые древние — 2,2-2,5 млн. лет. Проведенная нами, недавно, попытка анализа эпох гранитообразования показала существование 14 эпох, из которых 8 приходится на докембрий (Далимов, 1992). Таким образом, формирование докембрийской континентальной коры процесс длительный и многоэтапный. В настоящее время фрагменты этой коры сохранились в Гармском, Байсунском блоках, Сарыджазе, Муонкумо-Наратском микроконтиненте. В большинстве других районов эта кора в значительной мере переработана и утратила, видимо, свои первичные признаки.

Спорным остается проблема типа и возраста фундамента Южного Тянь-Шаня. Ортодоксальные мобилисты полагают, что она сформировалась к верхнему карбону (Буртман, 1972, 76; Макарычев, 1975; Мухин, 1990-91). Весьма последовательно отстаивает подобную точку зрения и А.А. Кустарникова (1986). Однако, наличие плагногнейсов, мигматитов, гранито-гнейсов в Дарбазатау, Ямчисе (Ц. Кызылкумы), наличие ксенолитов гранито-гнейсов в трубках взрыва, установленные и описанные И.В. Мушкиным склоняет нас к тому, что в фундаменте была древняя континентальная кора. Более того, в пользу этого вывода свидетельствует ряд косвенных петролого-геохимических данных: а) разброс точек на диаграммах K-Rb, Rb-Sr, K₂O-SiO₂ и др., однозначно указывающие на влияние корового материала; б) непостоянство и весьма существенный разброс точек по Al₂O₃; в) наличие ксе-

нокристов кварца в диабазях и долеритах, указывающих на влияние корового материала. Основные тектоно-магматические события в Тянь-Шане приведены в таблице 38.

Таблица 38

Основные тектоно-магматические события фанерозойского развития Тянь-Шаня

Рубежи	Геологические события и геодинамическая обстановка
R3-V	Деструкция Палеоказахстанского континента. Заложение Киргизско-Терской палеоокеанической структуры. Слабый рифтогенез, субщелочной вулканизм и отделение тяньшанид от казахстанид. Начало формирования полного латерального ряда структур: Киргизско-Терской палеоокеан. Карабалтинская пассивная окраина (на севере) и Чаткало-Нарынская — Южно-Тяньшаньская пассивные окраины (на юге.).
1-01	Расширение Киргизско-Терской океанической структуры. Спрединг и базальтовый вулканизм в 1- 2; 3-01 — субдукция океанической коры под Палеоказахстанский континент. Формирование зоны Беньюффа. Обособление Муонкумо-Наратского микроконтинента. Полная индивидуализация Чилик-Кеминской, Киргизско-Терской, Каратау-Таласской зон. Формирование Чаткало-Нарынской рифтогенной окраины. Начало деструкции в пределах южной окраины (Китгармай-Ягноб, Тамдытау).
02-S2	В Сев. Тянь-Шане закрытие Киргизско-Терской палеоокеанической структуры. Шарьирование, покровообразование (коллизия и мощный гранитоидный плутонизм). Спайвание разобщенных блоков континентальной коры. Формирование новообразованной континентальной коры на месте Киргизско-Терского палеоокеана. На территории Южного Тянь-Шаня: Раскол и раздвиг вдоль Букайтау-Беспанно-Нуратинно-Южно-Ферганского разлома. Начало формирования Туркестанского палеоокеана. Расширение Китгармай-Ягнобской рифтовой структуры, сопровождающийся толеит-базальтовым и субщелочным вулканизмом. Формирование южной пассивной окраины Туркестанского палеоокеана.
S2-D1	Сев. Тянь-Шань — окончание коллизионных (орогеничных) процессов. Континентальный рассеянный рифтогенез и субщелочной, щелочной и известково-щелочной вулканизм (формирование грабен, мульд, приводящее к усложнению структуры земной коры. Отмирание всех структурно-формационных зон и переход их в молодую платформу. Южный Тянь-Шань — расширение Туркестанского палеоокеана толеит-базальтовый вулканизм.
D2-C1	Северный Тянь-Шань ареал затухающего континентального вулканизма. В юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня (бывшая Чаткало-Нарынская пассивная окраина) начало индивидуализации Чаткальской и Кураминской зон (заложение Тереклинского грабена.).

C2-3	<p>Южный Тянь-Шань. Расчленение пассивной окраины Южного Тянь-Шаня на ряд структур. Заложение Байсуинско-Южногиссарского палеоокеана. Контрастный риолит-базальтовый вулканизм. Сокращение Туркестанского палеоокеана</p> <p>Северный Тянь-Шань амагматичен. Юго-зап. отроги Сев. Тянь-Шаня — мощный ареал гранитоидного плутонизма. Заложение Кызылкум-Кураминского вулканического пояса на краю Фергано-Кураминского микроконтинента. Закрытие Туркестанского и Южно-Гиссарского палеоокеанов. Мощный гранитоидный плутонизм.</p>
P1-2	<p>Северный Тянь-Шань — полуплатформа (молодая платформа) ареал внутриплитного магматизма (рифтового, горячих точек). Широкое развитие субщелочных (латит-шошонитовых), щелочных ассоциаций. Рассеянный рифтогенез.</p> <p>Южный Тянь-Шань. В P1 ареал коллизионного гранитного плутонизма, P2 слабого развития нефелин-сиенитовых ассоциаций. В P2-T1 "выравнивание" с Северным Тянь-Шанем, деструкция рассеянный рифтогенез</p>

Архей-раннепротерозойская эпоха

Однозначных данных о магматизме и осадконакоплении этого периода мало. Синтез всего существующего материала показывает, что рассматриваемый период в истории развития Тянь-Шаня и Памира характеризуется преобладанием продуктов мафит-ультрамафитового магматизма (габбро-перидотитовая, перидотит-пироксенит-габбровая, метабазальтовая и др. формации.) В Северном Тянь-Шане наиболее древние магматиты встречаются в составе актюской свиты (2780+260 млн. лет, U-Rb метод). А. Бакиров (1978) считает, что эколгиты этого района соответствуют по химическому составу железистым траппам. Значительно большее количество магматических образований встречается в составе хеминской серии, объединяющей куперляйскую и кокбулакскую свиты (2500+250 млн. лет, U-Rb метод по А.Б. Бакирову, 1978), которая условно отнесена к метабазальтовой формации. Восстановленный состав метапород соответствует диабазам, габбро, субщелочным и щелочным базальтам. К этому же периоду относятся тела серпентинитов в Занлийском Алатяу.

К югу, в пределах хр. Нарынтау, Чаткальском, Пскемском и Сандалашском хребтах, условно к данному периоду магнообразования относятся породы свиты куйлю мощностью около 2000 м, восстановленный состав которых соответствует оливиновому базальту. В центральной части Тянь-Шаня к условному архею отдельные исследователи относят метаморфизованную осадочно-вулканическую ауминзинскую свиту и гнейсовые образования юго-западного Гиссара (Докембрий Средней Азии, 1982). В юго-западном Памире к архею относится хорогский ортокомплекс (Буданов, 1982), состоящий из амфиболовых ортогнейсов, эколгитоподобных пород, восстановленный состав которых соответствует толентовым базальтам, пироксенитам, вебстеритам кортландитам.

Гранитоидный плутонизм для этого периода не свойствен и представлен небольшими телами мигматит-гранитовой (зутвандский комплекс) и чарнокитовой формаций (романитский комплекс).

Несмотря на фрагментарный характер приводимых данных можно выделить главные черты этого магматизма периода: а) сравнительная однообразность маг-

магматических образований, представленных метабазальтовой, габбро-перидотитовой, оливин-щелочнобазальтовой, габбро-пироксенитовой формациями; б) слабое и не-повсеместное развитие гранитоидов, имеющих резко подчиненное значение. Вероятно, архейские образования соответствуют времени создания "базальтового" слоя земной коры (Хамрабаев, 1975, 1980; Борисов, 1980).

Позднепротерозойская эпоха. Магматические процессы в это время охватили современную территорию Северного Тянь-Шаня и его юго-западных отрогов, Гиссарский хребет и его юго-западные отроги и Памир. Из приводимой схемы корреляции (см. табл. 1, рис. 48) вытекает, что повсеместно на всей территории Тянь-Шаня в это время проявился первый мощный пароксизм гранитообразования. Среди магматических формаций ведущую роль играет мигматит-гранит-лейкогранитовый ряд формаций, который объединяет мигматит-плагиогранит-гранитовую с вариететами (1,6–1,7 млрд. лет), габбро-диорит-гранодиоритовую; лейкогранитовую формации. Нижняя возрастная граница этих образований остается проблематичной, но верхняя доказывается довольно уверенным перекрытием их раннекембрийскими и венскими отложениями.

Главные особенности этих гранитоидных образований сводятся к следующему: а) в целом, однообразный характер магматитов, обладающих натровым и калина-тровым типом щелочности, чем и обусловлено обилие в их составе плагиогранитов. Интенсивность и масштаб гранитообразования падает с севера на юг и в этом направлении наблюдается смена нормальных гранитоидов (Северный, Южный Тянь-Шань) формациями чарнокитов (Памиро-Нуристанский массив, романитский комплекс); б) они образуют мелкие штоквидные, дайкообразные, жилкообразные тела, небольшие плутоны, локализованные в ядрах гнейс-гранитных куполов; в) имеют явно автохтонный облик, чем обуславливается удовлетворительная корреляция их состава с составом вмещающих пород; г) массивы формируются в условиях абиссальной и ультраабиссальной фаций глубинности.

Несмотря на незначительные площади, занятые этими гранитоидами, на трудности их выделения из состава глубокометаморфизованных толщ, роль этих формаций для понимания общего хода формирования континентального типа коры очень важна.

Поздний протерозой-рифейская эпоха гранитообразования, будучи сквозной, пантяньшаньской, однозначно свидетельствует о создании сплошной коры континентального типа на огромной территории этой горной страны. Очевидно, что этот процесс формирования был неодновременным, о чем свидетельствуют данные о возрасте гранитоидов, колеблющиеся в рамках PR1–PR3. В первом приближении мы можем допустить, что наиболее ранняя стабилизация континентальной коры произошла в Памиро-Нуристанском, Муонкумо-Наратском массивах. В настоящее время фрагменты этой докембрийской коры мы можем увидеть в Гармском блоке, Курговатском, Памиро-Нуристанском, Байсунском массивах.

Итак, приведенный материал показывает, что в докембрии ведущей чертой эволюции магматизма, также как и тектонического развития территории было создание "гранитно-метаморфического слоя" земной коры, подтверждающийся постепенным ростом объемов кислых магм. Такой стиль развития был назван нами конструктивным (Далимов и др., 1983; Далимов, Абуллаев, 1983). Временами, особенно в рифее, конструктивная тенденция нарушалась. На это указывают наличие условно позднепротерозойских или рифейских трахибазальтовых, базальт-липаритовых формаций, нарушающих и осложняющих общее гомодромное развитие докембрийских магмоформационных рядов. Не исключено, что мощный рифейский магматизм, о котором говорилось выше, подготовил кору к последующему в венде расколу и расдвижению.

Анализ латеральных рядов этого этапа ввиду недостаточности материала, в настоящее время носит предварительный характер и в кратце сводится к следующему.

С севера на юг масштабы магматизма, видимо, затухают. Существенно эпигеосинклинальные формации сменяются платформенными (чарнокитовая формация). Таким образом, единственный вывод, который вытекает из изложенного заключается в том, что к рифею на всей территории Средней Азии континентальная кора была создана. Это обстоятельство сближает среднеазиатский регион с Казахстаном и Уралом.

Рифей-вендская эпоха — характеризуется платформенным или полуплатформенным режимом развития (Ахмеджанов и др., 1980). Магматические формации в это время представлены трахибазальтовой, оливин-щелочно-базальтовой и редко габбро-диабазовой формациями. Они приурочены к основанию палеозойских толщ Северного Тянь-Шаня, которые, как упоминалось выше, предыдущим активным магматизмом были подготовлены к расколу. Одним из важнейших событий этого времени является заложение системы палеорифтов, предваряющих формирование Киргизско-Терской океанической структуры. Видимо, такие же структуры закладываются на современной территории Чаткало-Нарынской зоны, о чем можно судить по фрагментам трахибазальтов, и щелочных базальтов, распространенных в виде силлов и небольших покровов в Искемском и Сандалашском хребтах. В хр. Нарын-тоо К.С. Сагындинов, А.А. Судоргин выделили щелочные и субщелочные базальтоиды в составе т.н. жаргалачской свиты, которая, вероятно, имеет рифейско-вендский возраст. Недостаточная изученность этих образований, неясность масштаба их проявления не позволяет делать далеко идущих выводов, однако рифтогенная природа этих формаций наиболее вероятна.

В Южном Тянь-Шане к вендским магматическим образованиям могут быть отнесены породы горифской толщи (V-R ?), которая также представлена щелочными и субщелочными базальтоидами.

Латеральные ряды формаций рифей-венда характеризуются однообразием и сочетанием их с грубообломочными осадочно-терригенными образованиями.

Кембрий-раннеордовикская эпоха. Главным событием этой эпохи стало формирование Киргизско-Терской океанической структуры (Кнауф, 1975). Это привело к отделению Казахстана блока континента от Таримской платформы и начало индивидуализации Северного Тянь-Шаня (Анполонов, Паталах, 1981).

Первый мощный пароксизм вулканической деятельности, соответствующий собственно океанической стадии развития, приходится на начало кембрия, когда происходит формирование натровых базальтов, сопровождающихся небольшим объемом натровых липаритов, дацитов (жараарчинская св. формация Na-базальтов). Плутонические формации представлены парными дайками габбро-диабазов, свидетельствующими о спрединге дна океанической структуры. Наличие яшм, кремней, фтанитов и других типов осадочных образований указывает глубоководный характер осадконакопления (Кнауф, 1975; Максумова, 1991). Как уже отмечалось в предыдущих разделах базальты этой эпохи вулканизма по химизму не совпадают с нормальными толитами и тем более с т.н. "примитивными" базальтами океанов. По содержанию K_2O , по другим вещественным и структурным признакам рассматриваемые породы относятся к более зрелым разновидностям базальтов (Киселев, 1980). К северу, в Карабалтинской пассивной окраине, достоверных данных о развитии магматитов не имеется, хотя отдельные исследователи и упоминают наличие в них Na-базальтов. Более того, спектр осадочных формаций в ней подчеркивает ее режим пассивной окраины. В еще более северных районах, соответствующих Муюнкуму-Наратскому микроконтиненту в это время осадконакопление неизвестно.

На юге, в пределах Чаткальского и Нарынского хребтов накопление терригенно-кремнистых осадков нижнего палеозоя происходило также, в относительно глубоководных условиях, на что указывает обилие кремнистых пород, комковатых

известняков, градационная слоистость, господство планктонных и нектонных комплексов фауны.

Таким образом, в раннем и среднем кембрии, судя по набору формаций произошла индивидуализация Киргизско-Терской палеоокеана и ее обрамления: Муонкумо-Наратского микроконтинента, Карабалтинской пассивной окраины, которые совместно с современной территорией Южного Тянь-Шаня и Памира представляли собой рифтогенную окраину Казахстано-Сибирского палеоокеана (Моссаковский, 1983).

Второй пароксизм вулканической деятельности (переходная, островодужная (?) приходится на конец кембрия и начало ордовика. В Киргизско-Терской палеоокеане продукты представлены андезито-базальтовой формацией. Магматизм в этой структуре завершается в раннем ордовике внедрением тел плагиогранитов, свидетельствующих о создании единичных блоков новообразованного "гранитного" слоя в ее пределах. Латеральный ряд океанических (Є-О1) формаций от Киргизско-Терской зоны на север характеризуется тем, что в осевой части зоны, на коре океанического типа формируются разнообразные базальты, варриолиты, сопровождающиеся телами габбро- и диабазов. Не исключено, что к этой стадии принадлежат и тела серпентинитов (габбро-перидотитовая формация). По мере перехода в области с консолидированной корой в составе вулканитов появляются кислые дифференциаты (Таласо-Каратауская зона), которые далее к югу сменяются карбонатными и терригенными отложениями.

В Ξ -О1 латеральные вариации формации более четки. Так, габбро-диорит-плагиогранитная формация переходной стадии палеоокеана в Муонкумо-Наратской и Чилик-Кеминской зонах сменяется габбро-монцит-сиенитовой и тоналит-гранодиорит-монцитовой, т.е. при сохранении общей кремнекислотности резко меняется режим щелочей и роль Na_2O сменяется K_2O .

Средний-ордовик-силурийская эпоха. Ордовик-силурийский магматизм, как явствует из предыдущего раздела резко выделяется своим мощным масштабом и разнообразием, отражающим многообразие геодинамических обстановок, сложившихся к этому времени. Так, в палеоокеанических структурах Северного Тянь-Шаня условия растяжения сменяются сжатием, интенсивным складкообразованием и шарьированием, свидетельствующим о закрытии Киргизско-Терской палеоокеана, после которого происходит внедрение гигантских гранитоидных plutонов площадью около 11-12 тыс. км². Смежные части Муонкумо-Наратского микроконтинента на севере реагируют на эту активность деструкцией и образованием пород андезито-дацитовой (ширгийская свита), габбро-монцит-сиенитовой формаций.

Весьма активной была реакция и южной континентальной окраины. В это время на территории, занятой современным Южным Тянь-Шанем происходит образование крупного Букантау-Карачатыр-Алайского рифта, который в дальнейшем оформился как Туркестанский палеоокеан, заложный на коре океанического типа. Именно с этого времени, вероятно, начинается обособление северных структурно-формационных зон Южного Тянь-Шаня (Букантау-Карачатыр-Алайской, Ауминза-Туркестанской, Атбаша-Хантентрийской). К югу, от которых сохранилась в целом амагматичная пассивная окраина.

Разнообразие геодинамических обстановок обусловило сложность и пестроту латеральных рядов.

Первый латеральный ряд объединяет коллизионные магматические формации Северного Тянь-Шаня и его юго-западных отрогов. В областях с предшествующим океаническим развитием (Киргизско-Терская, Карабалтинская, Чаткало-Нарынская, Сарыджасская, Кураминская) после процессов коллизии (шарьирование, покровообразование) начинается мощный гранитоидный плутонизм, охарактеризованный выше (диорит-гранодиоритовая, диорит-гранодиорит-гранитовая формации). Для этого типа гранитоидного магматизма свойственно образование из т.н.

"водонасыщенных" расплавов, что и объясняет слабое развитие или отсутствие их вулканических комагматов.

К северу, в стабильных областях (Муюнкумо-Наратский микроконтинент) картина представляется принципиально иной. Здесь широко развита андезит-гранодиоритовая вулканоплутоническая ассоциация (O2-3^o), объединяющая широтную свиту, тела монзонитондов и породы диорит-гранодиорит-гранитной формации (Ефремов И.). Наличие крупных грабенов (Чилик-Кеминская зона), в которых локализованы вулканы, подчеркивает значение в этом регионе деструктивных процессов. Итак, первый латеральный ряд от стабильных областей к эпиконтинентальным зонам знаменуется сменой продуктов маловодных расплавов, производными водонасыщенных магм.

Второй латеральный ряд магматитов в Северном Тянь-Шане приходится на силур и отличается от предыдущего значительным однообразием состава магматитов, представленных, главным образом, лейкогранитовой, гранит-лейкогранитовой формациями. Надо отметить, что в это время ареалы гранитообразования резко расширяются за счет вовлечения территорий бывших пассивных окраин в магмообразование (Чаткальская, Нарынская и Кураминская зоны). Очевидно, внедрение лейкократовых гранитов в Киргизско-Терской зоне знаменует собой окончательное замыкание одноименной палеоокеанической структуры и формирование в ней новообразованной коры континентального типа. В пассивных окраинах этой структуры (Карабалтинская и Талассо-Каратауская) гранитоидный магматизм, видимо, способствует росту гранитно-метаморфического слоя, а в микроконтинентах ордовик-силурийский магматизм является индикатором деструктивных процессов, и, вероятно, способствует усложнению земной коры.

Третий латеральный ряд в это время характерен для Южного Тянь-Шаня. В полосе Букантау-Нуратау формируются тела щелочных и субщелочных базальтов (ордовик-силурийская елемесащинская свита). К югу в Гиссарском и Зарафшанском хребтах, горах Кульджуктау, представляющих собой в это время континентальную окраину, формируются единичные тела базальтов, сопровождающихся кислыми вулканидами (базальт-липаритовая формация), которая на наш взгляд трансирует северную границу Каракумо-Таджикского палеоконтинента в это время.

В силуре, на территории Туркестанского палеоокеана (Ферганский прогиб), продолжается мощный базальтовый вулканизм, свидетельствующий о его расширении. К югу от нее (Зарафшанский, Гиссарский, Алайский хр.), в районах, представляющих собой окраину континента магматиты развиты в ограниченных масштабах, а если и есть, то представлены единичными проявлениями кислых эффузивов в виде туфовых покровов, небольших тел липаритов. Вся остальная часть (ЮЗ Гиссар, Сев. Памир), в это время представляет собой вероятно шельф. В конце силура и, вероятно, в начале девона (S2-D1) в полосе хр. Кульджуктау-Зирабулак-Зиятдинские горы и басс. р. Ягноб наблюдаются излияния лав оливиновых базальтов, анкармитов (оливин-щелочно-базальтовая формация по И.М. Мушкину). В настоящее время продукты этого этапа развития сохранились в виде отдельных фрагментов, но имеющиеся данные (щелочной характер формаций, наличие пояса мафитов и ультрамафитов) свидетельствуют о том, что в этой полосе произошло заложение еще одной более молодой рифтовой структуры (Абдуллаев, Далимов, 1979, 1982). К югу от нее мы, как и в предыдущих случаях видим накопление карбонатных отложений, указывающих на мелководные условия седиментации.

Итак, третий латеральный ряд принципиально одинаков с рассмотренным — O1 рядом Сев. Тянь-Шаня. Можно, наверное, утверждать, что тип субстрата (меланократовый или сиалический) играет важнейшую роль в разнообразии вулканогенных пород. В этой связи следует напомнить, что в этом ряду (от Южной Ферганы к Гиссару) параллельно с ростом мощности консолидированной коры объем кислых вулканидов увеличивается в несколько раз.

Таким образом, три отмеченных ордовик-силурийских латеральных ряда уклавывают соответственно на три геодинамических обстановки, сменяющих друг друга с севера на юг: область активной окраины с проявившимися в ней деструктивными явлениями, континентальным вулканизмом сменяется коллизионными участками с складчатостью, процессами горообразования и мощного плутонического гранитоидного магматизма. Активные тектоно-магматические процессы в этих областях, вероятно, обуславливают раскол и раздвиг на территории современного южного Тянь-Шаня, где закладывается Туркестанский палеоокеан, к югу от которой располагалась амигматичная континентальная окраина, спокойный режим которой, возможно нарушался рифтингом вдоль Китармай-Ягнобской зоны.

Девонская эпоха. Анализ имеющихся материалов позволяет выделить в девоне несколько латеральных рядов.

Первый из них характерен для Северного Тянь-Шаня и его юго-западных отрогов и объединяет ранне-среднедевонские вулканиды базальт-андезит-дацитовый (трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой) и сиенит-граносиенитовой, монцит-сиенитовой, в редких случаях калиево-базальтоидной формаций. Уже было отмечено, что они образуют сложнопостроенные вулканоплутонические ассоциации, формируются в наземных условиях, локализуются в многочисленных грабенах, ассоциируют с молассами и характеризуются калиевым типом щелочности. Все это однозначно свидетельствует о явлениях рифтогенеза в стабильных или недавно завершивших свое развитие областях. С этой точки зрения девон наряду с вендом является еще одной эпохой рифтогенеза.

Латеральные изменения в этом ряду сводятся к следующему: а) с севера на юг (т.е. от Муюнкумо-Наратской зоны к краю Фергано-Кураминского массива, и гор Писталгатау) интенсивность и размах раннедевонского вулканизма резко падает, что выражается в сокращении мощностей, меньшем разнообразии пород, отсутствии и исчезновении их плутонических аналогов; б) рост в этом направлении общей щелочности и в первую очередь К₂O. В этом отношении показательно появление в Сарыджазской зоне калиевых щелочных базальтов (токайлуашуйская свита).

Второй латеральный ряд (Д3) локальный и проявился только в Северном Тянь-Шане и выражен однообразными кислыми вулканидами.

Третий латеральный ряд свойствен Южному Тянь-Шаню, где представлен базальтами и их производными (Юж. Фергана, Китармай-Ягнобская зона).

Сейчас трудно ответить на вопрос о взаимосвязи девонского континентального вулканизма Северного Тянь-Шаня и вулканизма Туркестанского палеоокеана. Строгая синхронность их проявления наводит и продолжает наводить многих на мысль об их генетической связи, выражающейся в погружении новообразованной океанической коры под континент в Д1 по Южно-Ферганскому разлому, что и могло обусловить раннедевонский вулканизм Кураминской зоны, в частности. Но сокращение масштабов этого процесса с севера на юг, особенно, если иметь ввиду Центральный Казахстан, противоречит этим представлениям. Поэтому, не исключена связь континентального девонского вулканизма Северного Тянь-Шаня и его юго-западных отрогов с их казахстанскими аналогами (Ляпичев и др., 1981).

Латеральные ряды девона позволяют реконструировать ряд особенностей геодинамической обстановки для этого периода развития Тянь-Шаня.

Во-первых, вся территория Северного Тянь-Шаня и его юго-западных отрогов, включая и замкнувшиеся в это время каледониды, испытывает режим рассеянного рифтогенеза, ведущий тенденцией которого является образование горстов и грабенов, в которых накапливаются продукты континентального вулканизма с субщелочной тенденцией и нередкой антидромной эволюцией, указывающих на усложнение континентальной коры. При этом в стабильных блоках (Муюнкумо-Наратский микроконтинент) процессы магматизма несравненно более интенсивны и длительны (Д1-Д3 до С1), тогда как в зонах, замкнувшихся в силуре или бывших в силуре

окраиной континентов вулканизм развит слабее (так, в Чаткало-Кураминском регионе нет средне-верхнедевонских вулканитов, да и мощность Д1 несколько меньше). Интенсивность девонских деструктивных процессов в Северном Тянь-Шане, вероятно, обусловлена тем, что в ордовике и силуре эта область была ареной мощного гранитоидного магматизма, подготовившего кору к дальнейшему валамыванию и расколу.

Во-вторых, Южный Тянь-Шань, особенно, его северная часть, где существует Туркестанский палеоокеан продолжает оставаться ареалом базальтоидного вулканизма (в Юж. Фергане, Султануиздаге, Атбаши-Хантегриной зонах). В центральной части Южного Тянь-Шаня, возможно в это время, а возможно, и ранее развивается рифтовый вулканизм. Вся остальная территория (Гиссарский хребет, Северный, Южный Памир) были амагматичными, представляли собой пассивную окраину или платформу.

Карбоновая эпоха. После ордовика, карбон характеризуется таким же бурным и разнообразным магматизмом. Пестрое сочетание громадных по площади развития гранитоидных плутонов, ареалов субщелочного и щелочного магматизма, океанического и континентального вулканизма, проявившегося с достаточной полнотой во многих частях Тянь-Шаня обуславливают специфику этой эпохи магматизма.

Ранний карбон-рубеж, с которого начинается индивидуализация и обособление Южно-Гиссарской, Байсунской, Мечетлинской, Северо-Памирской структурно-формационных зон и сохранившихся между ними микроконтинентов (Гармский, Курговатский), т.е. в магматическое развитие вовлекается новый крупный блок южного Каракумо-Таджикского палеоконтинента. Таким образом, индивидуализация Южного Тянь-Шаня начинается с O2-3 и заканчивается в C1.

Разнообразие карбоновых формаций — свидетельство сложных геодинамических обстановок и обилия латеральных рядов.

Северный Тянь-Шань (Муюнкумо-Наратский микроконтинент, Киргизско-Терсейская зона и ее обрамление) в это время представляют собой район, где развиты щелочной и субщелочной магматизм, переходный к перми. В среднем и нижнем карбоне эта территория практически амагматична. Юго-западные отроги Сев. Тянь-Шаня (Чаткало-Кураминский регион) являются ареалом развития магматитов активных окраин. Южный Тянь-Шань в карбоне является провинцией развития крупных плутонов гранитоидного магматизма. Но этот тезис справедлив для второй половины карбона и перми.

В раннем карбоне, в южном его секторе, и на Сев. Памире широко проявлен океанический вулканизм с базальтовыми и кислыми вулканогенными формациями. Обратимся к рассмотрению латеральных рядов. Их несколько.

Первый ряд — это раннекарбоновые океанические образования, проявившиеся в пределах всего Южного Тянь-Шаня. Известно, что в это время происходит заложение целого ряда узких палеоокеанических трогов (Мечетлинский, Северо-Памирский, Байсунский). Несмотря на сравнительно короткий отрезок времени, приходящийся на их развитие (визе-нампор) в них образуется полный ряд океанических магматических формаций. Латеральные вариации составов и масштабов этого ряда сводятся к следующему. В осевых зонах этих бассейнов-трогов формируются натровые базальты, габбро-диабазы, нередко пикриты, сопровождающиеся альпинотипными гипербазитами (Мечетлинская зона, юж. склон Гиссарского хребта). К северу, в бортовых частях (Османталинская зона) или там, где в аналогичное развитие были вовлечены блоки Байсунского микроконтинента проявляется кислый вулканизм при подчиненной роли базальтоидного (Далимов, 1972, 1976, 1981). В еще более северных районах в рамках Зарафшано-Алайской зоны фрагменты этого ряда представлены андезитами и андезитоидами.

Еще один такой латеральный ряд раннекарбоновых магматических образований известен в пределах Бухантау-Карачатыр-Алайской и его северного обрам-

ления. Он заключается в переходе от натровых базальтов, пикрито-базальтов на юге к наэским трахибазальтам — на севере. Наконец, аналогичный латеральный ряд формаций известен и на Северном Памире, где подробно рассмотрен В.М. Стеблевой и Нарижневым (1982, 1983). По их данным, в осевой зоне трого развиты умеренные и малокалиевые толеитовые базальты, которые в бортовых частях (Дарваз-Заалайская зона) сменяются средними и кислыми разновидностями пород.

Таким образом, в раннекарбонное время в южной части Южного Тянь-Шаня, бывшего до этого пассивной окраиной континента, обособился новый палеоокеанический бассейн, который по существу представляет собой узкую рифтовую трообразную впадину.

Второй латеральный ряд формации связан с закрытием этих структур. Во второй половине среднего карбона (С2), в пределах всего Тянь-Шаня наступает коллизийный этап. Магматические образования этого этапа разделяются на два типа орогенного магматизма: эпиконтинентальный, свойственный юго-западным отрогам Северного Тянь-Шаня и эпоксаинический, характерный для Чаткальской зоны и для всей Южно-Тянь-Шаньской складчатой системы и Сев. Памира.

В самом общем случае, от Южного Тянь-Шаня к Северному наблюдается четкая смена "водонасыщенных" гранитоидов "маловодными" гипабиссальными интрузиями гранитоидов. В Северном Тянь-Шане в это время проявляются главным образом монцониитоидные формации. Таким образом, уже на этой стадии обсуждения материала можно заметить, что по мере роста "жесткости" регионов характер проявившегося в нем магматизма претерпевает принципиальные изменения (от абиссальных, мезоабиссальных существенно коровых, водонасыщенных гранитоидов к гипабиссальным мало- или умеренноводным андезит-гранодиоритовым образованиям, глубины образования которых могли располагаться в основании коры).

На фоне этой общей закономерности отмечаются и некоторые другие локальные зависимости. В частности, от Букантау-Карачатыр-Алайской зоны на юг резко нарастают их объем и натровые гранитоиды (тоналит-трондлемитовая формация) сменяются калинатровыми и калиевыми. В этом же направлении происходит неуклонное нарастание объемов гранитоидов (смена единичных гранитоидных тел гигантскими гранитоидными плутонами).

Анализ латеральных рядов формаций карбона показывает, что карбон, вторая после О2-3. эпоха полного цикла гранитообразования. Стадийность магматизма активных окраин, интенсивно проявившегося в Кураминской зоне, четко совпадает с таковой Южного Тянь-Шаня, но наборы формаций и условия локализации принципиально иные. Так, среднекарбонная стадия в Кураминской зоне начинается образованием трахибазальтовой (Тереклинский грабен), базальт (трахибазальт) — андезит-дацитовой (Алмалыкский, Шавас-Дукентский грабены) формаций и, коматматических им габбро-монцонит-сиенитовой (С2, Текешский, Алмалыкский массивы) и габбро-диорит-адамелитовой формаций (карамазарский комплекс). Позднеорогенная стадия (Р1-2) характеризуется формированием кольцевых и рифтовых структур, локализирующих трахибазальт-трахиандезитовую и липаритовую формации. Таким образом, установленная для Северного Тянь-Шаня, временная сопряженность и взаимобусловленность эпигеосинклиналиного орогенеза и рифтогенеза окружающей рамы находит подтверждение и в карбоне.

Пермская эпоха. В это время на всей территории Тянь-Шаня господствует орогенный магматизм. Весь Южный Тянь-Шань является ареной эпигеосинклиналиного гранитоидного плутонизма и связанного с ним щелочного (нефелиновые сиениты) магматизма. В отдельных зонах (Мечетлинская, Юж. Гиссар) в это время появляется т.н. позднеорогенный вулканизм субщелочного и щелочного характера (лючобская, казнокская свиты). К северу от Южного Тянь-Шаня на современной территории Северного Тянь-Шаня и его юго-западных отрогов картина принципиально иная. Весь этот район в это время представлял собой крупный ареал

континентального рифтового вулканизма и подчиненного гранитоидного магматизма. При этом четко вырисовывается следующая зависимость: чем дальше мы удаляемся от Южного Тянь-Шаня, тем больше и интенсивнее растет в породах щелочность, особенно К₂O. Так, субщелочные базальты в Кураме сменяются эпилейцитовыми щелочными базальтами в Таласском Алатау, Сарыджазе, Нарыне. В этом же направлении происходит смена субщелочных габбро, монцититов — сиенитами и т.д. Такие вариации составов вместе с широко развитыми в этом районе узкими грабенами (Бадамский, Кассанский, Чадакский и др.), — свидетельство весьма активных процессов деструкции и интенсивного рифтогенеза.

Итак, заканчивая схематический исторический обзор магматических прогрессов в Тянь-Шане, отметим, что:

а) установлено, что магматизм и корректно выделенные магматические формации являются надежным инструментом при выявлении геодинамических обстановок геологического прошлого. Ясно, что речь идет о достаточно грубом, пока весьма приближенном их диагнозе. Выделенные нами геодинамические обстановки (рифтовая, океаническая, активных и пассивных окраин, коллизонная и др.) должны рассматриваться как начальные, самые ранние реконструкции простых, довольно известных обстановок. Задача наша была бы выполненной, если в последующем эти обстановки будут уточнены, детализированы, расшифрованы, а часть из них и отброшены;

б) многообразие магматических формаций в Тянь-Шане — пестрота и сложность вертикальных и латеральных их рядов — вот главное доказательство реальности упомянутых обстановок.

В работе, которая посвящена геолого-историческому аспекту проблем связи магматизма и геодинамики остались вне поля зрения авторов многие актуальные вопросы магматической геологии, на которых остановимся ниже.

1. Видимо, настало время пересмотра стадийности развития крупных геологических структур Тянь-Шаня в соответствии с новыми геотектоническими концепциями. Намеченный 45–50 лет назад схема геосинклинального развития регионов хорошо послужила геологии, но устарела. Она была построена только для подвижных областей, но распространялась на их раму. Циклы Уилкинсона, которые хорошо объясняют стадийность развития подвижных зон должны лечь в основу этих построений.

2. В работе не нашли отражения и причинные связи с эндогенной металлогенией отдельных районов и узлов.

Также не рассмотрены и ждут своего разрешения причины разнообразия пород, их длительности проявления, условий их формирования. Наконец, не нашли пока убедительного объяснения вариации петрографических провинций, их смена во времени и сложные сочетания в пространстве, но вероятно, в рамках одной работы нельзя объять необъятное. Хотелось бы надеяться, что данная работа пробудит интерес к упомянутым проблемам.

СПИСОК ВАЖНЕЙШЕЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдуллаев Х.М. Магматизм и оруденение Средней Азии. Ташкент. Изд. АН УзССР, 1961
- Абдуллаев Р.Н. и др. Нижний палеозой Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент. Фан, 1980.
- Абдуллаев Р.Н., Далимов Т.Н. О явлениях деструкции в фундаменте Тянь-Шаня. Узб. геол. ж., №6, 1979.
- Абдуллаев Р.Н., Далимов Т.Н., Базарбаев Э.Р., Мухин П.А. Рифтогенез в истории палеозойд Тянь-Шаня. Ташкент. Фан, 1988.
- Аделунг А.С. Тектоника юго-западных отрогов Тянь-Шаня. Материалы по геологии Средней Азии. Вып. II. Ташкент, 1939.
- Аскарлов Ф.А. Бигаева А., Саидганиев С. Абсолютная геохронология магматических образований Узбекистана. Ташкент. Фан, 1975.
- Апаяров Ф.Х. Каледонский эвгеосинклинальный комплекс в хребте Каракатты (Северный Тянь-Шань). Автореферат дисс. на соиск. уч. степени к. г.-м.н. Фрунзе, 1989.
- Арапов В.А., Коржаев В.П., Рафиков Я.М. Ассельский возраст липаритовой формации Чаткало-Кураминских гор. Узб. геол. ж., 1978, №1.
- Арапов В.А. Вулканизм и тектоника Чаткало-Кураминского региона. Ташкент. Изд-во Фан, УзССР, 1983.
- Атлас позднепалеозойских вулканоструктур Чаткало-Кураминского региона. Кн. I. П. (отв. редактор Т.Ш.Шаякубов) Ташкент 1987.
- Ахмеджанов М.А., Борисов О.М., Фузайлов И.Л. Геологическое строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана. Ташкент, 1967.
- Ахмеджанов М.А., Борисов О.М. и др. Докембрий Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент. Фан, 1975.
- Бакиров А.Б. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе. Илим, 1978.
- Белькова Л.Н., Огнев В.Н., Ташилов А.Ф. Докембрий Среднего Тянь-Шаня. М., 1969.
- Белькова Л.Н. Докембрий Тянь-Шаня и проблема регионального метаморфизма. Л., 1978.
- Буданов В.И. Метамагматические формации. Изд. АН ТаджССР, 1978.
- Бабходжиев С.М. Петрология интрузивных комплексов Восточного Карамазара. Душанбе, 1982.
- Бенш Ф.Р., Савицкая Л.И., Сикстель Т.А., Станкевич Ю.В. О верхней перми в Северной Фергане. Узб. геол. ж., 1972, №1.
- Бенш Ф.Р. Стратиграфия каменноугольных отложений юго-зап. отрогов Гиссарского хр.
- Бискэ Г.С. Нижний палеозой Южной Ферганы: структурная позиция, стратификация и геологическая история. Вестник ЛГУ, серия 7, выпуск I (№7), 1987, с. 3-11.
- Бухарин А.К. и др. Домезозойские структурно-формационные зоны Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1985.

Борисов О.М. Курамино-Ферганский срединный массив и его положение среди герцинид Тянь-Шаня. Докт. дисс. Ташкент, 1970.

Васильковский Н.П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Сев. Тянь-Шаня. Ташкент, 1952.

Ганиев И.Н. Трахибазальтовая формация Гавасайского грабена // Тезисы докладов научно-теоретической конференции молодых ученых-геологов "Абдуллаевские чтения". Ташкент. Фан, 1987, с. 73-75.

Ганиев И.Н., Кадыров М.Х. Вулканические формации и серии Гавасайского грабена (Чаткало-Кураминский регион) // Магматизм и геокарта-50 Средней Азии. Душанбе: Дониш. 1988., с. 42-44.

Ганиев И.Н., Исламова Х.М., Пулатов А.А. Р — Возраст вулканитов кучарской толщи (Кураминская зона, Срединный Тянь-Шань) // Узб. геол. журн., 1992, №2, с. 28-35.

Геология СССР. Т. XXIII. Узбекская ССР. Т. I. Т. II. М.: Недра, 1972.

Геология СССР. Т. XXIV. Таджикская ССР. Ч. I. М.: Госгеолтехиздат. 1959.

Геология СССР. Т. XXV. Киргизская ССР, Т. I. Т. II. М.: Недра, 1972.

Глубинное строение земной коры Узбекистана. 1972.

Горецкая Е.Н. Магматические формации Тянь-Шаня. Зап. ВМО. Т. 90, вып. 2, 1961.

Гесь М.Д. Палеозойская структура Чаткальской подзоны и положение в ней гранитондов (Срединный Тянь-Шань). Автореф. канд. дисс., 1972.

Далимов Т.Н., Шпотова Л.В., Плещенко А.И. Главные типы базальтов Тянь-Шаня и опыт их геодинамической интерпретации. Узб. геол. журн. №3, 1991.

Далимов Т.Н., Кустарникова А.А. и др. Вулканические формации Узбекистана. Ташкент, 1971.

Далимов Т.Н. Кислый вулканизм складчатых областей. Ташкент: Фан, 1981.

Далимов Т.Н., Абдуллаев Р.Н. Основные эпохи и латеральная зональность палеозойского рифтового и геосинклинального вулканизма Средней Азии. Тезисы // Эволюция магматизма в главнейших структурах Земли. Москва, 1983.

Далимов Т.Н., Рафиков Я.М. Вулканизм пермских континентальных рифтов Кураминской зоны. Ташкент. Фан, 1986, 112 с.

Далимов Т.Н. История магматизма Тянь-Шаня. Ташкент, 1989. Издательство "Университет".

Далимов Т.Н., Павлов В.А., Рафиков Я.М. Основные черты и эволюция магматизма Кураминской зоны. Известия АН СССР, №1, 1991.

Далимов Т.Н. и др. Главные типы магматических формаций Средней Азии. Известия АН СССР, №3, 1984.

Далимов Т.Н. Вертикальные ряды магматических формаций как индикатор геодинамических обстановок. Узб. геол. журн., №3, 1990.

Далимов Т.Н. Латеральные ряды формаций и основные рубежи магматической активности Тянь-Шаня. Узб. геол. журн., №3, 1992.

Додонова Т.А. Интрузивные формации геосинклинальных этапов развития. Геология СССР. Т. XX, кн. 2. М., 1972.

Додонова Т.А., Помазков К.Д., Помазков Я.К. Эндеогенные геологические формации Киргизии. Т. I. Фрунзе, 1984.

Жуков Ю.В., Израилева Р.М. и др. Магматические комплексы байкальского и каледонского тектоно-магматических циклов Северного и Срединного Тянь-Шаня. В кн. — магматизм, метаморфизм и оруденение. Фрунзе, 1970.

Зунгунов Ф.Х. Геолого-геофизическая модель земной коры и верхней мантии Узбекистана. Земная кора Узбекистана. Ташкент, 1979.

Исамухамедов И.М., Купченко П.Д., Василевский Б.Ф. Магматизм и металлогения юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Ташкент, 1962.

Киселев В.В., Королев В.Г. Поздекембрийские вулканогенные формации Тянь-

Шаня. В кн. Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Сев. Киргизии. Фрунзе, 1967.

Ким О.И. Формации и метаморфизм докембрийских образований гор Султаниздаг. Автореф. кан. дисс. Ташкент, 1974.

Киселев В.В., Королев В.Г. Особенности развития земной коры палеозойской Тянь-Шаня. XXVII Междунар. геол. конгресс. Докл. Сов. геол. М.: Наука, 1984.

Козырев В.В. и др. Редкие и рассеянные элементы в магматических комплексах Среднего Тянь-Шаня. Ташкент, 1972.

Кнауф В.И. Тектоника Советского Тянь-Шаня. Автореф. дисс. докт. г.-м. наук. Ташкент, 1975.

Корсаков В.С. Мушкин И.В. Оливин-базальтовая ассоциация вулканогенных пород Зирабулак-Зиаэтинских гор ДАН СССР, 1971, №5.

Коржаев В.П. Палеовулканологические реконструкции и становление Каржантауской кольцевой вулкано-тектонической структуры. Эволюция вулканизма Узбекистана. Тр. САИГИМС. Ташкент, 1979.

Куренков С.А., Перфильев А.С. Ранние стадии развития Туркестано-Алайских палеоокеанических структур.

Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. Москва: Недра, 1980.

Лутц Б.Г. Формационные типы офиолитов (интерпретация офиолитов как остатков океанической коры). Геодинамические исследования №13. Москва, 1989.

Мухин П.А., Каримов Х.К., Савчук Ю.С. Палеозойская геодинамика Кызылкумов. Ташкент.:Фан, 1991.

Магматические горные породы. Т. I-VI. Москва: Недра, 1987.

Митрофанова К.В., Васильев Д.Г. и др. Ранне-геосинклинальные вулканогенные серии Киргизского хребта. Советская геология, №8, 1983, с. 95-103.

Макарьчев Г.И. Развитие геосинклиналей Зап. Тянь-Шаня и некоторые вопросы формирования континентального типа земной коры. Автореф. докт. дисс. М., 1975.

Мирходжиев И.М., Хохлов В.А., Головин В.Е. Метаморфические комплексы Байсунской зоны. Ташкент: Фан, 1977.

Петрография Узбекистана т. I, П. (отв. ред. И.Х.Хамрабаев).

Поршняков Г.С. Этапы формирования тектонических структур различных сегментов герцинид Южного Тянь-Шаня в кн. Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983.

Попов В.И. Ядерная теория развития земной коры. Ташкент, 1960.

Покровский А.В. Метаморфические комплексы Южного Узбекистана. Ташкент, 1974.

Пяновская И.А., Енчикова А.Ф., Пяновский Г.В. Геологическое строение хребта Южной Нураатау. Ташкент: Фан, 1986.

Сагындыков К.С., Судоргин А.А. Джетымский железорудный бассейн Тянь-Шаня. Илим, 1984.

Сабдушев Ш.Ш., Яскович Б.В. и др. Новые данные о докембрии и кембрии Тамдытау. Ташкент, 1967.

Расчленение интрузивных и стратифицированных толщ Таджикистана. (Под ред. Р.Б. Баратова). Душанбе: Дониш, 1978.

Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Т. I. Под редакцией Осмонбетова К.О. Фрунзе: Илим, 1982.

Сабдушев Ш.Ш., Усманов Р.Р. Тектонические покровы, меланж и древняя океаническая кора в Тамдытау. Геотектоника, №5, 1971.

Стеблова В.М., Нарижнев В.В. Эволюция вулканизма Калайхумб-Сауксайской и Южногиссарской зон. Тез. докл. Всесоюз. палеовулк. симпозиум. Ташкент, 1986.

Туляганов Х.Т., Юдаевич З.А., Коржаев В.П., Ким О.И., Яскович Б.В., Козлов

С.А., Повисленко И.А. Карта магматических комплексов Узбекской ССР. Ташкент: Фан, 1984.

Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Петрология магматических гранитоидных формаций. М., Наука, 1974.

Фролова Т.И. Геосинклиальный вулканизм. Москва, изд-во МГУ, 1977.

Хамрабаев И.Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, изд-во АН УзССР, 1958.

Хамрабаев И.Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности гранитоидов Узбекистана. Изд-во ФАН, Т. 1969.

Хамрабаев И.Х. (отв. ред.) Эволюция магматизма Средней Азии. Москва, Наука, 1986.

Шаякубов Т.Ш., Далимов Т.Н., Арапов В.А., Шпотова Л.В., Коржаев В.П. Вулканизм Западного Тянь-Шаня. Ташкент: фан, 1988.

Шванов В.Н. Литоформационные корреляции терригенных и метаморфических толщ Тянь-Шаня. Ленинград: ЛГУ, 1983.

Шпотова Л.В., Ушаков В.Н. Палеозойский щелочно-базальтовый вулканизм запада Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1981.