

АКАДЕМИЯ НАУК УзССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ им. Х.М.АБДУЛЛАЕВА

На правах рукописи

АБДУЛЛАЕВ РАХМАТ НУРУЛЛАЕВИЧ

УДК 551.72/.73(235.216)

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОИ И НИЖНИЙ ПАЛЕЗОИ  
СРЕДНЕГО И СРЕДНЕГО ТЯНЬ-ШАНЯ  
(стратиграфия, корреляция, палеотектоника)

Специальность: 04.00.01 - геология

АВТОРЕФЕРАТ

диссертация на соискание ученой степени  
доктора геолого-минералогических наук

*(доцент по физике и математике!)*

Ташкент - 1982

Работа выполнена в Институте геологии и геофизики им.Х.М.Абдуллаева АН УзССР.

Официальные оппоненты:

Член-корреспондент АН СССР, профессор В.Е.ХАИН (МГУ)

Доктор геолого-минералогических наук, профессор В.И.КНАУФ (ИСАНКиргССР)

Доктор геолого-минералогических наук, профессор Ш.Д.ДАВЛЯТОВ (ТашГУ)

Ведущее предприятие - Институт геологии АН ТаджССР (г.Душанбе).

Защита состоится "26" мая в 14<sup>00</sup> 1983 г. на заседании специализированного совета Д.015.24.01 по защите диссертаций на соискание ученой степени доктора наук по специальности 04.00.01 - геология при Институте геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева АН УзССР в конференц-зале.

Адрес: 700017, Ташкент-17, ул.Сулеймановой, 33, Институт геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева АН УзССР.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Института геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева АН УзССР.

Автореферат разослан "5" апреля 1983 г.

Ученый секретарь  
специализированного совета,  
доктор геолого-минералогических наук

*Ф.А.Усманов*  
Ф.А.УСМАНОВ

## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность проблемы. Современный уровень изученности Южного и Среднего Тянь-Шаня позволяет отнести их к разряду хорошо исследованных регионов. Но, несмотря на длительную историю изучения этих районов, имеются ряд сложных проблем, решение которых встает на повестку дня. Среди них, в первую очередь, следует назвать проблему расчленения верхнепротерозойских и нижнепалеозойских отложений. От степени разработанности стратиграфии зависит достоверность тектонических, палеогеографических построений и выявление важнейших закономерностей размещения минерально-сырьевых ресурсов. Изученность разрезов региона неодинакова, в особенности отложений верхнего протерозоя и нижнего палеозоя. В связи с этим, особенно остро стоят вопросы о возрасте отдельных толщ, объемах свит и их региональной корреляции, со которыми существуют различные представления. В свою очередь, они породили разноречивые взгляды на строение и развитие земной коры, генезис огибающих их складов и структур, что не позволяет представить с достаточной ясностью характер догеосинклинального этапа развития каледонид Среднего и герцинид Южного Тянь-Шаня. Особенно остро стоит проблема фундамента и механизма заложения геосинклиналей Тянь-Шаня. В последние годы накоплен обширный материал по отложениям верхнего протерозоя и нижнего палеозоя, представляющий возможность для решения многих проблем региональной геологии и воссоздания догеосинклинальной истории развития региона.

Цель работы. Основная цель работы - выяснение особенностей строения и развития верхнерифейско-нижнепалеозойских образований и определения времени заложения и характера фундамента герцинской геосинклинали Южного и каледонской Среднего Тянь-Шаня.

Основные задачи исследований заключаются в стратиграфическом расчленении верхнерифейско-нижнепалеозойских толщ, выделении и корреляции разнофациальных разрезов, уточнения и выяснения объема, состава, мощности стратиграфических подразделений и условий формирования основания герцинид Южного и каледонид Среднего Тянь-Шаня.

Методика исследования заключается в изучении почти всех известных выходов верхнедокембрийских и нижнепалеозойских образований обычными геологическими методами: составлении детальных послойных разрезов; обора органических остатков по разрезу с целью уточнения и определения возраста толщ, свит и для проведения стратиграфического расчленения; вещественного состава пород и их фациальной

изменчивости по laterala; палеогеологических и палеотектонических реконструкциях методом сопоставления разновозрастных формационных комплексов. Одновременно, анализировалась обширная геологическая литература.

Научная новизна работы сводится к следующему:

1. Составлены новые схемы стратиграфического расчленения отложений верхнего протерозоя и нижнего палеозоя Южного и Среднего Тянь-Шаня.

2. Обосновано и развито положение о платформенном режиме Южного Тянь-Шаня и дептогеосинклинальном характере развития северной части Среднего Тянь-Шаня в раннем палеозое.

3. Впервые доказывается рифтовая природа заложения герцинид и наледонид Южного и Среднего Тянь-Шаня.

4. Установлена неодновременность проявления рифтовых процессов и их постепенная миграция с севера на юг.

5. Для Среднеазиатского региона впервые установлено, что развитие земной коры региона в фанерозое протекало по схеме: п л а т ф о р м а - р и ф т - г е о с и н к л и н а л ь .

Практическая ценность работы. Региональные стратиграфические схемы для отложений верхнего протерозоя и нижнего палеозоя способствовали целенаправленному проведению тематических и геологосъемочных работ, нашли отражение в опубликованных геологических и среднемасштабных тектонических картах Средней Азии под редакцией М.А.Ахмеджансая и О.М.Борисова, учитывались при построении современных схем металлогенического районирования. Кроме того, представлялась возможность более конкретно и целенаправленно проводить металлогенический анализ, исходя из выдвинутой схемы развития: платформа-рифт-геосинклиналь. В связи с этим, открылась перспектива поисков полезных ископаемых, связанных с периодом формирования чехольного комплекса и рифтогенных формаций. Установленные основные закономерности геологического развития территории Южного и Среднего Тянь-Шаня используются в учебном процессе ТашУ по курсам общей и исторической геологии и геологии СССР.

Апробация работы. Основные результаты работы были изложены в докладах на Стратиграфическом совещании в Казахстане (Алма-Ата, 1971), тектоническом семинаре: "Принципы тектонического (структурно-формационного) районирования Средней Азии" (Ташкент, 1976), Седьмой научной сессии по литологии и геохимии Средней Азии (Ташкент, 1977), Всесоюзном совещании по общим вопросам расчленения эпохи-

рия СССР (Уфа, 1977), тектоническом совещании "Соотношение процессов тектогенеза с литогенезом, магматизмом, метаморфизмом и металлогенией" (Фрунзе, 1978), рабочем совещании по выработке стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Западного Узбекистана (Самарканд, 1979), заседания Объединенного геологического семинара Института геологии и геохимии им. акад. А.Н.Заварацкого УНЦ АН СССР (Свердловск, 1980), заседания секционного ученого совета Института геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева АН УзССР (Ташкент, 1980), Среднеазиатском региональном тектоническом совещании "Закономерности тектонической структуры Средней Азии" (Душанбе, 1981); тектоническом семинаре "Континентальный рифтогенез" (Ташкент, 1982).

Фактический материал и личный вклад в решение проблемы. В основу работы положены результаты многолетних исследований, проведенных автором в экспедициях ИГиГ АН УзССР с 1962 по настоящее время. За этот период изучены почти все известные разрезы верхнего протерозоя и нижнего палеозоя Южного и Среднего Тянь-Шаня. Проанализированы и обобщены данные большого коллектива геологов-исследователей Средней Азии, составлены новые схемы стратиграфии герцов докембрия и нижнего палеозоя. Анализ всех материалов и разработка научных положений, приведенные в работе выполнены лично автором.

Публикации. Основные положения работы опубликованы в 4 монографиях и 30 статьях.

Объем работы. Работа состоит из введения, 6 глав, заключения и приложения, занимающих 341 страницу машинописного текста, сопровождаемых 6 таблицами, 29 рисунками. Список используемой литературы включает 311 наименований. В сборе фактического материала, обработке и обсуждении полученных результатов участвовали: Э.Р.Базарбаев, Д.М.Сургутанова, А.Мусов, И.Магзумов, А.Кириллов, Б.Азимов, Н.Т.Судейманова. В процессе многолетних исследований, подготовки монографий и данной работы автор пользовался помощью и консультативной помощью специалистов ИГиГ АН УзССР И.Х.Хамрабаева, Ф.Р.Бенд, Ж.З.Закирова, Т.М.Боронич, С.Т.Бадалова, А.В.Покровского, Т.Н.Далимова, Д.Б.Джамолова, Л.М.Глейзера. Большую помощь при техническом оформлении работы оказала лаборантка В.Понсмареня. Автор им глубоко благодарен за их поддержку, помощь и внимание. Многие частные вопросы по региональной геологии и тектогенезу Средней Азии обсуждались со многими геологами, ценные советы которых использованы при составлении и написании данной работы. Автор выражает свою искреннюю признательность К.О.Кратцу, А.Д.Аншину, И.З.Хамрабаеву, Р.Б.Ба-

ратову, И.М.Мирходжаеву, В.Г.Королеву, М.М.Кухтинову, А.А.Абдуллину, Д.П.Резвому, Г.И.Макарычеву, В.Н.Огневу, Г.С.Поршнякову, И.А.Лузайлову, Б.В.Ясковичу, П.А.Чистякову, Р.А.Максумовской, З.М.Абдуазимовой, В.И.Буданову, Ф.П.Митрофанову. Особую признательность автор приносит лауреатам Государственной премии УзССР им. А.Р.Беруни, профессорам М.А.Ахмеджанову и О.М.Борисову за поддержку и заботу на всех этапах исследований.

## ГЛАВА I. ОБЗОР ВЗГЛЯДОВ НА ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ И НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ЮЖНОГО И СРЕДНЕГО ТЯНЬ-ШАНЯ

### I. Общие сведения

Основы региональной стратиграфии и тектоники Тянь-Шаня заложены на рубеже XIX и XX вв. трудами крупнейших русских геологов И.В.Мушкетова и Г.Д.Романовского. Они прозорливо указали на широкое развитие в регионе докембрийских и нижнепалеозойских отложений. Труды И.В.Мушкетова, Д.В.Наливкина, В.А.Николаева, В.И.Попова и других к 1930-50-ым годам была создана схема тектонического районирования территории Средней Азии на зоны Северного, Среднего и Южного Тянь-Шаня, Северного, Центрального и Южного Памира. В последующие годы внимание многочисленных исследователей (Н.С.Шатского, А.П.Марковского, В.Н.Огнева, Н.М.Синицына, А.В.Пейве, Х.М.Абдуллаева, В.И.Зубцова, В.Г.Королева, М.М.Кухтинова, Б.И.Кнауфа, Г.С.Поршнякова, Д.П.Резвого, И.Х.Хамрабаева, А.Е.Довжанова, Б.П.Бархатова, М.А.Ахмеджанова, О.М.Борисова, К.К.Пяткова, А.К.Бухарина, В.С.Буртмана, С.С.Шульца, Г.И.Макарычева и других) было направлено на изучение строения и закономерностей развития выделенных зон, установление возраста складчатости, времени заложения и характера фундамента геосинклиналей, последовательности формирования континентальной коры, т.е. все внимание было направлено на изучение глубинного строения выделенных зон и их закономерное развитие во времени и пространстве.

### 2. О спорных вопросах стратиграфии отложений верхнего докембрия и нижнего палеозоя

Геологическое изучение территории Южного Тянь-Шаня до 1960-х годов привело многих исследователей (Резвой, 1953, 1959; Яскович и др., 1977; Сабдушев и др., 1963) к представлению о широком распространении полных и непрерывных разрезов нижнего палеозоя большой мощности, превышающей 8000 м. Однако, другая группа исследователей (Кухтинов, 1968; Королев и др., 1973; Поршняков, 1973; Абдуллаев и др., 1977; Ахмеджанов и др., 1979) доказывает, что нижний палеозой не имеет в пределах Южного Тянь-Шаня полных и непрерывных разрезов, а известные обнажения сложены в основном небольшими фрагментами разрезов кембрия и ордовика. В Среднем Тянь-Шане толщи нижнего палеозоя широко распространены, оставляют непрерывные и полные разрезы, представленные в основном относительно маломощными осадочными отложениями кембрия и ордовика (Степаненко, 1958; Абдуллаев, 1965; Жуков, 1965; Абдуллаев, Глейзер, 1966, 1976; Глейзер, 1967; Калмурзаев и др., 1973; Адышев и др., 1972; Ахмеджанов, Абдуллаев, Борисов, 1979).

др., 1977; Ахмеджанов и др., 1979) доказывает, что нижний палеозой не имеет в пределах Южного Тянь-Шаня полных и непрерывных разрезов, а известные обнажения сложены в основном небольшими фрагментами разрезов кембрия и ордовика. В Среднем Тянь-Шане толщи нижнего палеозоя широко распространены, оставляют непрерывные и полные разрезы, представленные в основном относительно маломощными осадочными отложениями кембрия и ордовика (Степаненко, 1958; Абдуллаев, 1965; Жуков, 1965; Абдуллаев, Глейзер, 1966, 1976; Глейзер, 1967; Калмурзаев и др., 1973; Адышев и др., 1972; Ахмеджанов, Абдуллаев, Борисов, 1979).

### 3. Проблема наличия вулканитов в отложениях нижнего палеозоя

В работах Д.П.Резвого (1953, 1959), Б.В.Ясковича (1968), Ш.Ш.Сабдушева и др. (1969), А.А.Кустарникова (1971), И.Л.Тесленко, И.Т.Дуралевой (1974) указывается на широкое распространение в Южном Тянь-Шане в районах Мадиген-Шодымира, Сулякты, Карачатыра, Северного Тамдытау в объеме кембрия мощных вулканогенных пород спилито-диабазового состава. Исследованиями М.М.Кухтикова (1968), Ю.С.Блока, Д.А.Старшина (1965), А.В.Алексеевского и др. (1966), З.М.Абдуазимовой и др. (1977), Р.Н.Абдуллаева и др. (1972, 1977, 1978), М.А.Ахмеджанова и др. (1968, 1979) доказывается, что вулканогенные образования имеют не кембрийский, а более молодой возраст. Намечаются две полосы распространения средне-верхнеордовикских вулканогенных пород. Северная включает районы гор Букантау, Джетынтау, Северного Тамдытау, Северного Нуратау, Мадигена, Карачатыра, где преобладают вулканогенные проявления основного состава (Набиев и др., 1966; Абдуллаев, 1967; Абдуллаев и др., 1972, 1977; Шотгоба, Ушаков, 1974; Старцев, 1976; Ахмеджанов и др., 1979). Южная полоса - районы Кульджунтау, Зарабулакских гор, Зарафшанского и Гиссарского хребтов. Здесь преобладают вулканогенные породы, в основном, среднего и кислого состава (Айсанов, Егоров, 1978; Барковская и др., 1966; Ким, 1963; Мавруевич, 1972).

### 4. Представления о характере тектонического режима территории в позднем докембрии и раннем палеозое

Представления о тектоническом режиме территории Южного Тянь-Шаня весьма противоречивы и их можно подразделить на три группы: а) Исследователи (Резвой, 1959; Яскович, 1968; Кустарникова, 1971; Волочкович, Гаврилин, Идрантопуло, 1973; Бухарин и др., 1977; Гарьяков, 1965 и др.) рассматривают верхнепротерозойские и нижнепалеозойские отложения как единый блок, который в течение длительного времени находился под воздействием тектонических сил, направленных на сжатие. В результате этого в отложениях произошло формирование складчатости, которая в основном имеет вид складчатости сжатия. В то же время в отложениях наблюдается развитие разрывных нарушений, которые в основном имеют вид разрывов сжатия. В результате этого в отложениях произошло формирование разрывных нарушений, которые в основном имеют вид разрывов сжатия.

зойские образования как часть байкало-каледонско-герцинской геосинклинали скучного развития. б) Доказывается, что верхнедевонско-нижнепалеозойские образования входят в состав квазищитового (Полов и др., 1975, 1976; Халин, 1973; Рогожин, Шоло, 1974; Абдуллаев, 1980), субщитового (Бун и др., 1968; Гарекина и др., 1972; Князев и др., 1972; Мирчаня и др., 1975) или догеосинклинального (Поршняков, 1973; Довжиков, 1971; Зубцов, 1972) комплекса.

в) Третья (Пейве, Синацян, 1950; Королев и др., 1957; Огнев, 1959; Кухтиков, 1968; Ахмеджанов, Борисов, Фузайлов, 1967; Ахмеджанов, Абдуллаев, Борисов, 1979) придерживается мнения о том, что рассматриваемые отложения являются составной частью рифейнокаледонского платформенного чехла. Также нет единого мнения относительно тектонических условий накопления отложений венда и нижнего палеозоя Среднего Тянь-Шаня: а) Б.И. Зубцов (1956), А.А. Богданов (1965), В.И. Кнауф (1973), А.Б. Бакаров (1978) полагают, что по своей природе нижнепалеозойские отложения - многоосинклинальные. б) По Б.Г. Королеву (1957, 1961); В.Г. Королеву и др. (1973), Е.Б. Киселеву, В.Г. Королеву, К.Нурманбетову (1970) они накапливаются в платформенных условиях.

5. Взгляды на условия заложения геосинклиналей Южного и Среднего Тянь-Шаня складывались в зависимости от имеющихся данных и от новых идей о формировании земной коры.

а) Согласно представлениям Б.Н. Огнева (1959), Н.М. Синацян (1957), В.Г. Королева (1957), Д.П. Резвого (1959), Б.В. Яковича (1968), А.Е. Довжикова (1977), Г.С. Поршнякова (1973) и других заложение происходило на раздробленной континентальной коре.

б) Ш.Ш. Сабдушев, Р.Р. Усманов (1971), Г.И. Макарянчев (1978) развивают представление о заложении геосинклиналей на океанической коре.

в) В работах В.И. Кнауфа (1973), Р.Н. Абдуллаева (1978), Р.Н. Абдуллаева, Т.Н. Даламова (1979), М.А. Ахмеджанова, Р.Н. Абдуллаева, О.М. Борисова (1979) доказывается, что геосинклиналям предшествует деструкция и раздвижение блоков континентального кристаллического основания и заложение геосинклиналей происходит на океанической и переходной коре внутриконтинентального типа.

## ГЛАВА II. ДОКЕМЕРИЙСКОЕ ОСНОВАНИЕ ПАЛЕЗОИД

По составу пород и степени метаморфизма в разрезе докембрия Южного и Среднего Тянь-Шаня различается два резко отличных комплекса. Нижний комплекс является самым древним членом стратиграфического

A-PR  
ческой колонки докембрия и по совокупности данных его возраст архей-нижнепротерозойский. Сложен породами, метаморфизованными преимущественно в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях регионального метаморфизма. Различаются два типа разреза - гиссаро-каратегинский и кызылдумский (Ахмеджанов и др., 1975). Первый характеризуется относительно сложным составом: к нему относятся каратегинская серия Каратегина, байсунская и сурхантауская Юго-Западного Гиссара, сложенные кристаллическими сланцами и гнейсами с прослоями и линзами ортоамфиболитов, биотит-амфиболовых гнейсов, единичными прослоями и линзами кварцитов, мраморов и эклогитов. Кызылдумский отличается несколько повышенным количеством феррических компонентов. Этот тип представлен ауминзатской свитой Южного Тамдытау, Ауминзатау и аналоги ее известны в Коссане и Пскемском хребте. К верхам разреза этого типа относятся следующие свиты: учкудуская в Тамдытау, кумбулакская в Букантау и иттинусайская в Северном Нуратау. Основным отличительным признаком образований является наличие в верхах разреза диафорированных вулканитов основного состава, переслаивающимися с расчлененными терригенными породами с прослоями кварцитов (местами железистых) и линзами мраморов (Ахмеджанов, Борисов, Фузайлов, 1967; Старцев, Мушкин, 1973; Старцев, 1976; Ахмеджанов, Абдуллаев и др., 1975).

R-V  
Верхний комплекс состоит из пород, метаморфизованных в высокотемпературной субфации зеленосланцевой фации, возраст его рифей-вендский. Комплекс имеет более широкое площадное развитие и преимущественно вулканогенно-карбонатно-терригенный состав. Это таскаганская и бесапанская свиты Ауминзатау, Южного Тамдытау, сувликсайская Северного Нуратау, кокпатасская и коксайская Букантау, учкбулакская и шорашуйская Пскемского и Сандаляшского хребтов, киргизатинская Алая и барзангинская серия Каратегина. По представлениям М.А. Ахмеджанова, Р.Н. Абдуллаева и др. (1975), М.А. Ахмеджанова, О.М. Борисова (1977), В.В. Киселева, В.Г. Королева (1974) образования нижнего комплекса складывают кристаллическое основание, сформированное в течение двух геосинклинально-складчатых циклов кеноренского (?) и карельского, а отложения верхнего образуют вулканогенно-карбонатно-терригенный платформенный чехол. В конце раннего протерозоя имели место интенсивный метаморфизм и локальное внедрение гранитоидной магмы, приведшей к окончательному формированию кристаллического основания (континентальной коры). Дальнейшее развитие этих территорий происходит под воздействием процессов деструкции

древней платформы и при последовательном заложении каледонской и герцинской геосинклиналей Тянь-Шаня.

### ГЛАВА III. СТРАТИГРАФИЯ

**Верхний рифей.** Отложения верхнего рифея имеют широкое распространение на территории Южного и Среднего Тянь-Шаня. Это тасказганская свита в Ауминзатау, Южном Тамдытау, аккудукская в Северном Тамдытау, сувликсайская в Северном Нуратау, коплатаская в Букантау. Наиболее изучена и широко распространена тасказганская свита. Сложена она метавулканиитами (зелеными сланцами) микрокварцитами, слюдисто-кварцевыми и кремнистыми микросланцами, доломитами. По литологическому составу подразделяется на две подсистемы: нижнюю вулканогенно-сланцево-известняково-кремнистую и верхнюю известняково-кремнисто-сланцевую. Нижняя - состоит из черных полосчатых окварцованных пород, в меньшей степени развиты доломиты, известняки и метавулканогенные породы основного состава (300-500 м). Верхняя - представлена однообразными светло-серыми, серыми, зеленоватыми микрокристаллическими слюдисто-кварцевыми сланцами с редкими линзовидными телами толсто- и тонкоплитчатых кварцитов и карбонатов и темных углеродисто-слюдястых и кварцитовидных сланцев (300-350 м). В карбонатных породах в Тамдытау, Ауминзатау, Бельтау, Джетымтау установлен большой комплекс проблематичных органических остатков, характерных в основном для верхнего рифея (Абдуазимова и др., 1976; Ахмеджанов и др., 1975; Абдуллаев и др., 1972). Абсолютный возраст доломитов из верхней подсистемы по данным свинцово-изохронного метода 800-1300 млн. лет (Хорева и др., 1971). Сувликсайская свита - аналог тасказганской, выделена в пределах западной оконечности Северного Нуратау (Абдуллаев и др., 1972). Она обнажается в приводораздельной части в виде линейно-вытянутых грядок, прорванных массивами гранитоидов верхнего палеозоя. По литологическому составу она подразделяется на две подсистемы: нижнюю - сланцево-известняково-кремнистую и верхнюю - известняково-кремнисто-сланцевую (450-600 м).

В более восточных районах Северного Нуратау известняково-кремнистые образования встречаются в тектонических блоках и в виде экзотических глыб в районах Богамбара, Бешбармак-Парадаса, "Тамерлановых ворот" и Марджанбулак. В кремнистых и карбонатных породах собраны верхнерифейские микрофитоциты и строматолиты (Абдуазимова и др., 1976; Абдуллаев и др., 1974). В восточной части

Алая к верхнему рифею-венду относится киргизатинская свита, представленная в низах глинистыми, глинисто-кремнистыми сланцами и карбонатными породами в верхах с остатками микрофитоцитов. В Пскемско-Сандаляшском районе верхнерифейско-вендский возраст условно определяется для узунбулакской свиты, сложенной конгломератами, песчаниками, доломитами, углеродисто-глинисто-кремнистыми сланцами с выделенными неокатанными и плохо отсортированными обломками кристаллических сланцев, плагиогранитов, мраморов раннедокембрийского комплекса. Верхняя часть ее представлена фидилитоидными сланцами (500-600 м).

Венд представлен двумя типами разрезов: "тиллитовый" и сланцевый. В Пскемском и Сандаляшском хребтах это шорашуйская свита, состоящая из "тиллитоподобных" конгломератов с линзами и прослоями песчаников, железисто-глинистых сланцев, чередующихся с кварцево-полевошпатовыми песчаниками, графелитами с прослоями и покровы трахибазальтов (500 м). Возраст ее определяется стратиграфическим положением под осадками нижнего кембрия (Мисюс, Сагындынов, 1967; Королев, 1967; Абдуллаев, 1965). В Южном Тянь-Шане к венду условно относится бесаянская свита, состоящая из микрокристаллических сланцев с прослоями кварцитов и кварцитовидных сланцев (200-800 м). Распространены образования свиты в Южном Тамдытау, Северном Нуратау, Ауминзатау. Контакты с подстилающими и покрывающими породами тектонические. Впервые бесаянская свита выделена С.А. Кушнарем в южной части Тамдытау, а ее возраст был определен как силурийский. Впоследствии Ю.А. Ляхчев и др. (1963) распространили это название на все выходы аналогичных образований Западного Узбекистана. О.Н. Халецкая возраст нижней части бесаянской свиты определила как верхневендский. В последующие годы в процессе изучения литологии, метаморфизма, тектоники и специальных работ по стратиграфии установлено трехчленное строение свиты (Ахмеджанов, Цой и др., 1979). Для двух верхних частей доказан ордовик-силурийский возраст. В породах нижней части свиты органические остатки не обнаружены. Геохронологические исследования дали следующие результаты - Б.Я. Хорева в 1970 г. в Джетымтау калий-аргоновым методом получила цифры 523 млн. лет, а Е.М. Головин в Джетымтау, Даугытау и Смантайтау соответственно получил цифры 610, 514, 560 млн. лет.

#### 2. Нижний палеозой Южного Тянь-Шаня

Первая крупная сводка по стратиграфии Средней Азии дана Д.Е. Надавниным (1926) в монографии "Очерк геологии Туркестана", в ко-

*Handwritten notes:*  
Абдуллаев 2-7  
Хорева 1970  
Головин 1970

рой отложения нижнего палеозоя отнесены к категории нерасчлененных. В последующие годы в ряде пунктов были обнаружены остатки археоциат, трилобитов, брахиопод и другие окаменелости, позволившие разработать местные стратиграфические схемы (Огнев, 1958; Зубцов, 1958; Королев, 1958; Якович, 1958, 1965, 1968; Халецкая, 1965 и др.). В начале 1970-х годов появились исследования, посвященные описанию археоциатовых, брахиоподовых, трилобитовых, табулятовых комплексов и уточнению биостратиграфического расчленения кембрийских и ордовикских отложений Южного Тянь-Шаня (Журавлева, Репина и др., 1970; Абдуллаев, 1967, 1972; Хайруллина, 1973; Лукьянов, Журавлева и др., 1974; Репина и др., 1975; Ким и др., 1975; Розман и др., 1975). Однако, все же оставалось еще много спорных вопросов, что мешало проведению корреляции удаленных друг от друга разрезов кембрия и ордовика и правильному пониманию истории геологического развития территории. Наиболее трудным был вопрос об объеме и мощности кембрийских отложений, так как в полосе распространения отложений, относимых к кембрию многочисленными исследователями (Кухтиков, Черенков, 1960, 1963; Кухтиков, 1968; Биске, Старшинин, 1965; Старшинин, 1974; Поршняков, 1973; Ахмеджанов, Абдуллаев, Борисов, 1979) были обнаружены средне- и верхнепалеозойские органические остатки. В связи с этим, автор изучил почти все известные выходы кембрия и ордовика Туркестанского и Алайского хребтов, гор Мальгузар, Нуратау, Тамдытау и Бувантау (Абдуллаев, 1967, 1972; Абдуллаев и др., 1972, 1973, 1975, 1977, 1978; Ахмеджанов и др., 1969, 1970, 1974). В результате выяснилось, что в пределах Южного Тянь-Шаня разрезы кембрия и ордовика обнажаются среди средне-верхнепалеозойских образований в виде разрозненных, разобщенных тектонических блоков, чешуй и глыб. Было выявлено также закономерное изменение типов выходов нижнего палеозоя с севера на юг. На севере в районах Северного Тамдытау, северного склона Северного Нуратау, Сулюкты, Мадяген-Шодымира, Карачатыра кембрий представлен известняковыми глыбами. В более южных районах (южный склон Северного Нуратау, Южное Нуратау, Гобдунтау, Мальгузары, Туркестанский и Алайский хребты) фрагменты разрезов кембрия и ордовика олагают небольшие тектонические чешуи и блоки. На юге в Кульджунтау, Зирабулакских горах, Зарафшанском и Гиссарском хребтах обнажаются полные и непрерывные разрезы среднего и верхнего ордовика, нижнего и верхнего силура и девона. В предлагаемом варианте стратиграфического расчленения определена последовательность наслоения осадочных и вулканогенных толщ на основа-

нии комплексов органических остатков. Установлена степень полноты их разрезов и уточнен возраст вулканогенных пород, ранне относимых к кембрию.

*Нижний кембрий*  
Н и ж н и й к е м б р и й . Самые древние слои нижнекембрийского разреза Южного Тянь-Шаня обнажаются в центральной части Туркестанского хребта, где они представлены темно-серыми и черными тонкослоистыми углистыми сланцами, известняками, доломитами с многочисленными остатками археоциат и водорослей (100-150 м). Нижняя и верхняя граница тектонические. Комплекс археоциат отвечает верхам алданского яруса и сопоставляется с камешковским горизонтом Саяно-Алтайской складчатой системы (Лукьянов, Журавлев и др., 1974). Отложения самых низов ленского яруса известны в районе перевала Кырч-Казык и на южном склоне Алайского хребта. Здесь они сложены черными аргиллитовыми сланцами и черными битуминозными известняками (100 м), содержащими богатый комплекс археоциат и водорослей, сопоставляющихся с низами санаштыгольского горизонта Саяно-Алтайской складчатой системы (Журавлева и др., 1970). Этому же уровню отвечают остатки археоциат, обнаруженные в глыбах известняков в районе Карачатыра (Тесленко, Журавлева, 1974). Отложения, отвечающие верхам ленского яруса в бассейне р.Алтыкол и в районе перевала Кумбель сложены бурыми плитчатыми глинистыми сланцами, переслаивающимися с известняками (100-150 м). Комплекс трилобитов, собранный в известняках, соответствует верхам санаштыгольского и обручевскому горизонтам Саяно-Алтайской складчатой системы (Хайруллина, 1973). В Северном Тамдытау этому возрасту соответствуют массивные, органогенные известняки (30-100 м), обнажающиеся в виде экзотических тел в районе озера Джерой, кол.Каратыс, Тименбай, Елемесаца. По комплексу археоциат они соответствуют обручевскому горизонту Саяно-Алтайской складчатой системы (Журавлева и др., 1970).

*Средний кембрий*  
С р е д н и й к е м б р и й . Отложения амгинского яруса в Мальгузарских горах в верховьях Заамину состоят из тонкоплитчатых известняков с прослоями алевролитных известняков, аргиллитовых сланцев и песчаников (450 м) с богатым комплексом трилобитов (Хайруллина, 1973). В районе Сулюкты, Мадяген-Шодымира, Карачатыра, в долинах рек Исчара, Араван, Акбура и в горах Северного Тамдытау глыбы органогенных известняков амгинского яруса встречаются среди отложений более молодого возраста. Причем, комплексы трилобитов, в глыбах Сулюкты (южный выход) и Мадягена определяют нижнюю половину амгинского яруса, а Сулюкты (северный выход), Мадяген (северный выход) по-

дьямира, Карачатыра, долины р.Аравана и Северного Тамдытау - верхнюю половину яруса (Абдуллаев и др., 1977; Репина и др., 1975). Наибольшим распространением и однородным литологическим составом выделяются отложения майского яруса Туркестанского хребта, известные в Северном и Южном Нуратау, Букантау и Гобдунтау под названием живачисайской свиты и ее аналогов, сложенные чередующимися пачками буровато-серых, темно-серых известняков, известковистых сланцев и темно-серых, черных аргиллитовых сланцев, алевролитов. Наиболее полный разрез (около 500 м) обнажается в бассейне р.Арглы, где и собран наиболее богатый комплекс трилобитов, позволивший Т.А.Хайруллиной (1973) выделить несколько трилобитовых слоев, сопоставляемых с соответствующими зонами майского яруса Янгути. В отложениях живачисайской свиты и ее аналогах в районе Гобдунтау, Северного и Южного Нуратау, Букантау органические остатки немногочисленны, а известные единичные находки трилобитов, брахиопод, всдорослей определяют кембрийский и, в лучшем случае, среднекембрийский возраст вмещающих пород.

В алайском хребте отложения майского яруса состоят в основном из массивных известняков (50-60 м) с включением остатков трилобитов (Поршняков, 1973; Гончарова, 1972). В Сулджте (северный выход) майский ярус устанавливается по трилобитам, найденным в карбонатных экзотических глыбах.

**Верхний кембрий.** Отложения верхнего кембрия известны в Туркестанском хребте, Чумкуртау, Алайском хребте, Северном Нуратау. Сложен верхний кембрий переслаивающимися известняками, глинистыми сланцами, алевролитами и известковистыми песчаниками. В Туркестанском хребте в основании верхнекембрийского разреза залегают известняковые конгломераты. В других районах нижняя граница не выяснена или же тектоническая. Мощность верхнего кембрия 100-150 м. Верхнекембрийский возраст доказываются комплексами органических остатков, в редких случаях устанавливается условно на основании стратиграфического положения (Хайруллина, 1973; Ахмеджанов, Абдуллаев, Борисов, 1979; Абдуллаев и др., 1977). В Северном Тамдытау, Джетымтау II, Сулджте, Мадьген-Шодьмире экзотические карбонатные глыбы с разнообразными комплексами органических остатков верхнего кембрия встречаются среди осадочно-вулканогенных образований ордовика и силура (Хайруллина, 1973; Абдуллаев и др., 1977).

**Нижний ордовик** в Южном Тянь-Шане в основном

представлен черными кремнисто-углистыми, углито-глинистыми сланцами с прослоями известняков. Своей темной окраской довольно четко выделяется среди нижнепалеозойских образований. Наиболее древние фаунистически охарактеризованные нижнеордовикские (тремадокский ярус) породы обнажаются в Чумкуртау, Северном Нуратау, Северном Тамдытау (от 10-15 м до 150-300 м). Во всех указанных районах в породах собраны остатки граптолитов, беззамковых брахиопод (Репина и др., 1975; Абдуазимов и др., 1969). Отложения, относящиеся к ареннигскому ярусу установлены в Чумкуртау, в горах Малыгузар, в Туркестанском хребте и Южном Нуратау (350 м). Ареннигский возраст обосновывается в основном комплексами граптолитов и редко другой органикой (Репина и др., 1975; Мазаненко, 1968; Абдуллаев и др., 1975). В Алайском хребте нижний ордовик сложен известняками с прослоями углито-кремнистых пород (250-300 м). В известняках обнаружены трилобиты, характерные для тремадокского и ареннигского ярусов (Геология СССР, т. XXV, 1972). На северном склоне Алайского хребта в районе сел. Надиркан известен небольшой вулканогенно-кремнистый разрез нижнего-среднего ордовика, с разрывом залегающий на габбро-диабазе (Буртман и др., 1977). Нижне-среднеордовикские терригенные отложения в пределах Центральных Кызылкумов впервые установлены З.М. Абдуазимовой. Ранее они включались в состав докембрия и рассматривались в составе ауинза-бесапанского комплекса. Представлены они серыми, темно-серыми серпигт-хлорит-кварцевыми, альбит-блотит-кварцевыми сланцами с прослоями и линзами гравелитов, песчаников и алевролитов (250-300 м). Границы тектонические. Из пород путем растворения выделены комплексы хитиновой. В Северном Нуратау нижне-среднеордовикские отложения сложены ритмичным переслаиванием окремненных сланцев и алевролитов с пачками и линзами известняков и горизонтами туфалевролитов, яшмов (более 200 м). Перекрывается толща в районе г. Мерашкор с угловым и азимутальным несогласием карбонатами нижнего девона. Нижне-среднеордовикский возраст устанавливается на основании определения радиолярий (сборы Р.Р. Усманова, опр. Б.Б. Назарова) и конодонтов (сборы Б.Н. Пучкова, К.С. Иванова, Р.Н. Абдуллаева, Д. Сургутановой, опр. Б.А. Наседкиной).

**Средний ордовик** Южного Тянь-Шаня в пределах гор Букантау, Джетымтау II, Тамдытау, Аристантау и района Сулджты преимущественно сланцево-алевролитопесчаниковый с прослоями и линзами гравелитов. Строение разреза, его литологический состав и комплексы граптолитов весьма близки, а иногда и совершенно идентич-

Там с  
Репина R2  
или нет?

Аргалы

NB

ны. Соприкасаются они с породами других возрастов по разрывным нарушениям. Небольшие фрагменты разреза мощностью до 200 м обнажаются в Букантау, Джетымтау II, где существенную роль играют песчаники с прослоями слюдястых сланцев. В песчаниках собраны граптолиты, характерные для карадокского яруса (Абдуазимова, 1976). В Северном Нуратау мощность их до 350-370 м, а граптолиты характеризуют лландейльский возраст вмещающих пород (Абдуазимова и др., 1969). В Северном Тамдытау и в районе Сулжкты из толщ ранее относимых к кембрию, выделены небольшие фрагменты разреза среднего ордовика, состоящие преимущественно из песчаниково-аргиллито-алевролитовых пород с прослоями известняков, содержащие граптолиты, характерные для карадокского яруса (Поникленко и др., 1973; Абдуазимова и др., 1977; Тепина и др., 1975). Несколько лучше изучены разрез среднего ордовика в Кульджуктау, Зирабулакских горах и в бассейне р. Кашкадарья (перевал Шахриомон) (Айсанов, Бгоров, 1978; Ким, 1963, 1966; Барювская и др., 1966). В этих районах преимущественно развиты алевролиты, алевролитоглинистые сланцы, песчаники с прослоями и линзами гравелатов, кварцевых порфиров. Мощность в Кульджуктау 50 м, Зирабулакских горах 300 м, на перевале Шахриомон более 200 м. Нижняя граница разреза неизвестна. Во всех этих районах по разрезу собраны комплексы органических остатков, позволяющие сопоставлять вмещающие породы с верхами лландейльского и низами карадокского яруса (Ким и др., 1975; Розман и др., 1975).

**Средний - верхний ордовик.** Установлены две полосы распространения средне-верхнеордовикских отложений: северная (Букантау, Джетымтау II, Тамдытау, Северный Нуратау, районы ур. Мадьген, Шкушсай, Улугтау и бассейн р. Араван) и южная (Кульджуктау, Зирабулакские горы, Зарафшанский и Гиссарский хребты). В северной полосе средний-верхний ордовик сложен зеленовато-серыми сланцами, алевролитами, песчаниками, кремнистыми породами, известняками с прослоями и линзами туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоляв, диабазовых порфиров (от 50 до 500-600 м) с большим комплексом органических остатков (Набиев, 1966, 1976; Абдуллаев, 1967, 1972; Релана и др., 1975). В южной полосе средний-верхний ордовик залегает несогласно на среднем и состоит из конгломератов, гравелатов, песчаников, сланцев, известняков с прослоями и линзами туфов, туфопесчаников, кварцевых порфиров (500-600 м) (Айсанов, 1978; Ким, 1966; Барювская и др., 1966; Рубанов, 1968).

### 3. Нижний палеозой Среднего Тянь-Шаня

Отложения кембрия и ордовика широко распространены в Среднем Тянь-Шане, преимущественно в северо-восточной ее части, и как в других районах Чаткало-Нарынской зоны представлены сравнительно маломощными, но полными и непрерывными толщами. В предлагаемом варианте схемы нижнепалеозойские образования расчленяются на три серии - каракорумскую ( $O_1-O_2^I$ ), бешторскую ( $O_2-O_3$ ) и акторскую ( $O_3-S_1$ ).

**Каракорумская серия** отчетливо подразделяется на две свиты - бугульбулакскую ( $O_1-O_2^I$ ) и джаякторскую ( $O_{1-2}$ ). Бугульбулакская наиболее полно обнажается в Сандаляшском хребте: в бассейнах рек Бугульбулак, Шорапу, Аяктерек, Кичи-Кумбель, Сандаляш. Отложения свиты по резкому контакту перекрывает толщу венда и представлены двумя литологически различными подсвитами: нижней - преимущественно углисто-кремнисто-сланцевой и верхней - сланцево-карбонатной. Нижняя - сложена темно-серыми, черными углисто-кремнистыми, углисто-глинисто-кремнистыми, углисто-глинистыми сланцами. Мощность ее в Сандаляшском хребте 100-150 м, а в Покемском - 15-35 м. Верхняя - согласно залегает на нижней и представлена переслаивающимися серыми, зеленовато-серыми, желтовато-серыми глинистыми, карбонатно-глинистыми и углисто-глинистыми сланцами с бурыми доломитами и известняками с прослоями глинисто-кремнисто-карбонатных и карбонатно-кремнистых сланцев, алевролитов и мелкозернистых песчаников. Мощность в Сандаляшском хребте 250-350 м, а в Покемском 150-160 м. Возраст отложений бугульбулакской свиты на основании определения комплексов трилобитов и брахиопод устанавливается как нижний кембрий-тремадон (Степаненко, 1958; Абдуллаев, 1965; Абдуллаев, Глейзер, 1966; Гончарова, 1972; Доронкин, 1972; Калмурзаев и др., 1973). Джаякторская свита согласно перекрывает известняки бугульбулакской. Сложена она в основном темно-серыми, черными углисто-глинистыми, углисто-глинисто-кремнистыми, углисто-кремнистыми сланцами с редкими прослоями глинистых известняков. Мощность в Покемском хребте до 100 м, а в Сандаляшском - 120-130 м. В бассейнах рек Караангры, Каракорум, Джаятор, Коксу углисто-кремнистые, углисто-глинисто-кремнистые сланцы содержат богатые комплексы граптолитов, характерные для аренигоного яруса нижнего ордовика и лландейрского яруса среднего ордовика (Абдуллаев, 1965; Абдуллаев, Глейзер, 1966, 1976; Абдуллаев, Халецкая, 1970).

**Бешторская серия** включает две свиты - ю. убашинскую ( $O_2$ ) и

чиралминскую ( $O_3^1$ ). Коксубаинская представлена преимущественно терригенными породами — серыми, зеленовато-серыми подмиктовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами. В верховьях рек Коксу, Каракорум, Джаяктор в основании свиты залегает маломощный горизонт конгломератов, состоящий почти исключительно из слабо-окатанных обломков подстилающих пород. Мощность отложений в Покемском хребте 100–120 м, а в Сандалашском — 120–150 м. Среднеордовикский возраст устанавливается на основании комплексов трилобитов, брахиопод, табулат и граптолитов, обнаруженных в бассейнах рек Каракорум, Коксу, Чиралма, Джаяктор, Караянгык, Чукурчак, Бугульбулак, Алтмышат (Степаненко, 1958; Зубцов, 1963; Абдуллаев, 1965; Абдуллаев, Глейзер, 1966, 1976; Доронкин, 1972). Выше согласно залегают отложения чиралминской свиты, имеющие трехчленное строение разреза. Нижняя пачка (25–75 м) существенно терригенная — песчаники, алевролиты, глинистые сланцы. Средняя — (150–300 м) — глинистые, углисто-глинистые, углисто-кремнистые и яшмовидные кремнистые сланцы с линзами и прослоями песчаников, гравелитов, железисто-карбонатно-глинистых сланцев, доломитов, известняков и горизонтов туфов мидалекаменных базальт-андезитовых порфиритов. Верхняя — (80–100 м) сложена песчаниками, алевролитами, глинистыми, железистыми сланцами с прослоями кремнистых сланцев и доломитов. Суммарная мощность чиралминской свиты достигает 200–350 м. Возраст ее на основании стратиграфического положения определяется как самые низы верхнего ордовика. Единичные находки граптолитов известны в бассейне р. Шорашу (А.Ф. Степаненко) и в верховьях рек Каракорум и Чиралма (Р.Н. Абдуллаев, Л.М. Глейзер).

Авгорская серия ( $O_3^2-S_1$ ) представлена мощным терригенным комплексом. Нижняя часть серии (450–500 м) сложена довольно однообразными серыми, зеленовато-серыми подмиктовыми песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов и глинистых сланцев. По всему разрезу наблюдаются линзы и прослои конгломератов, гравелитов и редко пачки железисто-глинистых и железисто-кремнисто-глинистых сланцев. Верхняя часть (500 м) имеет флишевидный облик и состоит из ритмично чередующихся подмиктовыми песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Возраст определяется условно на основании положения в разрезе.

Несколько другой тип разреза нижнего палеозоя распространен в верховьях или Чаткал. I районе, прилегающем к Таласо-Ферганскому разлому, нижняя часть разреза (кембрий-нижний ордовик) уществ-

венно карбонатная и близка к каратау-таласскому типу, верхняя — (средний-верхний ордовик) — терригенная и вулканогенно-кремнистая, сопоставляется с разрезами Покемского и Сандалашского хребтов (Адышев и др., 1972; Ахмеджанов, Абдуллаев, Борисов, 1979). М.М. Адышев и др. (1972) в основании нижнепалеозойского разреза выделили эгизторскую свиту ( $V-E_1$ ) и аксуйскую толщу ( $E_1-O_{I-2}$ ). Эгизторская и видимым согласием ложится на отложения венда. Она сложена доломитами, известняками с прослоями углисто-глинистых и углисто-кремнистых сланцев (15–25 м). Возраст определяется в рамках верхнего венда — нижнего кембрия на основании комплекса конодонтоморфных организмов, микрофитолитов (Адышев и др., 1972; Мамбетов, Миссаржевский, 1971). Выше согласно залегает аксуйская толща. Сложена она карбонатными конгломерациями, известняками, доломитами с редкими прослоями глинистых сланцев и кремней (250–270 м). В известняках собран большой комплекс органических остатков.

#### ГЛАВА IV. ГЛАВНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСНОВАНИЯ КЛННОГО И СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

##### I. Общие сведения

Проблема заложения и основания геосинклиналей Средней Азии всегда была в центре внимания исследователей. Наиболее популярна точка зрения, согласно которой геосинклинали закладываются на континентальной коре в результате ее раздробления глубинными разломами (Гиничин, 1957; Королев, 1957, 1967; Огнев, 1959; Резвой, 1959; Абдуллаев, Борисов, 1963, 1964; Ахмеджанов и др., 1967; Поршняков, 1973; Бухарин и др., 1974; Киселев, Королев, 1972; Довжинов, 1977 и др.). С 1970-х годов развивается положение о постепенном "зарастании" океанического дна или заложении геосинклиналей на океанической коре (Сабдушев, Усманов, 1971; Макарычев, 1978). В последние годы появилось представление о том, что заложению геосинклиналей предшествует рифтогенез (Шудьп, 1972; Бакиров, 1973; Кнауф, 1973, 1981; Руженцев и др., 1977; Абдуллаев, 1978; Абдуллаев, Далимов, 1979; Пучков, 1979; Пашков, Швольман, 1979; Клишевч, 1981; Христов, Миколайчук, 1981; Ляпичев и др., 1977).

##### 2. О платформенном режиме развития региона в позднем докембрии — раннем палеозое

В настоящее время о тектонической позиции отложений верхнего докембрия-нижнего палеозоя сложились три точки зрения: I) является лишь частью разреза байкало-каледонско-герцинской геосинклина-

на рисунке  
ширина  
необходима

ли связного развития (Резвой, 1959; Яскович, 1968; Бухарин и др., 1973); 2) входят в состав верхнедокембрийско-нижнепалеозойского ивезиплатформенного (Попов и др., 1975, 1976; Хавн, 1973; Роголин, Шолпо, 1974; Абдуллаев, 1980) или нижнепалеозойского догессинклинального (Поршняков, 1973) комплекса и 3) составляют рифей-нижнепалеозойский платформенный чехол (Пейве, Синицын, 1950; Королев, 1957, 1961; Королев и др., 1973; Огнев, 1959; Кнауф, 1973 и др.). Новые данные позволяли пересмотреть не только схему стратиграфии верхнедокембрийских и кембро-ордовикских отложений, но и по иному осветить палеогеографические и палеотектонические условия осадконакопления. Выяснилось, что отложения верхнего протерозоя и кембрия весьма выдержаны и однотипны для всего Южного Тянь-Шаня (Абдуллаев и др., 1977, 1978; Ахмеджов и др., 1969, 1970, 1974; Абдуллаев, 1980). Анализ имеющихся сведений о литологическом составе и текстурно-структурных особенностях осадочных пород свидетельствует о принадлежности терригенных пород к типу зрелых. Средняя скорость осадконакопления, если судить по коренным обнажениям, не превышает 10 метров за 1 миллион лет. Вероятно, площадь, занимаемая древней платформой, была значительной, на севере ограничивалась каледонскими геосинклиналями Северного и Среднего Тянь-Шаня и далеко распространялась на юг, охватывая территорию Памира, Гиндукуша, Каракурма, Гималаев, Индийской и Таримской платформ и Центрально-Афганского массива (Пейве, Синицын, 1950; Елсгов, 1969; Бархатов, 1971; Пашков, 1973; Моргунов и др., 1972; Шувченко, 1971; Демин и др., 1973; Колганов и др., 1971; Гансер, 1967; Воскресенский и др., 1971; Штеклин, 1966; Королев, 1957, 1960, 1973 и др.).

3. О рифтовой природе основания Южно-Тянь-шаньской герцинской геосинклинали

Однотипность и фацциальная выдержанность нижнепалеозойских отложений Южного Тянь-Шаня нарушается в среднем-позднем ордовике, что связано с заложением серии расколов, вспышкой щелочно-базальтоидного вулканизма, приведшей к распаду единой платформы. В настоящее время не представляется возможным полная реконструкция размеров, облика и формы этой новообразованной структуры, что связано с мощной среднекарбоневой шарьяжной тектоникой. Поэтому, при установлении рифтовой природы основания Южно-Тяньшаньской геосинклинали приходится опираться на комплекс фактов, которые сводятся к следующему:

1. Членивое и ступенчатое строение эггессинклинальных

зон Южного Тянь-Шаня (длина свыше 1000 км при ширине 40-30 км), ограниченных с севера и юга Букантау - Южно-Ферганской и Южно-Тяньшаньской системой глубинных разломов.

2. Приуроченность в указанной выше зоне формации щелочных базальтов, фиксируемых в разрезах среднего-верхнего ордовика - нижнего силура, распространенные в Северном Букантау, Северном Тамдытау, Северном Нуратау и Карачатыре. Вулканогенные образования являются латеральными вариантами щелочно-оливио-базальтовой формации и по составу соответствуют континентальным щелочным базальтам.

3. Развитие дайкообразных и силлообразных тел габбро- и габбро-диабазов на северных склонах Туркестанского хребта, гор Мальгузар и Северного Нуратау, приуроченных к терригенным толщам силура и нижнего девона (Баранов, 1978; Хамрабаев, 1977). Большое количество, значительная протяженность, крутые падения этих тел, по-видимому, могли быть вызваны только глобальными причинами, вызвавшими общее растяжение и формирование рифтовой структуры Южного Тянь-Шаня.

4. Локализация в этой зоне наиболее древних докембрийских образований. Это - кумбулакская, учудуктауская, иттынусайская свиты, которые рассматриваются как блоки основания.

5. Приуроченность чужеродных габбро и вулканогенно-обломочным образованиям среднего-верхнего ордовика и песчано-сланцевым отложениям нижнего силура в зоне предполагаемой рифтовой структуры.

6. Приуроченность в данной зоне небольших линейно-рваных тел офиолитового комплекса (Висльневский, 1953; Холматов, 1957; Хамрабаев, 1972; Макарычев, 1978), свидетельствующие об обнажении меланократового фундамента в данной зоне. Общеизвестно, что офиолитовые ассоциации континентов являются фрагментами океанической коры далекого прошлого (Пейве, 1969). В этой ассоциации гипербазит - габбровый комплекс представляет собой меланократовый фундамент, а покрывающие их вулканогенно-осадочные образования рассматриваются как продукты океанической стадии развития земной коры. В пределах данной зоны офиолитовый комплекс сильно разрушен, разбит на его отдельные фрагменты олигит тектонические пластины, находящиеся в аллохтонном залегании для же присутствуют в составе тектонического меланжа (Тамдытау, Северное Нуратау, Кан и др.). Наиболее полно сохранившийся в ненарушенном виде разрез офиолитовой ассо-

\* Полное наименование этого разлома Букантау-Бесапан-Северо-Нуратинско-Южно-Ферганский. А. Г. Штеклин, И. М. Штеклин...

2. рифтовая?



и образование рифтовых структур в рассматриваемом регионе начались в конце рифта-венда. Наиболее интенсивно этот процесс происходил на территории Киргизско-Терской зоны в Северном Тянь-Шане, что доказывается наличием трахибазальтов в образованиях учкальской серии, ассоциируемых с грубообломочными образованиями. Об интенсивном характере рифтогенеза свидетельствуют обнажения меланократового фундамента, фрагменты которого описаны М.Д.Гесей и В.Г.Королевым (1973) в Присонкулье. Восстановленный ими разрез офиолитовой ассоциации представлен: 1 - серпентинитами, 2 - габбро, 3 - вулканогенной нижнекембрийской толщей основного состава с редкими пролоями пелитоморфных известняков и яшмовидных кремней. Нижний палеозой Среднего Тянь-Шаня (Пскемский и Сандалашский хребты) без видимого углового несогласия залегает на подстилающем их верхнерифтско-вендском формационном комплексе (узунбулакская и шорашуйская свиты), в составе которых развиты трахибазальты, ассоциируемые с молассами. Аналогичные образования, но в гораздо большем объеме распространены в пределах Чаткало-Нарынской зоны и на ее продолжении на северо-западе в пределах Казахстана и на востоке в хр.Курунтаг (Королев, 1957; Киселев, Королев, 1972; Клауфф, 1973; Королев и др., 1973; Королев, Максимова, Огурцова, 1979; Сайцев, Хераскова, 1979; Норин, 1940). Здесь также как и в Пскемском и Сандалашском хребтах, с молассоидными образованиями связаны покровы и свалы трахибазальтов (Боронич и др., 1970; Горещая и др., 1972; Сагындыков, 1967). Несколько другой тип разреза венда подстилает нижний палеозой Таласо-Каратауской зоны в Кельпинского края Таримской платформы. В Таласо-Каратауской зоне на пестроцветных молассоидных мелкокариевой серии последовательно залегают: красноцветные песчаники кыртабктябрьской и доломиты беркутанской свит, которые по проблематичной органике сопоставляются с юдомской серией Сибирской платформы (Королев и др., 1979). На севере Таримской платформы известняки кембрия подстилает красноцветная толща кварцитовидных песчаников, гравелитов, мелкогалечных конгломератов с горизонтами щелочных порфиритов (Синицын, 1957, 1959; Норин, 1940). Ниже залегает сугеттагская свита, состоящая из серых кварцитовидных песчаников, алевролитов, вулканогенных пород, гравелитов, конгломератов, сопоставляющихся с мелкокариевой серией (Киселев, Королев, 1972). Таким образом, анализ типов разрезов, характера распространения отдельных формаций позволяет наметить следующий латеральный ряд позднекембрийских образований, формирование которых связано, по-видимому,

с процессами разрушения и раздвижения блоков континентальной коры. Киргизско-Терская зона с широко развитыми здесь трахибазальтами, молассоидами, вероятно, соответствовала рифтовой впадине, к югу от которой прослеживаются две зоны - внутренняя и внешняя. Первой из них соответствует Чаткало-Нарынская зона и ее продолжение в район хр.Курунтаг. Для нее характерно формирование молассоидной формации с покровами трахибазальтов, которые по масштабу и объему уступают таковым Киргизско-Терской зоны. Вторая - включает северную окраину Таримской платформы и по типу разрезов верхнего докембрия сопоставляется с Таласо-Каратауской зоной. Здесь в разрезах преобладают породы, относящиеся к карбонатной и красноцветной формациям. Необходимо подчеркнуть, что отнесение молассоидных формаций позднего докембрия Чаткало-Нарынской зоны к рифтогенным, в настоящее время дискуссионно. В пользу вышесказанного тезиса приведены следующие факты: а) молассоидные образования несогласно и с перерывом залегают на складчатом кристаллическом основании; б) они являются основанием для отложений нижнего палеозоя, т.е. с них начинается новый седиментационный цикл осадконакопления; в) они смыты в складки совместно с отложениями нижнего палеозоя; г) молассоиды сопровождаются специфичным трахибазальтовым вулканизмом, указывающим на то, что в это время уже существовала консолидированная кора. Итак, решающее отличие рифтогенной молассы от орогенной заключается в том, что первая согласно подстилает перекуывающие отложения и начинает новый седиментационный цикл, тогда как орогенная моласса завершает его и согласно залегает на подстилающих отложениях. Таким образом, основание герцинской геосинклинали Южного и каледонской - Среднего Тянь-Шаня сформировано в результате рифтогенеза. При этом процессе образуется расчлененный рельеф с палеоокеанической структурой (рифтовой впадиной). В пределах обрамляющей рифтовую впадину палеоконтинентальных структур прослеживаются внутренняя и внешняя зоны. Для рифтовой впадины характерны небольшие сохранившиеся фрагменты меланократового фундамента и следующий набор вулканогенных формаций: трахибазальтовая, оливинщелочно-базальтоидная. Внутренняя зона отличается наличием молассоидно-вулканогенных образований, а внешняя - красноцветных и карбонатных.

#### ГЛАВА V. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЮЖНОГО И СРЕДНЕГО ТЯНЬ-ШАНЯ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ И РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ

К позднему докембрию, по-видимому, площадь занимаемая древним

континентом с развитым гранитно-метаморфическим слоем включала нынешние территории Тянь-Шаня, Памира, Тарима. Время начала разрушения и раздвижения блоков континентальной коры и последовательного заложения каледонских и герциновых геосинклиналей в пределах Средней Азии различно (рис.).

Первая стадия<sup>\*)</sup>. Разрушение палеоконтинента и раздвиг континентальных блоков началось в конце позднего докембрия сначала в пределах Киргизско-Терской зоны Северного Тянь-Шаня. Реликты океанической коры, о которых упоминалось выше и широкое развитие трахибазальтов и молассоидов могут свидетельствовать в пользу этого тезиса. К югу в пределах Чаткало-Нарынской зоны, в конце позднего докембрия накапливаются молассоидные толщи с прослоями и покровами трахибазальтов, залегающих несогласно на подстилающих метаморфических образованиях.

Такое же строение имеет земд и в пределах Карабалтинской зоны, расположенной к северу от Киргизско-Терской (Кнауф, 1973). С севера к Карабалтинской зоне примыкает территория, ныне рассматриваемая как Муюнкумо-Наратский массив, а с юга к Чаткало-Нарынской прилегает Курамино-Ферганский массив, представлявшие собой в вендское время, по-видимому, относительно приподнятые края палеорифта. В пределах северной окраины Таримской платформы накапливались молассоидные образования, сменяющиеся вверх по разрезу красноцветными карбонатно-терригенными осадками. На территории Южного Тянь-Шаня и Северного Памира в этот период формировались терригенные образования - алевролит-песчаниковая формация (выскарьская свита). Итак, намечается определенный латеральный ряд. В осевой зоне распада (Киргизско-Терская) обнажается океаническая кора, на склонах континента (Чаткало-Нарынская и Карабалтинская) располагаются вулканогенно-молассоидные формации, на краях континента - молассоидные и красноцветные образования, а во внутренних частях континента - мелководные терригенные осадки. В раннем палеозое в районе осевой части рифта накапливались олиго-диабазовая, карбонатная и терригенная формации, в предорогненную - флювиальная, вулканогенно-терригенная. К северу (Карабалтинская зона) и югу (Чаткало-Нарынская) эвгеосинклинальные формации сменяются лептогеосинклинальными. Для позднего палеозоя Чаткало-Нарынской зоны характерно: небольшая мощность (600-700 м) карбонатно-кремнисто-сланцевой формации, накопление которой происходило в течение длительного отрезка времени (от раннего кембрия до среднего ордовика включительно). Термин "стадия" автор употребляет в свободном значении.

Такое же строение имеет земд и в пределах Карабалтинской зоны, расположенной к северу от Киргизско-Терской (Кнауф, 1973). С севера к Карабалтинской зоне примыкает территория, ныне рассматриваемая как Муюнкумо-Наратский массив, а с юга к Чаткало-Нарынской прилегает Курамино-Ферганский массив, представлявшие собой в вендское время, по-видимому, относительно приподнятые края палеорифта. В пределах северной окраины Таримской платформы накапливались молассоидные образования, сменяющиеся вверх по разрезу красноцветными карбонатно-терригенными осадками. На территории Южного Тянь-Шаня и Северного Памира в этот период формировались терригенные образования - алевролит-песчаниковая формация (выскарьская свита). Итак, намечается определенный латеральный ряд. В осевой зоне распада (Киргизско-Терская) обнажается океаническая кора, на склонах континента (Чаткало-Нарынская и Карабалтинская) располагаются вулканогенно-молассоидные формации, на краях континента - молассоидные и красноцветные образования, а во внутренних частях континента - мелководные терригенные осадки. В раннем палеозое в районе осевой части рифта накапливались олиго-диабазовая, карбонатная и терригенная формации, в предорогненную - флювиальная, вулканогенно-терригенная. К северу (Карабалтинская зона) и югу (Чаткало-Нарынская) эвгеосинклинальные формации сменяются лептогеосинклинальными. Для позднего палеозоя Чаткало-Нарынской зоны характерно: небольшая мощность (600-700 м) карбонатно-кремнисто-сланцевой формации, накопление которой происходило в течение длительного отрезка времени (от раннего кембрия до среднего ордовика включительно). Термин "стадия" автор употребляет в свободном значении.

тельно). Для таких разрезов - полных по объему, но сокращенных по мощности (конденсированных) - оvoidственно широкое развитие кремнистых пород, комковатых известняков, господство планктонных и нектонных комплексов фауны (конodontы, радиолярии, граптолиты, беззачемные брахиоподы, трилобиты). Все это указывает на батимальные условия накопления осадков. На глубокую водность нижнепалеозойских толщ указывали Б.И.Кнауф (1973), В.Н.Пучков (1979). Отличный от Чаткало-Нарынского, карбонатный тип разреза нижнего палеозоя обнажается в верховьях р.Чаткал, в Таласо-Каратауской зоне и в пределах Таримской платформы (Синицын, 1957; Королев, 1957; Королев и др., 1973). Таким образом, в пределах Чаткало-Нарынской зоны различаются два типа формационных разрезов нижнего палеозоя. Относительно глубоководные формации, характерные для лептогеосинклиналей, в виде вытянутой полосы располагаются между эвгеосинклинальными и платформенными образованиями, т.е. слагают переходные структуры от эвгеосинклиналей к платформе. Карбонатный же тип разреза вытягивается из верховий р.Чаткала на восток в пределы Таримской платформы. Следовательно, в раннем палеозое в полосе осевой части рифта формировались типичные эвгеосинклинальные формации, замещающиеся по латерали к северу Карабалтинской и к югу в северной части Чаткало-Нарынской зон лептогеосинклинальными. Еще далее к северу и югу от оси рифта в пределах Муюнкумо-Наратского срединного массива, Таласо-Каратауской зоны, южной части Чаткало-Нарынской зоны, Тарима, Южного Тянь-Шаня, Северного Памира отлагались преимущественно карбонатные, карбонатно-терригенные отложения платформенного типа.

Вторая стадия. В раннем палеозое процессы деструкции, раздвигания блоков континентальной коры сместились на юг и проявились в зоне Букантау-Южно-Ферганской системы глубинных разломов. В результате была сформирована структура с океанической морей. К югу и северу от осевой зоны раскалывания располагались образования континентального склона и шельфа. В современной структуре обнажаются в основном только образования южного лептогеосинклинального комплекса. В это же время в пределах Киргизско-Терской зоны происходит накопление грубообломочных молассоидных формаций верхнего ордовика-нижнего силура. Кроме Южно-Тянь-Шаньского глубинного разлома в пределах Каракум-Талыкского палеоконтинента идет осадконакопление в карбонатных и карбонатно-терригенных образованиях.

Третья стадия. Процессы деструкции и раздвигания блоков континен-

Киргизско-Терская зона

Южно-Ферганская зона

Каракум-Талыкский палеоконтинент

Каракум-Талыкский палеоконтинент

Степаниди или зона?

0. Как...  
1. ...  
2. ...  
3. ...  
4. ...  
5. ...  
6. ...  
7. ...  
8. ...  
9. ...  
10. ...  
11. ...  
12. ...  
13. ...  
14. ...  
15. ...  
16. ...  
17. ...  
18. ...  
19. ...  
20. ...  
21. ...  
22. ...  
23. ...  
24. ...  
25. ...  
26. ...  
27. ...  
28. ...  
29. ...  
30. ...  
31. ...  
32. ...  
33. ...  
34. ...  
35. ...  
36. ...  
37. ...  
38. ...  
39. ...  
40. ...  
41. ...  
42. ...  
43. ...  
44. ...  
45. ...  
46. ...  
47. ...  
48. ...  
49. ...  
50. ...  
51. ...  
52. ...  
53. ...  
54. ...  
55. ...  
56. ...  
57. ...  
58. ...  
59. ...  
60. ...  
61. ...  
62. ...  
63. ...  
64. ...  
65. ...  
66. ...  
67. ...  
68. ...  
69. ...  
70. ...  
71. ...  
72. ...  
73. ...  
74. ...  
75. ...  
76. ...  
77. ...  
78. ...  
79. ...  
80. ...  
81. ...  
82. ...  
83. ...  
84. ...  
85. ...  
86. ...  
87. ...  
88. ...  
89. ...  
90. ...  
91. ...  
92. ...  
93. ...  
94. ...  
95. ...  
96. ...  
97. ...  
98. ...  
99. ...  
100. ...

а 5, и 10, 13?

тальной коры в позднесилурийско-раннедевонское время сместились на юг в район Зирабулак-Знаетдинских гор и фиксируются ультрабазитами, метаморфизованными вулканитами оливин-щелочно-базальтового состава катармайской свиты.

Четвертая стадия. В раннем карбоне процессы раскола и раздвигания проявились в пределах Каракумо-Таджикского палеоконтинента. Они фиксируются небольшими обнажениями ультрабазитов, приуроченных к системе параллельных друг к другу глубинных разломов - Южно-Гиссарского, Южно-Тяньшаньского и Южно-Сурхантауского. К этим же поясам приурочены поля базальтов, диабазов и киолих вулканитов. Э.А.Портнягин и др. (1973) считают, что раннекаменноугольные офиолиты Гиссара, тесно связанные с параллельными дайками, рассекающими метаморфический фундамент, возникли в результате рифтинга. Следует отметить, что оси раскола рифтовых систем позднесилурийско-раннедевонского и раннекаменноугольного возраста только намечены по наличию базальтоидов щелочного ряда, грубообломочным (моласоидным) образованиям, поясам ультрабазитов. Но из-за недостатка материалов дальнейшая геологическая история этих структур достаточно еще не выяснена. Вышеизложенные данные позволяют сделать следующие выводы:

1. Явления активной деструкции в пределах Тянь-Шаня и Каракумо-Таджикского палеоконтинента и формирования палеорифтов было одновременным и происходило по крайней мере в четыре последовательные стадии, постепенно мигрируя с севера на юг. Наиболее интенсивно эти процессы проявились в позднедокембрийское время в пределах Северного Тянь-Шаня, а затем в раннем палеозое в Южном Тянь-Шане в полосе Букантау-Южно-Ферганской системы разломов. В позднесилурийско-раннедевонское время процессы рифтообразования происходят в Зирабулак-Знаетдинских горах, а в раннем карбоне в пределах Каракумо-Таджикского палеоконтинента.

2. Вопрос о соотношения геосинклинального процесса и явлений рифтогенеза в значительной мере остается открытым, но имеющиеся материалы по Тянь-Шаню убедительно свидетельствуют о том, что рифтогенез предшествует заложению геосинклинальных прогибов. Именно это обстоятельство объясняет закономерное возрастное с южного на северное направление для эвгеосинклиналей опилито-диабазовой формации с севера на юг. В этом смысле система зон Тянь-Шаня образовалась путем постепенного раскола, раздвигания и вовлечения в геосинклинальное развитие отдельных частей древнего палеоконтинента

с ранее созданным гранитно-метаморфическим фундаментом. Представляется, что осевые зоны рифтов являются зародышами эвгеосинклинальных структур, а внутренние и внешние - являются основанием для лето и мезогеосинклиналей.

#### ГЛАВА VI. О НЕКОТОРЫХ ОБЩИХ ОСОБЕННОСТЯХ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Изложенный в предыдущих главах материал по строению и составу докембрийских и нижнепалеозойских отложений Южного и Среднего Тянь-Шаня свидетельствует: что

1. в архее-раннем протерозое в Тянь-Шане создавалась древняя континентальная кора. Наиболее ярким доказательством этого является мощные палангянские гранитоиды, проявившиеся на всей территории Тянь-Шаня;

2. в позднем протерозое был сформирован платформенный комплекс отложений;

3. заложению каледонских и герцинских геосинклиналей предшествовал рифтогенез, приведший к ломке и раздвижению блоков континентальной коры, с новообразованием океанической коры и формированием рифтогенных моласоидных формаций.

Насколько установленная триада структур (платформа-рифт-геосинклиналь) Южного и Среднего Тянь-Шаня является отражением не региональных черт, а свидетельствует о более общих закономерностях? Для ответа проведено сопоставление с развитием Уральской, Западно-Саянской, Центрально-Казахстанской, Северо-Памарской, Центрально-Памирской геосинклинальных систем и Красноморского рифта. В основе такого сравнительного анализа лежат монографические исследования (Пейве, Силицын, 1950; Пейве, 1969; Милановский, 1970, 1976; Халин, 1971; Иванов и др., 1972; Пучков, 1979; Перфильев, 1979; Херасков, 1975; Анкинович, 1961; Зайцев, Хераскова, 1979; Накитян, 1973; Власов, Тарасенко, 1970; Рузнецов, Поспелов, Сухов, 1977; Пашков, Дельман, 1979; Бренев, Довжиков, Иванов, 1970; Риненберг, Довжиков, 1972, 1977; Кнауф, 1973; Разваляев и др., 1975). Следует отметить, что основы представлений о преобразовании платформы в геосинклиналь через промежуточные структуры была заложена работами Д.А.Архангельского, В.Б.Хамна (1977), М.Б.Муртова (1975). Сравнительный анализ показал, что установленные для Южного и Среднего Тянь-Шаня особенности развития имеют не локальное, а общее значение. Во всех указанных регионах во времени заложения геосинклиналей уже была сформирована древняя кора континентального типа. Наличие такого типа коры в пределах

Урала доказывається широким распространением в образованиях рифей и венда вулканоплутонических ассоциаций и калиевых гранитоидов. Кроме того, для западного склона Урала характерен дорифейский фундамент, широко распространенный под смежной частью Русской плиты, существовавшей как континентальный блок в начале рифея. Геосинклинальная структура Урала заложилась на новообразованной коре океанического типа, которой предшествует в позднем кембрии - раннем ордовике (рифтогенез) раскалывание и раздвижение блоков древнего континента. Океаническая впадина Западного Саяна, по видимому, образовалась после дробления и растяжения стабильной области в конце протерозоя. В результате на начальных этапах растяжения формируются мощные вулканогенно-осадочные толщи рифтогенной формации. В дальнейшем в эти рифтах накапливались венд-кембрийские спилитофанито-сланцевые формации, тесно связанные с гипербазитами и габброидами, а на стабильных блоках продолжалось накопление одновозрастных карбонатных толщ. Центральный Казахстан (Байконурский синклинорий, Калмыккульский синклинорий, Джарканинагайский антиклинорий) в раннем палеозое представлял собой северное продолжение Чаткало-Нарынской зоны. Подстилает нижнепалеозойские разрезы указанных структур спарангитовая формация венда (сатанская, бозингенская, курайлинская и байконурская свиты), сложенная в основном молассоидными образованиями - преимущественно тиллатоподобными конгломератами, сланцами, песчаниками, гравелитами, известняками и доломитами. По С.Б. Руженцеву и др. (1977) Калайхумб-Сауксайская зона в турнейский и визейский века представляла собой эвгеосинклинальный прогиб, возникший в результате рафтинга континентальной плиты. С юга и, по видимому, с севера он ограничивался блоками с корой континентального типа, поставлявшими терригенный, грубый обломочный материал, который наряду с лавами заполнял указанный прогиб. В результате растяжения, по видимому, обнажился и меланократовый фундамент, о чем можно судить по реликтам серпентинитового мезанга. Классическим примером рифтовых структур мексиконтинентального типа является Красное море. Заложение Красноморского рифта произошло в неоген-четвертичное время на Африкано-Аравийской древней платформе. В результате формируется рифтовая структура, центральную часть которой составляет главная впадина шириной 30-50 км. Посредине ее расположен глубоководный трог шириной 4-5 км, глубиной до 2 км, заполненный основными и ультраосновными породами. По бокам главной впадины различаются сильно приподнятые относительно узкие внутрен-

ние "плечи" или террасы обрывающиеся в внутренней части Красного моря. Далее располагаются - внешние, являющиеся переходной зоной ст рифтовой структуры к платформе. Наблюдается симметрия и ступенчатость строения рифта с последовательным погружением "плеч" от краев к центру к осевому трогу. По геофизическим данным в составе земной коры Красноморского рифта выделяются три слоя: осадочный, вулканогенно-осадочный и комплекс основания. Комплекс основания вблизи осевого трога залегает на глубине 3,4-4,4 км, а в краевых частях главной впадины - 5-7,4 км. Скорость относительного раздвижения плит составляет 1,4-1,6 см/год. Глубоководным бурением в районе шельфа Красного моря установлено, что под четвертичными отложениями залегает толща эвапоратов, подстилаяемая ниже и среднемиоценовыми мергелями, уфоконгломератами с прослоями красноватых кремнистых песчанков. Также в общих чертах строение мексиконтинентального Красноморского рифта, рассматриваемого как образец раскола и раздвижения Африканской и Аравийской литосферных плит и формирования между ними молодого океана. Итак, на основе сравнительного обзора особенностей развития ряда регионов установлено, что между платформенным состоянием и режимом геосинклинального развития происходили процессы деструкции и латеральных перемещений континентальных блоков, так что установленная хронологическая последовательность структур: платформа-рифт-геосинклиналь представляет нам как один из ведущих процессов качественного преобразования земной коры.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение геологии верхнепротерозойских и нижнепалеозойских отложений Южного и Среднего Тянь-Шаня, обобщение и анализ полученных за последние годы материалов, позволили установить ряд неизвестных раньше новых особенностей строения и состава, уточнить общие закономерности заложения и развития внутриконтинентальных предгеосинклинальных рифтовых систем. К основным выводам необходимо отнести следующие:

1. В результате литолого-стратиграфических и биостратиграфических исследований предложен новый вариант схемы стратиграфического расчленения отложений верхнего протерозоя и кембро-ордовика. В ней определена последовательность наложения осадочных и вулканогенных толщ, установлена степень полноты их разрезов, уточнен возраст рифта свит.

2. Произведена типизация разрезов и выявлены пространствен-

ные и хронологические закономерности их размещения.

3. На основе обширного геологического материала дан исторический анализ развития земной коры региона в позднем протерозое и раннем палеозое; выделены основные эпохи и этапы развития отдельных геоструктурных подразделений.

4. Обосновано и развито положение о платформенном режиме Южного Тянь-Шаня в позднем протерозое - раннем палеозое и дептогеосинклинальном - северных частей Среднего Тянь-Шаня в раннем палеозое.

5. Установлена ведущая роль в развитии региона деструктивных процессов. Выявлено, что геосинклинальным системам Южного и Среднего Тянь-Шаня предшествовала внутриконтинентальная палеорифтовая структура, раскрывшаяся соответственно в конце раннего палеозоя и позднего протерозоя. Обоснована неодновременность рифтовых процессов и их постепенная миграция с севера на юг. В результате рифтогенеза и последующего развития формируется палеоморфоструктура континент-шельф-континентальный склон и подножье - рифтовая впадина с соответствующими формациями.

6. Показано, что геотектоническая триада платформа-рифт-геосинклиналь является закономерным сочетанием и присуща многим областям земной коры (Урал, Северный Памир, Алтай-Саяны)

Практическое значение работы определяется установлением структурно-вещественных комплексов - платформенного, рифтогенного и геосинклинального ряда. Эта схема помогает понять и выявить закономерности распространения и этапности образования полезных ископаемых. В частности, становится понятной приуроченность хромитовых, никелевых, железорудных месторождений и рудопроявлений к рифтогенным структурам, а молибденовых, ванадиевых, фосфоритовых к геосинклинальным. Поскольку определен тип полезных ископаемых приурочивается к определенным тектоническим структурам и зависит от типа коры, то это помогает не только понять закономерности размещения, но и прогнозировать масштабы месторождений. Так, обнажения меланократового основания в пределах Тянь-Шаня незначительны, повидимому, поэтому эти месторождения здесь редко встречаются. На Урале выходы океанического основания составляют большие площади, соответственно металлогенетический облик в основном фемического плана. Эта особенность сыграла решающую роль и в последующем развитии металлогенетическом облике территорий.

Разработанные положения о платформенном и рифтогенном режимах

развития Южного и Среднего Тянь-Шаня учтены при составлении геотектонических и металлогенетических карт и были использованы сотрудниками ИГиГ АН УзССР, САИТУМСа, ВИМСа и ТамПИ.

#### ОПУБЛИКОВАННЫЕ РАБОТЫ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

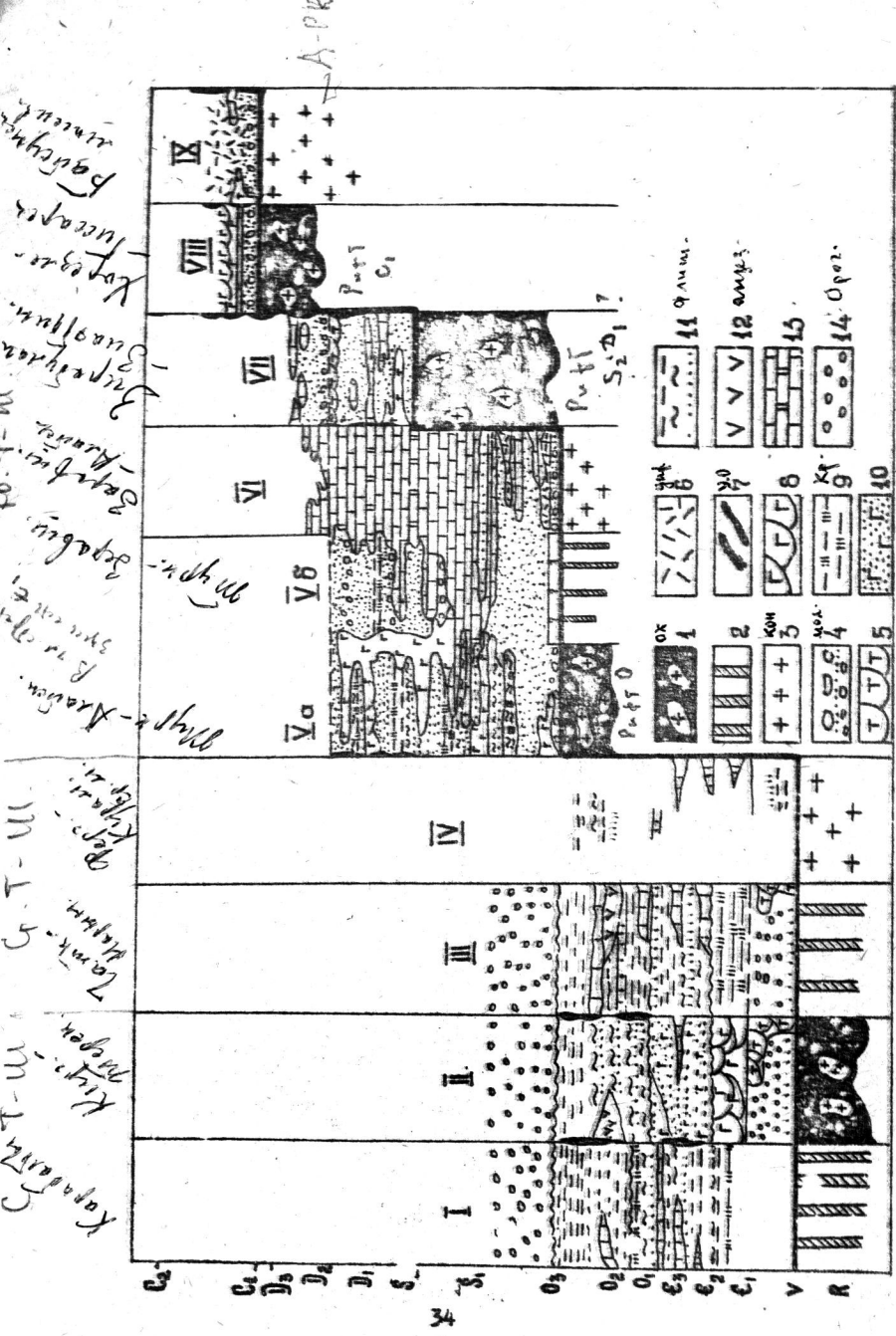
##### Монографии

1. Абдуллаев Р.Н., Халепкая О.Н. Трилобиты и граптолиты ордовика Пскемского хребта. Ташкент, изд. Фан УзССР, 1970, 104 с.
2. Ахмеджанов М.А., Абдуллаев Р.Н. и др. Докембрий Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент, изд. Фан УзССР, 1975, 170 с.
3. Ахмеджанов М.А., Абдуллаев Р.Н., Борисов О.М. Нижний палеозой Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент, изд. Фан УзССР, 1979, 150 с.
4. Ахмеджанов М.А., Баратов Р.Б., Бакиров А., Борисов О.М., Корзев В.Г., Мирходжаев И.М., Абдуллаев Р.Н. и др. Докембрий Средней Азии. Ленинград, изд. Наука, 1982, 264 с.

##### Статьи

5. Абдуллаев Р.Н. К стратиграфии нижнепалеозойских отложений Пскемского и Сандаляшского хребтов. - Узб. геол. журн., 1965, № 2, с. 50-56.
6. Абдуллаев Р.Н. Ордовикские отложения юго-западной части Пскемского хребта. - В кн. Стратиграфия Узбекской ССР. Ташкент, 1965, с. 21-23.
7. Абдуллаев Р.Н., Глейзер Л.М. Некоторые особенности строения и молибдено-ванадиевности нижнепалеозойской толщи юго-западной части Пскемского хребта (Западный Тянь-Шань). - В кн. Петрография и геохимия рудных регионов Узбекистана. Ташкент, 1966, с. 37-46.
8. Абдуллаев Р.Н. Некоторые черты истории геологического развития района Пскемского и Сандаляшского хребтов в нижнем палеозое. - В кн. Тектоника, магматизм и геохимия палеозойских формаций Узбекистана. Ташкент, 1966, с. 5-12.
9. Абдуллаев Р.Н. Новые данные о возрасте тубабергенской свиты. - ДАН УзССР, 1967, № II, с. 40-41.
10. Ахмеджанов М.А., Абдуллаев Р.Н. и др. Об ордовикских отложениях Узбекистана и прилегающих территориях. - Узб. геол. журн., 1969, № 4, с. 31-35.
11. Ахмеджанов М.А., Абдуллаев Р.Н., Базарбаев Э.Р. Трубнообразные тела "вулканигов" Центральных Кызылджуней. - Узб. геол. журн., 1969, № 5, с. 46-48.

12. Ахмеджанов М.А., Абдуллаев Р.Н., Базарбаев Э.Р., Якубов Д.Х. К стратиграфии допалеозойских и палеозойских образований Центральных Кызылкумов. - Узб.геол.журн., 1970, № 2, с.13-18.
13. Ахмеджанов М.А., Абдуллаев Р.Н. и др. Основные черты строения и развития Южного и Среднего Тянь-Шаня. - В кн. Глубинное строение земной коры Узбекистана по геолого-геофизическим исследованиям. Ташкент, 1971, с. 113-149.
14. Абдуллаев Р.Н., Борисов О.М., Поспелов А.Г. О находке ояколитов в докембрии Северного Нуратау. - Узб.геол.журн., 1972, № 1, с.111.
15. Абдуллаев Р.Н., Ахмеджанов М.А., Борисов О.М. О строении нижнекембрийской толща бассейна реки Алтыкол. - В кн. Зап.Узб. отд. ВМО. Ташкент, 1972, вып.25, с.10-12.
16. Абдуллаев Р.Н. Трилобиты верхнего ордовика Букантау. - В кн. Новые данные по фауне Узбекистана. Ташкент, 1972, с.103-126.
17. Абдуллаев Р.Н., Ахмеджанов М.А., Борисов О.М. Проблематика рифейских отложений Западного Узбекистана. - В кн. Новые данные по фауне Узбекистана. Ташкент, 1972, с.3-6.
18. Абдуллаев Р.Н., Ахмеджанов М.А., Борисов О.М. К вопросу о возрасте метаморфических толщ Кызылкумов. - Вестник ДГУ, 1972, № 8, с. 122-125.
19. Абдуллаев Р.Н., Ахмеджанов М.А. и др. О возрасте вулканогенных образований "кембрия" Мадыген-Шодымирского района. - Узб.геол.журн., 1972, № 6, с.36-39.
20. Абдуллаев Р.Н., Ахмеджанов М.А., Борисов О.М. Строение отложенной кембрия бассейна р. Арглы (Южный Тянь-Шань). - В кн. Зап. Узб.отд. ВМО. Ташкент, 1973, вып.26, с.27-31.
21. Ахмеджанов М.А., Абдуллаев Р.Н., Борисов О.М., Глейзер Л.М. Нижне-среднекембрийская ритмотолща Среднего и Южного Тянь-Шаня. - В кн. Закономерности образования и размещения эндогенных полезных ископаемых Средней Азии. Ташкент, 1974, с.79-97.
22. Абдуллаев Р.Н., Абдуллаев Э.Т., Борисов О.М., Поспелов А.Г. О возрасте кремнисто-карбонатной гряды "Тамерлановых ворот". - Узб.геол.журн., 1974, № 5, с.73-75.
23. Абдуллаев Р.Н., Борисов О.М., Базарбаев Э.Р. Новые данные об ордовицких отложениях Шахмусая (Южный Тянь-Шань). - Узб.геол.журн., 1975, № 4, с.74-75.
24. Абдуллаев Р.Н., Борисов О.М. и др. О возрасте урбубулакской свиты Моголтау. - Узб.геол.журн., 1975, № 3, с.31.
25. Абдуллаев Р.Н., Глейзер Л.М. Стратиграфия кембро-ордовиках отложений Пскемского и Сандаганского хребтов (Тянь-Шань). - В кн. Зап.Узб.отд. ВМО. Ташкент, 1976, вып.29, с.117-123.
26. Абдуллаев Р.Н., Борисов О.М., Абдуазимова З.М. и др. Кембрий Южного Тянь-Шаня. - Советская геология, 1977, № 6, с.20-31.
27. Абдуллаев Р.Н., Ахмеджанов М.А., Борисов О.М. и др. Структурно-формационное районирование раннего и позднего докембрия Среднего и Южного Тянь-Шаня. - В кн. Принципы тектонического (структурно-формационного) районирования Средней Азии. Ташкент, 1977, вып.28, с.69-74.
28. Абдуллаев Р.Н., Борисов О.М., Исмаилов Г. О возрасте вулканогенных образований горы Улугтау (Карачатк). - Узб.геол.журн., 1978, № 3, с.72-73.
29. Абдуллаев Р.Н. Условия формирования основанья Южно-Тяньшаньской герцинской геосинклинали. - Узб.геол.журн., 1978, № 6, с.8-12.
30. Абдуллаев Р.Н., Далимов Т.Н. О явлениях деструкции в фундаменте герцид Южного Тянь-Шаня. - Узб.геол.журн., 1979, № 3, с. 53-59.
31. Абдуллаев Р.Н., Аскарлов Ф.А., Борисов О.М., Покровский А.В. Схема возрастного расчленения докембрийских образований Среднего и Южного Тянь-Шаня (Западный и Южный Узбекистан). - В кн. Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Ленинград, 1979, с.186-189.
32. Абдуллаев Р.Н. О квазиplatformном характере развития Южного Тянь-Шаня в раннем палеозое. - В кн. Перерывные и молассовые формации Средней Азии и их полезные ископаемые. Ташкент, 1980, с.115-120.
33. Ахмеджанов М.А., Борисов О.М., Абдуллаев Р.Н. и др. Эволюция процессов тектоники, осадконакопления, магматизма и метаморфизма во времени и пространстве на примере Средней Азии. - В кн. Соотношение геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии. Фрунзе, 1981, с.105-114.
34. Абдуллаев Р.Н., Далимов Т.Н. Палеозойские рифтогенные структуры Тянь-Шаня. - Узб.геол.журн., 1982, № 6.



Условные обозначения к рис. "Принципиальная схема строения структурно-формационных зон Тянь-Шаня".  
 Структурно-формационные зоны (римские цифры): I - Карабалтинская; II - Киргизско-Терекская; III - Чаткало-Нарынская; IV - Фергано-Кураминский срединный массив; V а - Туркестано-Алайская; V б - Туркестано-Зарафшанская; VI - Зарафшано-Алайская; VII - Зирабулак-Зияетдинская; VIII - Хорезм-Гиссарская; IX - Байсунский массив.  
 Условные знаки (арабские цифры):  
 Типы земной коры (1-3): I - Области с океанической корой с фрагментами сиаля; 2 - Области с угоненной континентальной корой; 3 - Области с континентальной корой.  
 Формации рифтовой стадии (4-7): 4 - Молассовидная; 5 - Оливин-щелочно-базальтовая, трахбазальтовая; 6 - Метабазальт-диоритовая; 7 - Ультрамафитовая.  
 Формации геосинклинальной стадии (8-14): 8 - Афирговых толеитовых базальтов; 9 - Кремнистая; 10 - Граувакковая; 11 - Флишодная; 12 - Андезитовая; 13 - Карбонатная; 14 - Оrogenная моласса.

Абулма