

# **ГЕОЛОГИЯ СРЕДНЕЙ АЗИИ**

**ТАШКЕНТ**

**МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО  
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ РЕСПУБЛИКИ  
УЗБЕКИСТАН**

# **ГЕОЛОГИЯ СРЕДНЕЙ АЗИИ**

*(Учебник для студентов геологических  
и географических факультетов ВУЗов Республики Узбекистан)*

**ТАШКЕНТ – 2014**

УДК: 55 (575) (075)

ББК 26.3 (543)

Г-36

Г-36 Геология Средней Азии –Т.: «Fan va texnologiya»,  
2014, 272 стр.

ISBN 978-9943-4500-0-4

*Авторы:*

**Р.Н.Абдуллаев, Х.Д.Ишбаев,  
И.Н.Ганиев, А.Р.Кушаков, Х.Чиникулов.**

В учебнике «Геология Средней Азии» дана характеристика геологического строения территории Средней Азии, согласно принятой схемы тектонического районирования, на складчатые пояса, древние и молодые платформы и складчатые области. Рассмотрены закономерности их строения, геологического и геодинамического развития, а также особенности размещения в них месторождений полезных ископаемых. Проведен сравнительный анализ разновозрастных структурных элементов территории Средней Азии.

Учебник предназначен для студентов и магистров геологических и географических специальностей ВУЗов Узбекистана.

ISBN 978-9943-4500-0-4

©Изд-во «Fan va texnologiya», 2014.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Основу учебника «Геология Средней Азии» составляют лекционные курсы, читаемые авторами студентам бакалавриатуры и магистратуры геологического факультета Национального университета Узбекистана имени Мирзо Улугбека в соответствии с учебной программой, утвержденной Министерством высшего и среднего специального образования Республики Узбекистан.

Создание первого учебника «Геология Средней Азии» вызвана необходимостью ознакомления студентов со сложным геологическим и тектоническим строением различных регионов Средней Азии, различными типами осадочных, метаморфических и магматических структурно-вещественных комплексов с сопутствующими им разнообразными видами полезных ископаемых. При подготовке учебника использованы лекционные конспекты по курсам «Стратиграфия», «Палеонтология», «Литология», «Петрография», «Геотектоника», «Геология полезных ископаемых». Используются также материалы крупных обобщающих монографии, изданных в России, Узбекистане, Киргизстане и Таджикистане.

Основой для систематизации, анализа и изложения тектоно-геологических материалов послужило тектоническое районирование территории Средней Азии, проводимое с позиции историко-тектонического анализа. Обычно в качестве основных категорий тектонических структур континентов рассматриваются древние платформы и складчатые пояса. В связи с этим в учебнике излагается геолого-тектоническое строение двух древних массивов – Устюртского и Каракумо-Таджикского и двух складчатых поясов (в пределах Средней Азии) – Урало-Монгольского и Альпийско-Средиземноморского. В пределах Урало-Монгольского складчатого пояса рассматриваются Тянь-Шаньская складчатая область и северо-восточная часть Туранской плиты, а в Альпийско-Средиземноморском поясе – Памирская складчатая область, Копетдагская складчатая область и юго-западная часть Туранской плиты.

Список литературы, приведенный в учебнике, не является исчерпывающим. В нём указаны в основном крупные обобщающие монографии; во-первых, чтобы не перегружать текст много-

численными ссылками, а во-вторых, он предназначен для студентов и, специалистов, желающих познакомиться с основными первоисточниками.

В целом, основным источником геологических материалов для подготовки данного учебника послужила монография «Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан», изданная в 1998 г. А также использованы, а в некоторых случаях из-за отсутствия первичного материала заимствованы некоторые выводы и заключения из учебников «Региональная геология» Е.Е.Милановского, Н.В.Короновского, В.М.Цейслера и других авторов.

В связи с отсутствием учебников и учебных пособий по «Геологии Средней Азии», публикуемая книга может быть использована студентами бакалавриатуры и магистратуры геологических и географических факультетов ВУЗов Узбекистана.

Авторы выражают искреннюю благодарность Комитету геологии РУз, за оказанную помощь при издании данной книги; А.В.Азимовой и Н.В.Булиной за помощь в подготовке текста и рисунков.

## Глава I. ОРОГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА СТРОЕНИЯ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Первая орографическая схема территории Средней Азии была составлена немецким ученым А.Гумбольдтом в начале XIX века. Согласно его представлениям в орографии Средней Азии главная роль отводилась мифическому меридиональному хребту Болору или Белуртау и в широком развитии на этой территории действующих вулканов.

Последующие исследования Средней Азии, проведенные русскими учеными (П.П.Семенов-Тянь-Шаньский, Н.А.Северцов, А.П.Федченко, И.В.Мушкетов, Н.П.Барбот-де-Марни и др.) показали, что для среднеазиатских горных сооружений характерны линейные, параллельно расположенные системы вытянутых хребтов, а не хаотически скученные взаимно пересекающиеся друг друга, и нет действующих вулканов, как полагал А.Гумбольдт. В целом выяснилось, что общее направление горных сооружений Средней Азии, близкое к широтному, несколько дугообразно изогнутое к югу в средней части (рис.1).

Кроме того, само понятие «Средняя Азия», «Центральная Азия» были неопределенными и различные ученые вкладывали в них разное содержание. А.Гумбольдт заключил территорию Средней Азии между  $39,5^{\circ}$  и  $49,5^{\circ}$  с.ш., тем самым обозначил северную и южную границы, а западная граница определялась восточным берегом Каспийского моря, а восточная оставалась неустановленной. По представлениям Ф.Рихтгофена под Центральной Азией он понимал пространство, простирающееся от Тибета на юге до Алтая на севере, от Памира на западе до Хингана на востоке.

В настоящее время принято, что границы Средней Азии на западе ограничены Каспийским морем, на севере Южным Уралом и Тургайским прогибом, на востоке Таримской платформой, на юге с Афганистаном и Ираном.

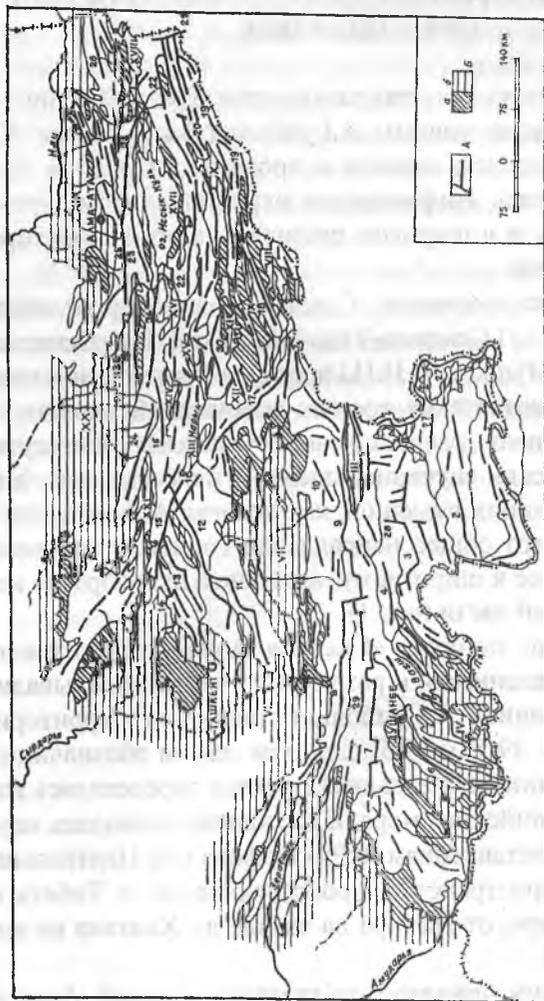


Рис. 1. Орографическая схема строения Средней Азии (Е. Я. Раннман)

Горные хребты: 1- Шахалинский; 2-Руфанский; 3-Дарвазский; 4-Петра Первого; 5-Залайский; 6-Бабага; 7-Гиссарский; 8-Гуркестанский; 9- Алайский; 10-Кичик-Алай; 11-Кураминский; 12-Чаткальский; 13-Пскемский; 14-Угамский; 15-Таласский; 16-А тойнакский; 17-Ферганский; 18-Атбаш; 19-Кокшаалтау; 20-Акшый-рак; 21-Меридиональный; 22-Терокей-Алагау; 23-Кунгей-Алагау; 24-Каргизский; 25-Зайлийский Алагау; 26-Кетмен; 27-Сарыкольский; 28-Академи Назук; 29-Зарафшанский; 30-Молдотау. Впадины: 1-Рангульская; 2-Каракульская; 3-Алайская; 4-Таджикская; 5-Каршинская; 6-В-Ташкентско-Голдностепская; 7-Ферганская; 8-Атбашинская; 9-Верхнеарынская; 10-Нарынская; 11-Тогуз-Тороуская; 12-Токтогульская; 13-Сусамырская; 14-Джумтольская; 15-Кочкорская; 16-Исыккульская; 17-Илийская; 18-Гуйская; 19-Таласская; 20-Илийская; 21-Гуйская; 22-Таласская.

По характеру рельефа территория Средней Азии отчетливо разделяется на две части – западную, в которой преобладают равнинные пространства Устюрта, Мангышлака и Туранской низменности и восточную, занятую мощными сооружениями Тянь-Шаня и Памира. Характерной особенностью западной части являются плоские, слаборасчлененные равнины, расположенные главным образом, в пределах абсолютных отметок 150-200 м. Туранская низменность включает пески Кызылкумы и Каракумы. Граница между ними проходит по р.Амударья. В пределах Кызылкумов выделяются палеозойские возвышенности – Тамдытау, Букантау, Султануиздаг, Ауминзатау, Аристантау, Каратау, Кульджуктау. Возвышенности имеют форму гряд, вытянутых в направлении близком к широтному. Каракумы на юго-западе ограничены хребтами Малый Балхан и Копетдаг. Основная часть территории Каракумов занята грядовыми и барханными песками.

Восточная часть состоит из горных систем Тянь-Шаня и Памира. Горные цепи Средней Азии имеют широтное простирание. На севере Тянь-Шаня располагается Заилийский Алатау, образующий широкую дугу с выпуклостью, обращенной к югу. Южнее располагается Кунгей-Алатау, а еще южнее находится высокогорная Иссык-Кульская впадина – одна из крупнейших межгорных впадин в системе Тянь-Шаня и вторая по размерам после Ферганской впадины. С востока на запад она протягивается примерно на 200 км, а ширина в центральной части превышает 60 км. Самая низкая отметка дна Иссык-Кульской впадины (дно оз.Иссык-Куль) – 907 м абсолютной высоты. Разница высот между дном озера и обрамляющими впадину хребтами равняется 3900-4400 м.

С юга Иссык-Кульскую впадину обрамляет Терской Алатау. Этот хребет начинается от Хан-Тенгри, самого высокого массива системы Тянь-Шаня, и протягивается в широтном направлении примерно на 350 км, образуя дугу очень большого радиуса, обращенного выпуклостью к югу. Абсолютные высоты Терской Алатау не опускаются ниже 4000 м, а самая высокая вершина достигает 5280 м.

У подножия южного склона Терской Алатау проходит северная граница обширных высоких равнин «сырты», «Сырт» – это днище высоко приподнятой долины. «Сырты» или «сыртовые

долины» представляют собой широкие и плоские долины, протянувшиеся между хребтами, так называемого Внутреннего Тянь-Шаня. Под последним понимается обширный треугольник, заключенный между хребтами: Терской Алатау, Киргизский Алатау на севере; Ферганским хребтом на юго-западе; Кокшаалтау и Торугарттау на юго-востоке. Днища «сыртовых» долин располагаются на значительных высотах, превышающих в районе массива Хан-Тенгри 4000 м. Наибольшие высоты достигают хребты, расположенные в восточной и южной частях Внутреннего Тянь-Шаня – Иньльчектау (5697), Сарыджаз (4799), Акжийрак (6108), Джетым (4931), Борколдой (5049), Атбаши (4786).

Киргизский хребет отделен от Кунгей-Алатау глубоким и узким Боамским ущельем, по которому протекает р.Чу. Далее Таласский Алатау является водоразделом бассейнов рек Талас и Чаткал. В западной части Таласского хребта, в юго-западном направлении отходят Угамский, Пскемский, Сандалашский и Чаткальский хребты. Чаткальский хребет со своим юго-западным отрогом – Кураминским хребтом образуют северо-западное обрамление Ферганской впадины. Перечисленные хребты сильно расчленены узкими глубокими долинами многочисленных саев и рек, формирующих бассейны рр.Чирчик и Ангрэн крупных правых притоков р.Сырдарья. Равнинные низовья этих рек, сливаясь с аллювиальной долиной р.Сырдарья образуют Дальверзинскую степь и Приташкентский регион, который является переходным от области горных сооружений к области низменных равнин.

Ферганский хребет ограничивает с северо-востока Ферганскую долину и под прямым углом примыкает к Чаткальскому хребту. Ферганский хребет отделяет Ферганскую долину от районов «сыртов» Внутреннего Тянь-Шаня.

Ферганский хребет прорезается р.Нарын на две части: северо-западную, именуемую Атойнакским хребтом, и северо-восточную – собственно, Ферганским хребтом. Ферганская долина представляет собой крупную межгорную впадину в системе Тянь-Шаня. Южным обрамлением Ферганской долины являются хребты Алайский и Туркестанский. Ферганская впадина вытянута в широтном направлении, более чем на 300 км, наибольшая ширина дна впадины несколько превышает 100 км. По своей форме впадина напоминает чашу с плоским дном с небольшим уклоном

понижающаяся с востока на запад. Нижнюю часть склона, окаймляющая впадину называют адырами. Они образуют несколько ступеней высотой 100-400 м, которые поднимаются до абсолютной высоты 1000-1500 м.

Алайский и Туркестанский хребты тянутся в широтном направлении, средняя высота превышает 5000 м, отдельные вершины достигают 6000 м. Далее к югу в широтном направлении протягиваются Алайская долина, ограниченная с юга Заалайским хребтом. Длина долины 120 км, ширина 6-8 км. Плоское дно располагается на отметке равной 3000 м.

Продолжением Алайского хребта на западе является Туркестанский хребет. Граница между хребтами условно установлена в районе перевала Матча (3901). Крайняя западная часть хребта продольной долиной р.Санзар делится на две ветви – южную (горы Чумкуртау) и северную (горы Мальгузар). Общая длина Алайского и Туркестанского хребтов достигает примерно 650 км.

Продолжением Туркестанского хребта на запад, северо-запад являются невысокие Нуратинские горы, состоящие из двух параллельных горных гряд. Северная гряда или Северный Нуратау (вершина Заргар-2169) отделен от гор Мальгузар узким ущельем, известным под названием «Ворота Тамерлана». Южная гряда или Южный Нуратау, состоит из нескольких невысоких коротких хребтов. Наиболее крупными хребтами этих гор являются Актау и Каратау. Южнее Туркестанского хребта, параллельно ему протягивается узкая долина р.Зарафшан и далее Зарафшанский хребет. Еще южнее расположен Гиссарский хребет. От южного склона Гиссарского хребта отходит гряда именуемая Байсунским хребтом (юго-западные отроги Гиссарского хребта). Таджикская депрессия включает территорию с многочисленными низкими хребтами, ограниченными на западе Гиссарским, на севере Каратегинским и на востоке Дарвазским хребтом. Они образованы веерообразно расходящимися с северо-востока хребтами: Бабайтагским, Актауским, Каратегинским, Вахшским. Между этими хребтами находятся широкие и плоские долины рек Сурхандарья, Вахша и др.

Памир по характеру рельефа делится на две области: Восточный или Луговой Памир, и Западный или Горный Бадахшан. Абсолютные отметки в Восточном Бадахшане достигают до

6200-6900 м. В северной части Бадахшана расположен меридиональный хребет Академии наук. К западу от него хребет Петра Первого, Дарвазский и Ванчский. К югу от Ванчского располагаются Язгулемский, Рушанский, Шугнанский, Вахшский. Заалайский хребет образует северную границу Памира.

Копетдаг составляет южное обрамление равнин Средней Азии. Копетдаг расположен в пределах Туркмении, протягивается в западно-северо-западном направлении, более чем на 500 км.

Таким образом, в пределах Средней Азии выделяется равнинная и горная области. В тектоническом плане равнинная часть Средней Азии относится к Туранской плите, а горная – к орогену, возникшему в неоген-четвертичное время.

## Глава II. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ

Первые знания о полезных для человека горных породах относятся к глубокой древности, когда в палеолите были использованы камень, как орудие труда и охоты. В дальнейшем человек использует «камень», как строительный материал для постройки жилищ, изготовление керамической посуды, красок и т.д.

Следующим важным шагом явилось начало добывания и использования металлов. В эпоху энеолита и бронзы (III-I тыс. до н.э.) стали осваиваться металлические полезные ископаемые – олово в Карнабе, медь в Кызылкумах, золото в бассейне р. Чирчик, железо в Кураминских горах, Фергане, Кугитанге. Остатки средневековых рудников сохранились во многих современных горнопромышленных районах Средней Азии (Чаткало-Кураминский регион, Кызылкумы, Устюрт).

Наиболее важные представления о строении Земли, ее шарообразности, размерах, геологических процессах, минералах и рудах высказал более 1000 лет тому назад Абу Райхан Беруни. В его трудах отражены: 1 - идеи актуализма; 2 – палеогеографический подход к объяснению современного ландшафта с использованием палеонтологического обоснования; 3 – один из важнейших законов осадкообразования – соответствия величины обломков скорости осадкообразующего потока, который впоследствии получил название «закона Беруни»; 4 – свод знаний о минералах; 5 – альпийский подвижный пояс.

Большой вклад в геологию внес также Абу Али Ибн-Сина (Авиценна). В своих работах он рассматривал вопросы формирования гор, образование минералов, горных пород, длительность проявления процессов внешних и внутренних.

Начиная с XVI века Россия начала проявлять интерес к природным минеральным богатствам Средней Азии. Все имеющиеся к тому времени геологические данные о Средней Азии были сведены в «Книге Большого чертежа» с описанием карты всего Московского государства и прилегающих стран. Несмотря на раз-

розненность и скудность геологического и археологического материала можно сделать вывод, что на территории Средней Азии геологическая наука имела глубокие корни, а обилие разнообразных месторождений и их использование свидетельствует о высокой культуре горного дела, минералогии и рудознания.

В начале XIX века геоморфологические и геологические исследования на территории Средней Азии проводят крупнейшие немецкие геологи того времени А.Гумбольдт, К.Риттер и Ф.Рихтгофен. А.Гумбольдт в своей монографии «Центральная Азия», опубликованной в 1847 г. составил первую гипсометрическую карту горных цепей Средней Азии и выделил два главных направления их простирания широтное и меридиональное. К широтному были отнесены горные сооружения Алтая, Тянь-Шаня и Гималаев, а к меридиональному Урал, Кузнецкие горы и Болор. Кроме того, в монографии отмечается наличие современного вулканизма на данной территории. В работах К.Риттера «Землеведение Азии» (1837) и Ф.Рихтгофена «Китай» (1875) приводятся данные о золотых и серебряных рудах в хр.Шейхджеили, о золоторудном песке в Бухаре и Букантау.

Во второй половине XIX века начали свою работу экспедиции Русского географического общества, возглавляемые П.П.Семеновым, Н.А.Северцовым, И.В.Мушкетовым и др. В результате этих работ было выяснено отсутствие в настоящее время вулканов в Тянь-Шане, в схеме орографического строения было установлено в основном широтное простирание «систем Тянь-Шаня», протягивающейся как часть единой горной страны от Аравии до водораздела между Анадырью и Колымой.

Большой вклад в изучение геологического и тектонического строения Средней Азии внес И.В.Мушкетов. Он первый составил оротектоническую схему районирования, выделив семь дуг, объединенных в три группы – Северную (Тарбагатайскую), Среднюю (Тянь-Шаньскую) и Южную (Памиро-Алайскую). В последующие годы эта схема явилась основой для создания первой тектонической схемы районирования Средней Азии.

И.В.Мушкетов совместно с Г.Д.Романовским на рубеже XIX и XX веков издали два варианта геологической карты Туркестанского края в масштабе 30 верст в дюйме с подробным описанием кристаллических, метаморфических и осадочных пород Турке-

стана, их возрастные подразделения с описанием фауны и флоры и полезных ископаемых.

Огромный интерес к геологии Туркестана проявляет крупнейший геолог мира Э.Зюсс. В своей работе «Лик Земли» он проанализировал все предположения о связи Урала с Тянь-Шанем и Устюрт, как «срединная масса». Не менее известный ученый К.Лейкс в своей монографии «Центральная Азия» дал анализ геологического строения всей Азии с позиции учения о геосинклиналях. В работе он показал картину разрастания активной докембрийской Ангарской страны за счет присоединения горных складчатых цепей и сокращения Срединного моря, отделяющего ее от Гондваны. Таким образом, на этом этапе были заложены основы многих научных направлений.

Исследования носили в целом общегеологический характер и охватывали сведения от тектоники, палеонтологии до полезных ископаемых. Начало планомерного геологического изучения Средней Азии было также положено образованиям в 20-30 годы основных научных и производственных организаций. Таких как Среднеазиатского отделения геологического комитета (1926), Комитета наук (1932), Института геологии (1938), Среднеазиатского университета (1920), а также проведение в Ташкенте III Всесоюзного съезда геологов (1928), 17 сессии Международного Геологического Комитета в Москве (1937). Все это послужило большим толчком в изучении территории Средней Азии. Результаты этих исследований отражены в монографиях и статьях И.В.Мушкетова, Д.В.Наливкина, Д.И.Мушкетова, В.И.Попова и многих других, а также в изданных геологических картах центральной и южной части Средней Азии масштаба 1:750000 под редакцией А.П.Марковского и трехтомник по геологии Узбекской ССР (1937-1939).

В опубликованных работах разрабатывались проблемы районирования Средней Азии, связи Тянь-Шаня с Уралом и Донбасом. Развитие земной коры представлялось в основном в виде смены океанической стадии континентальной посредством трех орогений с перемещением процессов с севера на юг для палеозой и в обратном направлении для альпид. В целом, все эти построения базировались на идеях геосинклинальной гипотезы.

Большое значение для познания геологического строения Средней Азии имели труды всемирно известных зарубежных ученых: Г.Штилле (1928), К.Лейкса (1936), Э.Аргана (1922), С.Н.Бубнова (1935), Л.Кобера (1933, 1942) и др. Одной из злободневных проблем в этот период была задача выявления месторождений полезных ископаемых. Установлена перспективность Узбекистана и Средней Азии на полиметаллы, золото, ртуть, сурьму, молибден, вольфрам и др. Выявлена перспективность Кызылкумов на ряд полезных ископаемых, установлены концентрации рудного золота в Алмалыке и Нуратау, разведываются Кальмакырское медно-молибденовое месторождение, Кургашинское свинцово-цинковое, Койташское вольфрамовое, открыты Устасарайское и Бурчмуллинское мышьяково-висмутовое, Лашкерекское свинцово-серебряное месторождения. В это время появилась, крупная сводка Б.Н.Наследова по металлогении Карамазара. Публиковались теоретические статьи академика А.С.Уклонского о парагенезисе серы и нефти, что помогло установить широкое распространение серных залежей на территории Средней Азии. Установлены районы угленосные, фосфоритоносные, соленосные с выявленными месторождениями селитры, алунита, асбеста, графита, гипса, радиоактивных элементов, угля, соли.

В 40-50 годы началось планомерное изучение стратиграфии фанерозойских отложений. Итоги этих исследований были подведены в Ташкенте в 1958 г., принятием унифицированной стратиграфической схемы для Средней Азии. Составлена унифицированная схема для силура Средней Азии (О.Н.Халецкая), шкала для нижнего карбона (О.И.Сергунькова), схемы по среднему карбону (М.Н.Соловьева), верхнему карбону и перми (Ф.Р.Бенш), триасовой и юрской систем (Т.А.Сикстель, Ю.М.Кузичкина), меловых отложений (Р.Ю.Музафарова). О.С.Вяловым разработана и проведено сопоставление палеогеновых отложений Средней Азии, Крыма и Кавказа, а М.Н.Граммом составлена корреляционная схема палеогеновых отложений Узбекистана, Туркмении и всей Средней Азии.

В целом в эти годы Тянь-Шань и Средняя Азия становятся важнейшим объектом исследований многих научных институтов. Накопленный объем геологического материала становится на-

дежной базой поисков ряда полезных ископаемых – вольфрама, флюорита, мышьяка, графита, угля, нефти, газа.

Появились сводки по угленосным отложениям (П.А.Шехтман, О.Д.Русанова, Г.С.Чикрызов, Ю.В.Станкевич, Т.А.Сикстель и др.), проводилась разведка Ангренского бурогоугольного месторождения, выявлен Южно-Узбекистанский угленосный бассейн, составлена углепромышленная карта Средней Азии, карта прогноза угленосности.

Большую организационную роль в изучении геологического строения и ее богатств сыграла созданная в разгар войны Академия наук Узбекистана. Ее первыми академиками и членами-корреспондентами стали видные исследователи геологии Средней Азии: А.С.Уклонский, Х.М.Абдуллаев, А.В.Королев.

С этого времени начинается активная научно-исследовательская и научно-организационная деятельность основателя петрометаллогенической школы Средней Азии Х.М.Абдуллаева. Под его руководством интенсивно развиваются петрографические, металлогенические исследования (И.М.Исамухамедов, И.Х.Хамрабаев, Х.Н.Баймухамедов, Т.М.Воронич, И.М.Мирходжаев, Ф.Ш.Раджабов и др.). Х.М.Абдуллаеву совместно со своими соратниками и учениками выявлена специфика оруденения Средней Азии, как крупной скарново-рудной провинции, ведущая роль ассимиляции вмещающих пород, генетическая связь оруденения с интрузивами, черты сходства и отличия металлогении Тянь-Шаня и Урала, разработаны теоретические основы построения среднемасштабных металлогенических карт. По существу этот период развития геологии в Средней Азии и в ряде других регионов (Кавказ, Казахстан, Дальний Восток) проходит при ведущей роли исследований Х.М.Абдуллаева и его учеников, о чем свидетельствуют результаты оживленных дискуссий в Ташкенте (1958), Алма-Ата (1959), Киеве (1960), Москве и Ленинграде. К этому периоду относится и формирование школы литологов в Среднеазиатском Государственном университете во главе с В.И.Поповым, который разрабатывает основы ядерной гипотезы развития земной коры Средней Азии, учения о формациях, рассматривает вопросы фациально-палеогеографического картирования, ритмостратиграфии. Публикуется двухтомная сводка по литологии кайнозойских моласс, составляются прогнозные карты

рудноносности осадочных формаций. Н.П.Петровым обосновываются огромные запасы каменной и калийной соли типа Соликамских месторождений и возможность создания на их базе производства калийных удобрений.

Следует отметить, что Ташкент в это время стал одним из крупнейших центров геологических исследований.

Научные и производственные успехи и открытие ряда крупных и уникальных месторождений привели к необходимости коренной перестройки всей системы геологической службы, к созданию Главгеологии Узбекистана (позднее Министерство геологии), трех новых научно-исследовательских институтов, в том числе Среднеазиатского института геологии и минерального сырья (САИГИМС, ныне ИМР), Институт геологии и разведки нефтяных и газовых месторождений (ИГИРНИГМ), Гидрогеологии и инженерной геологии (ГИДРОИНГЕО).

В 60-70-е годы усиливаются стратиграфо-палеонтологические исследования, изучаются палеонтологические остатки палеозоя и мезозоя, составляются унифицированные стратиграфические схемы для всех систем фанерозоя. Особо показательным является широкое развитие государственной геологической съемки различного масштаба, охвативших практически всю территорию Средней Азии, так и ряд горнорудных узлов. Созданные государственные, тематические и отраслевые геологические карты сконцентрировали в себе основную научную информацию о строении недр. На их основе появляются первые схемы тектонического районирования палеозоя Средней Азии, составленные М.А.Ахмеджановым, О.М.Борисовым, А.К.Бухариным, В.Г.Гарьковцом и др. и мезозоя выполненные О.А.Рыжковым, Ш.Д.Давлятовым, А.Г.Бабаевым и др.

В эти же годы И.Х.Хамрабаев с коллегами опубликовал двухтомную монографию «Петрография Узбекистана», созданы первые схемы возрастной корреляции магматических формаций. Успешно развивалось петрометаллогеническое направление. Создавались основы составления металлогенических и прогнозных карт, издаются монографии по металлогении райнов, послужившие базой для создания к концу 70-х годов XX столетия карт и схем нового поколения.

Опубликованы первые монографии по эндогенным рудным формациям, под редакцией А.А.Малахова. И.Х.Хамрабаевым в эти годы разрабатываются петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов, вопросы связи магматизма и металлогении с глубинным строением земной коры. В эти же годы В.Г.Гарьковцом успешно разрабатывались вопросы связи Тянь-Шаня с Уралом, развития «Магнетитового пояса», заложенного по периферии Южного Тянь-Шаня с выделением зон, перспективных на медно-колчеданное и железное оруденение соколовско-сарбайского типа. Составлена карта полезных ископаемых восточной части Средней Азии масштаба 1:500000.

Большое внимание было уделено изучению метаморфических и метасоматических пород (Р.А.Мусин, А.В.Покровский, В.А.Хохлов). Разрабатывались схемы метаморфической зональности и эволюции метаморфизма Южного Узбекистана, концепция метаморфических циклов, отражающая закономерные связи и последовательность процессов метаморфизма, магматизма и рудообразования в тектоно-магматическом развитии геосинклинально-складчатых зон и поясов. Развиваются представления о метаморфогенном рудообразовании. Особое внимание уделяется вулканогенным формациям. Первая сводка по вулканогенным образованиям вышла в 1971 г., в которой было показано, что Срединный и Южный Тянь-Шань принадлежат к числу своеобразных вулканических провинций (Т.Н.Далимов, В.А.Арапов, А.А.Кустарникова).

На основе обобщения и анализа результатов разведки месторождений цветных, благородных и редких металлов возникло и получило широкое развитие направление по исследованию структур рудных полей (А.В.Королев, П.А.Шехтман, В.А.Королев, Х.А.Акбаров, В.П.Федорчук, Ю.С.Шихин, Р.Р.Исанов, Б.А.Исаходжаев, М.У.Умарходжаев и др.), которые внесли большой вклад в практику прогнозирования, поисков и оценки объектов во многих районах. Большим достижением явилось издание четырехтомной монографии «Минералы Узбекистана» (1975-1977), в которой приведена характеристика 562 минералов и 125 их разновидностей. Литологами составлены макеты минерагенических карт соленосных, красноцветных, целестиноносных формаций, бентонитовых глин, кварцевых песчаников, кор выветри-

вания (Н.П.Петров, М.З.Закиров, М.Э.Эгамбердыев, И.В.Рубанов и др.).

Изучение фосфоритов (В.Я.Ильяшенко, В.И.Попов, Б.А.Касков, Н.Ибайдуллаев, И.Д.Капустянский, В.Ю.Запрометов и др.) показало возможность открытия месторождений «африканского типа». Фосфоритоносность установлена, в породах почти всех систем, начиная с венда по палеоген, но главное значение придается формациям сеноманских, сенонских и палеогеновых отложений.

Рассмотрены перспективы бокситоносных формаций Средней Азии. Намечены три группы бокситонаправлений (А.П.Коннов), связанных с корой выветривания (А.И.Пак, А.А.Колдаев) с покровными формациями верхнего триаса-нижней юры, нижнего мела и с карбонатными геосинклинальными формациями среднего карбона. Установлен единый пояс от Южной Ферганы до Центральных Кызылкумов, протяженностью около 1000 км, выявлено сходство с аналогичными образованиями Урала и Салаира.

В начале 70-х годов геосинклинальная гипотеза верно послужившая геологии в течении почти 100 лет, сменилась гипотезой тектоники литосферных плит. Это привело к пересмотру многих устоявшихся положений геологической науки. В эти годы опубликованы ряд монографий, по-новому освещающих историю геологического и геодинамического развития Средней Азии. Составлены ряд геодинамических моделей развития в домезозойское время (В.С.Буртман, Р.Н.Абдуллаев, Т.Н.Далимов, П.А.Мухин, Ш.Ш.Сабдюшев, Р.Р.Усманов, А.К.Бухарин и др. Для детального расчленения «немых» сложнопостроенных толщ привлечены новые группы организмов (хитинозои, конодонты и др.). Проведена выездная XXVIII сессия Всесоюзного палеонтологического общества (1982) и экскурсия XXVII сессии МГК по среднему палеозою Южного Тянь-Шаня. Создан первый в стране Китабский Государственный геологический заповедник палеонтологии и стратиграфии. На его разрезах по палеонтологическим материалам впервые для территории Евразии установлен эталон ярусной границы Международной стратиграфической шкалы – нижней границы эмского яруса, принятый подкомиссией по стратиграфии девона на XXVIII сессии МГК (Вашингтон, 1989).

### Глава III. МАГМАТИЗМ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Средняя Азия представляет собой одну из уникальных магматических провинций Евразийского континента. Для него свойственно разнообразие составов магматических пород, длительность их проявления (от докембрия до мезо-кайнозоя включительно), тесная генетическая связь с оруденением, наличие всех возможных форм проявления магматитов (вулканические, вулканоплутонические и плутонические формации). Все это вместе взятое обусловило глубокий и неослабевающий интерес исследователей к этому региону в течении последних 70-80 лет. Попытки обобщить, синтезировать этот разнообразный, порою весьма противоречивый материал по магматизму этого региона предпринимались неоднократно. Итоги и результаты этих исследований изложены в работах ряда отечественных и зарубежных исследователей (Х.М.Абдуллаев, В.И.Попов, И.Х.Хамрабаев, И.М.Исамухамедов, Н.Н.Васильковский, А.В.Пейве, В.С.Буртман, Г.И.Макарычев, В.А.Арапов, З.А.Юдалевич, А.В.Покровский, В.А.Хохлов, Е.Н.Горецкая, А.Б.Бакиров, Р.Б.Баратов, Ю.С.Биске, М.Д.Гесь, Е.В.Христов, Ю.А.Костцын, В.В.Ярмолюк, Т.Н.Далимов, И.Н.Ганиев, А.М.Мусаев, Р.Д.Дженчураева и многие другие).

За последние 10-15 лет в магматической геологии Западного Тянь-Шаня выявилось много фактов, которые требуют осмысления. Во-первых, выявлен целый ряд новых, доселе неизвестных комплексов (лампроиты Карашохо, чагатайский комплекс карбонатитов, трубки взрыва мончикитов и камптонитов, дайки щелочных базальтоидов, ангрен-джигиристанский комплекс, блок серпентинитов в Чаткале и др.). Во-вторых, геологически и палеонтологически обоснован возраст ряда офиолитовых ассоциаций, в первую очередь, Южной Ферганы (Куренков, Аристов, 1995), что позволяет вполне обоснованно судить о времени заложения и стадиях формирования ряда палеоокеанических бассейнов. В-третьих, было выявлено, что магматические процессы пе-

реходят в мезозой (джигиристанский комплекс трахидолеритов, камптомончикиты Алтынтюпкана и др.).

## ДОКЕМБРИЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Докембрийский магматизм в структурах Тянь-Шаня проявлен 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.Борисова, И.М.Мирходжиева, В.А.Хохлова, В.Е.Головина, В.И.Буданова, А.В.Покровского, В.Г.Королева, Р.А.Максумовой и других исследователей. 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.

### Поздний архей-ранний протерозой (AR<sub>3</sub>-PR<sub>1</sub>)

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

Общая схема корреляции архей-раннепротерозойских магматических формаций приведена в таблице 1 (см. приложение).

**Метабазальтовая формация.** Общая площадь формации составляет 300 км<sup>2</sup> Байсунского, Муюнкусского и Наратского микроконтинентов.

В Северном Тянь-Шане к ней отнесены глубокометаморфизованные породы актюзской 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).

Условно к этой же формации относятся породы **куперлисейской свиты** юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Возраст ее спорен. Ю.В.Жуков и Р.М.Израилева (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, рав-

ного  $2550 \pm 250$  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 силы, площадь которых колеблется от сотен кв.метров до 15 кв.км, в среднем 1,5 кв.км.

**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 биотит-амфиболовые сланцы свиты куйлю в Сарыджазском районе. Общая площадь пород относимых к данной формации в Среднем Тянь-Шане составляет 250-300 км<sup>2</sup>.

**В Южном Тянь-Шане** данная формация сейчас проблематична. Исключением могут явиться породы фундамента Байсунского микроконтинента. И.М.Мирходжиев, В.А.Хохлов и В.Е.Головин (1982) в юго-западных отрогах Гиссара в состав данной формации относят согласные пластовые залежи метабазитов мощностью от 0,5-3 до 50 м, которые имеют секущие контакты с вмещающими породами. Для территории юго-западных отрогов Гиссара отсутствуют надежные возрастные данные, подтверждающие их архейско-раннепротерозойский возраст. И.М.Мирходжиев, В.А.Хохлов (1977) приводят 4 цифры в 1239 млн.лет (К-Аг метод) для пород шатутской свиты (р.Айялгар).

Одним из относительно исследованных примеров метабазальтовой формации Средней Азии является **хорогский комплекс Южного Памира**, изученный К.Т.Будановой и В.И.Будановым (1982). По данным этих исследователей породы, рассматриваемого комплекса, имеют мощность около 1,5-2 км, из которых  $\frac{3}{4}$  заняты метамагматическими образованиями, а  $\frac{1}{4}$  карбонатными и осадочными породами.

Возраст, рассматриваемых пород колеблется в пределах 2,5-3 млрд.лет (U-Pb изохронны). Магматические образования по В.И.Буданову представлены лерцолитами, вебстеритами и ортопироксенитами. Полностью метаморфизованные разности пород данного комплекса представлены друзитами, эклогитизированными гипербазитами.

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

**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 км<sup>2</sup> (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. Сейчас установлено, что совместно с породами метабазальтовой формации альпинотипные гипербазиты составляют офиолитовую ассоциацию, отдельные члены которой расчленены, встречаются в составе различных (разновидностных) покровов.

**В Заилийском и Тасакеминском хребтах Северного Тянь-Шаня** к ним относятся тела серпентинитов, встречающихся внутри пород актюзской, куперлисайской, тегирматинской свит (туктугурский комплекс PR<sub>1</sub>?). 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). По данным М.Д.Геся, Р.М.Израиловой (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 разностями.

**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.Луиком. 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.

Докембрийский возраст серпентинитов рассматриваемого региона в настоящее время обосновывается перекрытием их базальными слоями джетымтауской свиты венда (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 семизсайской свиты. 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 Хан-Тенгри (на востоке) до Султануиздага (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. Полученная U-Pb дата из цирконов тескудукского комплекса равна 438 млн.лет, что указывает на их силурийский возраст. По данным Ю.С.Аристова и А.Куренкова (2002, 2003) возраст офиолитовой ассоциации Южной Ферганы соответствует O<sub>2-3</sub> и S. Сейчас ясно лишь одно, что серпентиниты не могут иметь позднепалеозойский возраст, так как их галька установлена в базальных слоях среднекарбоновой молассы. Видимо, к заведомо докембрийским можно отнести линзы (10-70 м в длину) и линзообразные тела серпентинитов, залегающих в докембрийской (PR<sub>1</sub>?) гнейсо-сланцевой толще хр.Байсунтау. Возможно, к этой группе относятся серпентинизированные пироксениты, габбро-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.

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

В целом, анализ материалов по офиолитовым ассоциациям Западного Тянь-Шаня склоняет нас к мнению о том, что они имеют раннепалеозойский возраст, на чем настаивал А.К.Бухарин.

**Гранитоидный плутонизм** в докембрии Тянь-Шаня широко распространен и, на наш взгляд, лучше исследован, о чем свидетельствуют работы И.М.Мирходжиева, В.А.Хохлова, А.В.Покровского, А.Бакирова, В.И.Буданова, В.В.Киселева. По данным этих исследователей давно предполагалось многократность актов гранитообразования. Систематизация геохронологических и геологических данных подтвердила эти представления. Общая характеристика эпох гранитообразования опубликована нами (1992). Здесь же отметим, что в целом для докембрийского этапа вырисовывается 6 эпох (таблица 2).

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 гранитоидные формации докембрия рассматриваются только, как ведущие формации.

**Мигматит-гранито-гнейсовая формация.** В Северном Тянь-Шане к ней относятся долпранский, кашкадзольский 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 циркона, свойственный интрузивным образованиям.

Таблица 2

**Периодизация эпох гранитообразования Тянь-Шаня в докембрии (Далимов, 1991, 2009)**

Эпоха гранитообразования	Возраст (метод определения)	Краткая характеристика, районы распространения
I	2,5-2,6 млрд.лет	Появление первых гранитных лейкосом, связанных с метаморфизмом гранулитовой фации: (актюзская свита Сев.Тянь-Шаня)
II	1,9-2,1 млрд.лет	Мигматит-гранитный, часто автохтонный плутонизм. Гнейс-гранитные купола. (Гаримская платформа: Сев.Тянь-Шань: возможно Байсунская зона юго-зап.отроги Гиссарского хр.)
III	1,4-1,3 млрд.лет	Автохтонный, паравтохтонный гранитный плутонизм. Гранито-гнейсовые купола. Первые признаки «слабого» кислого вулканизма Муюнкумо-Наратская, Байсунская зоны
IV	1,1-1,0 млрд.лет	Аллохтонный, паравтохтонный гранитный плутонизм. Образование серий гранитоидов, небольших ареалов гранитообразования (Присонкулье, Гармский блок, Байсунская зоны)
V	0,830-0,850 млрд.лет	Гранитный плутонизм. Формирование многофазных тел (Чаткальский хр., Северный Тянь-Шань). Мощный кислый вулканизм (св.Большого Нарына).
VI	0650-0,700 млрд.лет	Кислый вулканизм. Местами контрастный вулканизм и угнетенный гранитный плутонизм. Формирование вулканоплутонических ассоциаций (?)

Нижняя возрастная граница пород комплекса определяется тем, что они рвут куперлисайскую свиту, а верхняя фиксируется на основании того, что они прорваны условно рифейскими гранодиоритами. 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 Оттукским (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 PR<sub>1</sub> и перекрыты рифейской свитой Большого Нарына.

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 свиты). Цифры абсолютного возраста варьируют в пределах 824-915 млн.лет К-Ar метод), что соответствует позднему рифею.

На территории современного Южного Тянь-Шаня к древним гранитоидам этой формации могут быть отнесены мигматиты и гранито-гнейсы дарбазатауского комплекса в Восточном Султануиздаге (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, слагая 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  $\alpha$ -свинцовый метод), объединенных в гнейсо-гранитовый комплекс. 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 (К-Аг; В.А.Хохлов). 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-гнейс-гранитовой формации известны как гранитоиды курговатского и зорбурлюкского типов. По В.И.Буданову (1982) продукты первого из них приурочены к боршитской серии и слагают довольно крупный Курговатский массив площадью около 44 кв.км, размещающийся в сводовой части Курговатской антиклинали. Форма массива антиклиналь-плутон. Другие более мелкие тела (до 10 км<sup>2</sup>) установлены в районе ледников Федченко, Сурайшо, Гарм. Возраст гранитоидов курговатского типа определяется по тесной структурной и вещественной связи с кристаллическими сланцами и гнейсами раннепротерозойской боршитской серии. По В.И.Буданову гранитоиды курговатского типа – это гнейсовидные реже массивные породы с гранобластовыми, пойкилито-бластовыми структурами.

**Чарнокитовая формация** встречается в Средней Азии 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 каплеобразные тела площадью около 8 кв.км и приурочены к хорогскому ортокомплексу.

### **Рифей-вендский магматизм**

Продукты позднедокембрийского магматизма в Тянь-Шане гораздо более широко распространены, хотя их возрастная датировка, особенности состава, условий образования остаются недостаточно исследованными. Основными ареалами развития рифейских и вендских магматических образований в Средней Азии являются Северный Тянь-Шань (Киргизский, Терскейский хр. и

др.). В Южном Тянь-Шане рифей-вендские 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 3 (см. приложение).

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

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

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.Джетымтау. Кроме того, небольшие выходы этой свиты известны в хр.Акшийряк, Тахталык и Таласском Алатау. В нижней части разреза свиты Б.Нарына залегает горизонт зеленых, розовых, коричневых липаритов, имеющих секущую линзообразную форму. Верхняя часть свиты Б.Нарына представлена разнообразными кислыми вулканитами (липариты, трахилипариты и их туфы).

Базальтовая формация распространена в Северном Тянь-Шане объединяет породы известные в составе ириторской ( $R_3-V$ ) и ичкесуйской толщи ( $R_3-V?$ ). 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 опре-

деляется несогласным залеганием вулканитов на породах  $R_2$  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. 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 туфоконгломератами (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, 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 ( $PR_3$ ) другие к нижнему палеозою (Бухарин и др., 1985, 1989; Клишевич, 1987 и др.).

В Кызылкумском разрезе породы этой формации по объему соответствуют нижнетаскаганской, кумбулакской, учкудуктауской свитам (Ауминзатау, Джетымтау, С.Букантау, восточная часть С.Тамдытау). Мощность вулканитов невелика (400-600 м), и они по объему занимают не более 40% разреза. В Северном Букантау разрез мощностью 500 м целиком вулканогенный.

В Северном Тамдытау у пос.Кыныр учкудуктауская свита, соответствующая данной формации представлена вулcano-плутонической ассоциацией, где в качестве вулканогенной составляющей выступают базальты, а плутонической – габброиды и габбро-диабазы.

В Северном Нуратау выделены две пачки, южная (преимущественно – терригенная) сложена кварц-хлорит-мусковитовыми, мусковит-кварцевыми сланцами с прослоями микрокварцитов, северная включает метабазальты и метатуфы основного и сред-

него состава и редкие прослои двуслюдяных и кварцитовидных кварц-мусковит-альбитовых 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 Охотско-Талдыкского синклинория на правом берегу р.Киргизата. Все эти толщи известны под названием каннской серии, в которую входят торопинская толща в горах Алдыяр, Намаздек, по рекам Джилису и Каинды, талдыкская толща на левом берегу Акбуры. Общая мощность каннской серии достигает 1600-1700 м.

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

Вулканыты сосредоточены в объеме майлисуиской серии, включающей коломосайскую, акджольскую, манубалдинскую и намаздекскую толщи, которые содержат метавулканыты основного состава, диагностируемые В.Н.Швановым, как первичные туфы и лавобрекчии базальтов.

**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 — южнбукантау-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-территенный с небольшими прослоями туфов основ-

ного и среднего состава в зеленокаменном перерождении (мощность прослоев от первых метров до первых десятков). В горах Турбай, Саутбай, Каскыртау, Чолчаратау фиксируются разрезы с полным и сокращенным наборами пород.

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

Возраст султануиздагской и джамансайской свит не однозначен. 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.

Второй тип разреза характеризуют учкудуктауская (ее части, развитые в центральном и западном блоках Сев.Тамдытау) и каракудукская (в Султануиздаге) свиты.

**Габбро-диоритовая формация.** В Северном Тянь-Шане типичными представителями рассматриваемой формации являются породы надакского и тасакеминского комплексов, а также Кочкорский массив, располагающийся в северном обрамлении одноименной впадины. По М.Р.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 км<sup>2</sup>) тела габброидов и диоритов, которые встречаются в виде блок-ксенолитов в позднерифейских гранитоидах, и обычно рассматриваются как продукты ранних фаз этих интрузивов. Рифейский возраст обоснован Ю.В.Жуковым и М.П.Кузнецовым. К рассматриваемой формации относятся несколько крупных тел: Идыкский (220 кв.км), Тамгинский (500 кв.км), Джаргалычакский (250 кв.км), Тонский (475 кв.км), Улахольский (280 кв.км) и Сарыкский (500 кв.км).

В Кунгей-Алатау, Киргизском и Заилийском хребтах Северного Тянь-Шаня габбро-диоритовая формация включает тасакеминский комплекс Таскеминский, Чонкеминский, Южночолпо-

натинский, 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 ( $\gamma^1$ ) слабейшими тоналитами, гранодиоритами и монцонитами ( $\gamma^2$ ), порфиroidными адамеллитами, гранодиоритами ( $\gamma^3$ ) и мелкозернистыми гранодиоритами.

**Диорит-плагиогранитовая формация** впервые выделена Т.А.Додоновой в 1974 году, по данным которой диориты, плагиограниты образуют узкую цепочку массивов, протягивающихся вдоль приосевой части хр.Терскей-Алатау (Турукский, Минторский, Ашуторский, 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 (Израилева, 1982).

**В Таласском хребте** породы, рассматриваемой формации известны под названием бабаханского комплекса (плагиогранит-порфиры, мелкозернистые плагиограниты). 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 Ардыкский, Зексайский и другие более мелкие массивы, имеющие по М.Д.Гесю рифей-вендский возраст. Породы зексайского комплекса сформировались в две фазы: раннюю, представленную гранодиоритами, тоналитами, часто гнейсированными и позднюю, образованную лейкократовыми среднезернистыми гранитами. В пределах Южного Тянь-Шаня породы данной формации не выделяются. Возможно, что только в Тамдытау, к ним могут быть отнесены часть габбро-плагиогранитной 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 каледон-

скими орогенными формациями. Учитывая отдельные факты постепенного перехода гранитоидов в докембрийские гранитоиднейсы Т.Н.Далимов (1972) считал их рифейскими. Рифейский возраст гранитоидов Байсунской зоны подтверждается и данными К-Аг датировок (Хохлов, Мирходжаев и др., 1977).

К этой формации относится Обинаврузский, Вахшиварский, Гуматагский массивы в Гиссаре. Они состоят из кварцевых диоритов, диоритов (I фаза), гранодиоритов, тоналитов (II фаза), мелкозернистых и двуслюдяных аплитовидных гранитов (III фаза).

### **Кембрий-раннеордовикский магматизм**

Основным ареалом развития магматизма в эту стадию является Киргизско-Терскайская зона, к югу и к северу от которой характер магматизма испытывает ряд латеральных изменений (таблица 4).

**Вулканогенные формации раннего палеозоя** Киргизско-Терскайской зоны Тянь-Шаня объединены в раннекембрийскую базальт-липаритовую и средневерхне-кембрийскую базальт-андезитовую формацию.

**Базальт-липаритовая формация** понимается в объеме карагинской и караарчинской свит («Стратифицированные образования.», 1982. Мощность покровных частей изменчива и колеблется от 500-800 м (хр.Кунгей, р.Чон-Аксу, Бархан) и до 2500-3000 м (хр.Каражорга, зап.часть Кунгей-Алатау, вост.часть Терскай Алатау). Формация сложена покровами афировых, плагиоклазовых, пироксеновых базальтов, андезито-базальтов, вериолитов и их пирокластических аналогов (туфы, туффиты, туфобрекчии). Нередко к данной формации относят, и породы айкольской свиты, (R-V?), которая представлена натровыми липаритами и дацитами и их туфами. Повсеместно вулканиты отмеченных свит ассоциируют с кремнями, яшмами, фтанитами и в меньшей мере с карбонатными образованиями.

**Базальт-андезитовая формация** (средний кембрий-ранний ордовик) в настоящее время понимается в объеме каражоргинской и котуджанской свит. Общая мощность их колеблется от 100 м (вост.часть Терскайского хр., Заилийский, Киргизский хр.) до 2000-2500 м (зап.часть Кунгейского хр., Джумгольский хр.). В других частях Тянь-Шаня кембрий-раннеордовикские вулканиты

проблематичны и практически не встречаются. В Южном Тянь-Шане этому уровню вулканизма соответствует проявление пород трахибазальтовой формации (елемесащинская свита Тамдытау) и щелочной оливин-базальтовой формации Северного Букантау.

**Плутонические формации** раннепалеозойского этапа магматизма в Северном Тянь-Шане представлены габбро-перидотитовой (алмалинский, каракатинский комплексы), габбро-диоритовой (средний-верхний ордовик), габбро-диорит-плагиогранитовой (кембрий-ордовик) и тоналит-гранодиорит-монцонитовой (ранний ордовик) формациями. По латерали (от Киргизско-Терской зоны к северу Муюнкумо-Наратскому массиву) происходит смена натровых гранитоидов калиевыми габбро-монцонитовыми (карабулакский комплекс) или гранодиорит-монцонитовыми формациями.

К северу от Киргизско-Терской зоны находится Карабалтинская зона. Латеральными аналогами плутонических формаций в ней являются породы джаргеланского и карабулакского комплексов, которые объединены в **гранодиорит-монцонитовую формацию**, имеющую условно позднекембрийско-ранне-ордовикский возраст. Цифры абсолютного возраста составляют  $462-484 \pm 10$  млн. лет (Каталог, 1972). Она объединяет серию массивов и тел, располагающихся в северо-восточных районах Киргизского хребта. Среди них наиболее крупными являются Джильарыкский ( $7-8 \text{ км}^2$ ) и Карабулакский ( $4 \text{ км}^2$ ) массивы, рвушие условно раннекембрийские основные вулканиты и в свою очередь прорванные заведомо более молодым Байбичесаурским гранитным плутоном.

### **Ордовик-силурийский магматизм**

Ордовик-силурийский магматизм на территории Тянь-Шаня проявился с большей интенсивностью и охватил более обширные площади по сравнению с ареалами раннепалеозойского магматизма. Магматические процессы проявились в разной геодинамической обстановке. Северный Тянь-Шань и его юго-западные отроги — это области закрытия океана (Карабалтинская, Каратау-Таласская, Киргизско-Терская, Чаткало-Нарынская, Кураминская зоны) и эпиплатформенного (Муюнкумо-Наратский массив) орогенного магматизма. Территория современного Южного Тянь-Шаня в это время вступает в океаническую стадию развития

(главным образом, его северная часть); районы Гиссарского хребта, Северного и Южного Памира являются по существу амагматичными, за исключением небольших проявлений кислого вулканизма. Характеристику формаций начнем с вулканогенных образований Северного Тянь-Шаня.

**Андезитовая формация.** В структурно-формационных зонах Тянь-Шаня эта формация понимается в объеме ширгийской (Муонкумо-Наратский микроконтинент), коксуйской (Чилик-Кеминская зона), утмекской, кепташской (Киргизско-Терсейская) свит. По В.Н.Богдецкому (1987) возраст ширгийской свиты определяется положением в разрезе и данными абсолютного возраста – 450 млн.лет. На юге – в Чаткальском хребте – аналогом ее являются выделенные Л.М.Глейзером андезиты, андезито-дациты в бассейне р.Пскем (чаткальская свита по Степаненко, 1958). Состав слагающих формацию пород разнообразен, но преобладают андезиты, дациты и их пирокластические аналоги (туфы, туфобрекчии, лавобрекчии, агломераты).

В других частях Тянь-Шаня наземный ордовикский вулканизм мало распространен. В последние годы накапливается все больше данных о том, что в основании некоторых зон Южного Тянь-Шаня выделяются ассоциации субщелочных базальтов и андезитов. К ним, в первую очередь, надо отнести породы кембро-ордовикской (?) елемесащинской и пульгонской свит в основании Букантау-Карачатыр-Алайской зоны (г.Тамдытау). Абсолютный возраст  $449 \pm 18$  млн.лет. По Л.В.Шпотовой (1984) общая сохранившаяся мощность разреза составляет 300 м.

В силуре вулканогенные формации, главным образом, проявлены в Букантау-Карачатыр-Алайской зоне, где происходит формирование базальтовой, базальт-андезитовой формаций, имеющих силур-девонский возраст. С наибольшей полнотой эти формации развиты в Южно-Ферганском прогибе. Здесь к ним относятся кремнистые образования и пирокласты верхний силур-раннедевонской чилесайской свиты, базальты и вариолиты баткентской, раннедевонских араванской и яшской свит, которые вместе со своими субвулканическими аналогами объединены Т.А.Додоновой (1972) в киргизатинский вулканический комплекс.

**Базальт-андезит-дацитовая формация** распространена довольно широко на разных участках рассматриваемого региона и выделяется под названием различных свит (арпапаятская, чимкурганская, буратбулакская, зааминская, монубалдинская и др.). Возраст формации условно датируется, как ранний силур –  $D_1$  или  $S_1(?)$ . Единичные данные абсолютного возраста составляют  $397 \pm 17$  млн.лет. Следует отметить, что полные разрезы формации не сохранились. Зачастую имеем дело с отдельными фрагментами, сопоставление и корреляция которых представляет довольно трудную задачу.

В западной части Южного Тянь-Шаня в строении разрезов этой формации выделяются два типа: западно-гиссарский и зарафшано-алайский. Для первого типа характерно довольно высокое содержание вулканитов (коэффициент вулканогенности – 0,6-0,5), представленных базальтами, андезито-базальтами 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, андезито-дациты, липариты), образующие систему субвулканических и экструзивных тел (бас.р.Танхазы).

**Диорит-гранодиорит-гранитовая формация.** В Северном Тянь-Шане она имеет позднеордовикский возраст. По данным Т.А.Додоновой, Е.Н.Горецкой средние значения абсолютного возраста составляют 450-460 млн.лет и формирование пород формации началось в  $O_2$  и закончилось, очевидно, в раннем силуре. Породы формации широко распространены на территории Северного Тянь-Шаня, проявляясь по всех структурно-формационных зонах. Они являются постскладчатыми и образуют крупные плутоны, вытянутые параллельно каледонским структурам. Среди них необходимо отметить наиболее крупные: Чичкано-Колбинский, Заилийский, Кунгейский, Сусамырский, Джумгольский, Западно-Терскойский и др. Размеры плутонов и отдельных интрузивных тел, относящихся к этой формации, колеблются от  $10 \text{ км}^2$  до  $2500-2600 \text{ км}^2$ . Общая площадь гранитоидов составляет 11 тыс.км<sup>2</sup>. Т.А.Додонова (1972) выделяла два пояса гранитных плутонов этого возраста: **южный**, начинающийся в Таласском хребте и продолжающийся в Сумсарском, Терской-

ском хребтах и северный – от западного окончания Киргизского хребта до восточного окончания Кунгей Алатау.

**В Чаткало-Кураминском регионе** силурийские гранитоиды несколько отличаются по составу от гранитоидов Северного Тянь-Шаня. В бассейне р.Алмалык выделяются интрузии, соответствующие по составу гранодиоритам и плагиогранитам (Каракиинский, Саукбулакский и другие штокообразные тела). Характерно наличие многочисленных переходов между гранодиоритами, амаеллитами, плагиогранитами.

**В Южном Тянь-Шане** ордовик-силурийский магматизм представлен принципиально иными формациями и 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 дискусионен и колеблется от докембрия до нижнего-среднего карбона включительно. Учитывая пространственную приуроченность пород данной формации к ареалам базальтового вулканизма (Южная Фергана, Атбашинская, Джанджирская полосы, нуратау-зирабулакский комплекс и др.), что не является случайным фактом, мы относим их к раннему среднему палеозою. Породы, рассматриваемой формации, представлены аподунитовыми, апоперидотитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами, с которыми ассоциирует их метасоматические разности: листвениты, родингиты.

**Асмансайский пикритовый комплекс.** Породы асмансайского комплекса широко распространены на северных склонах Северо-Нуратинского и Карачатырского хребтов, где они образуют небольшие тела цепочкообразно прослеживающиеся на протяжении более 15 км. Дайки и линзовидные тела пикритов имеют протяженность до 100 м, при мощности до 30 метров, и прорывают породы раннекаменноугольной шавасской свиты, относящиеся к щелочно-базальтовой формации. Комплекс сложен пикритами, пикритовыми порфиритами, которые обладают довольно однообразным минералогическим составом: хризолит-гиалосидерит, титанистый авгит, диопсид, плагиоклаз, серпентин и акцессорные минералы – хром-пикотит, магнетит, ильменит, сульфиды и др.

**Мальгузарский габбро-диабазовый комплекс.** Породы комплекса наиболее широко распространены в горах Мальгузар, Северный Нуратау, на северных склонах Южного Нуратау, Марджанбулак. Комплекс представлен разнообразными габброидами и их дифференцированными до пироксенитов разностями; однако количественно преобладают габбро и диабазы. Как отмечал В.В.Баранов, среди габбро-диабазов встречаются лейкократовые, меланократовые и кварцсодержащие разности, иногда до «рудных габбро» и «рудных пироксенитов». Породы комплекса наиболее широко распространены на северных склонах Мальгузарского хребта, где образуют полосу выходов шириной 15 км и протяженностью более 150 км. Они образуют согласные и субсогласные силлообразные тела и дайки среди дислоцированных песчано-сланцевых отложений силура и, реже, кембрия-ордовика. Мощность тел колеблется в широких пределах: от 1,5-20 до 100 и более метров. Возраст пород комплекса – позднесилурийский, абсолютные датировки (по Rb-Sr методу) дают цифры 411 и 421 млн. лет.

**Породы офиолитового комплекса** приурочены к зонам глубинных разломов, и в целом формируют 4 пояса: 1 – Южная Фергана, Кан, Северный Нуратау, Тамдытау и Букантау; 2 – Северный Гиссар, Зирабулак-Зиаэтдин, Кульджуктау и Султануиздаг; 3 – Южно-Гиссарский и 4 – Байсунский. В пределах этих поясов ультрамафиты образуют линзовидные межпластовые и штокообразные тела, отдельные выходы которых на дневной поверхности наблюдаются в виде «гирлянд и цепочек» простирающихся на многие десятки километров. Именно по этим выходам проводятся границы Туркестанского, Зарафшанского, Южно-Гиссарского и Байсунского палеоокеанических бассейнов. Возраст пород офиолитовых комплексов по комплексу геологических данных оценивается от  $S_1$  (южная группа офиолитов) до  $O-S_1$  (северная группа офиолитов)

**Габбро-плаггиогранитовая формация** пользуется в Южном Тянь-Шане незначительным распространением, образуя серию изолированных друг от друга выходов в Султануиздаге, Тамдытау, Букантау, Кульджуктау. В других районах Южного Тянь-Шаня самостоятельность этой формации проблематична.

Габброиды этой формации характеризуются небольшими (1-3 км<sup>2</sup>) размерами тел, роговообманково-пироксеновым составом 50-80. Среди аксессуариев преобладают пирит-пирротин, халькопирит, апатит и другие, общая сумма которых в некоторых массивах составляет 0,5-0,3%. Плагииграниты, входящие в состав этой формации, образуют мелкие штоки, дайки, силы, межпластовые тела (Кахралысайский массив, Султануиздаг) и состоят из кислого плагноклаза, кварца и биотита. В небольших количествах присутствует калиевый полевой шпат.

### **Поздний силур – раннедевонский магматизм**

В структурно-формационных зонах Тянь-Шаня продукты девонского магматизма проявлены неравномерно. Так, в **Северном Тянь-Шане** и его западных отрогах они представлены континентальными вулканогенными образованиями, тесно переплетающимися с красноцветными молассами и объединены в следующие три формации: трахибазальт-трахиандезит-дацитовую, калиевых щелочных базальтов и липаритовую.

Интрузивный магматизм представлен небольшими штокодайкообразными телами габбро, монцонитов, сиенитов и граносиенитов, которые структурно и пространственно связаны с упомянутыми вулканогенными образованиями и относятся к габбро-монцонит-сиенитовой формации. Несколько меньшим масштабом характеризуется развитие лейкократовых и субщелочных гранитоидов, отнесенных к гранит-лейкократовой формации.

В **Южном Тянь-Шане** характер девонского магматизма принципиально иной. В Букантау-Карачатыр-Алайской зоне продолжается интенсивный базальтоидный вулканизм, приведший к формированию пикрит-базальтовой, габбро-диабазовой, габбро-плагиигранитовой формаций, которые к югу сменяются андезитодацитовой, базальт-андезит-липаритовой формациями. В Зирабулак-Зиаэтдинских горах (Киттармай-Ягнобская зона) устанавливаются фрагменты оливин-щелочно-базальтовой формации. В южных частях Тянь-Шаня и Памира продукты девонского магматизма неизвестны.

**Трахибазальт-трахиандезит-дацитовая** формация (Д<sub>1-2</sub>?) широко распространена в **Северном Тянь-Шане** и его юго-западных отрогах. Она понимается в объеме альмерекской и бар-

кольской свит в Северном Тянь-Шане. В Чаткальском и Кураминском хребтах ранне-среднедевонские вулканогенные образования выделены под названием кугалинской, арчаконущской, мустукской и катрангинской свит.

Раннедевонский возраст этой формации хорошо обосновывается геологическими данными. Так, повсеместно континентальные вулканогенные образования залегают на терригенно-сланцевых отложениях силура, раннего палеозоя и перекрыты карбонатными толщами  $D_2-C_1$  (Чаткальский хр. басс.р.Сумсар). В Северном Тянь-Шане породы формации исследованы плохо, поэтому ее характеристика дается на примере раннедевонских отложений Чаткальского и Кураминского хребтов.

**Формация калиевых щелочных базальтоидов** пользуется незначительным распространением в Северном Тянь-Шане и его юго-западных отрогах. В **Киргизском хребте** по данным Е.Н.Горецкой, покровные части формации делятся на несколько пачек: нижняя сложена лейцитифирами, лейцитовыми фонолитами; средняя – лейцитовыми трахитами, трахитами; верхняя – существенно пирокластическая – представлена туфами трахитов и лейцитифиров. Общая мощность свиты около 800 м. В соответствии с современными данными («Стратифицированные, 1984») возраст формации определяется рамками среднего девона.

В юго-западных отрогах Северного Тянь-Шаня с колбашинской свитой можно параллелизовать вулканы бассейна р.Сарыджаз и левобережья р.Куйлю, представленные трахибазальтами, псевдолейцитовыми базальтами, трахибазальтами и их туфами. Общая мощность покровных частей формации составляет от 40 до 400 м. По Т.А.Додоновой (1972) формация щелочных базальтов калиевого ряда контролируется южной окраиной Восточно-Киргизской эпикаледонской впадины.

**Липаритовая формация** выделяется в объеме талдысуйской свиты ( $D_{2-3}$ ). По современным данным (Додонова, 1972; Стратифицированные..., 1984) в ее состав входят разнообразные кислые вулканы (липариты, игнимбриты, туфы), разделенные на несколько фаций: субвулканическую, гипабиссальную, эффузивную экструзивную.

Собственно эффузивные фации представлены талдысуйской свитой (Киргизский хр., Ур.Арал, г.Ашамайлы и др.), которая

местами занимает площади до 40-50 км<sup>2</sup>. Т.А.Додонова предполагает, что разрозненные блоки этой свиты представляют собой фрагменты единого покрова липаритов мощностью 700-800 м на площади около 800 км<sup>2</sup>. По данным Е.Зайченко (1983) породы липаритовой формации генетически связаны с лейкогранитами, составляя с ними единую вулкано-плутоническую ассоциацию.

### **Карбоновый магматизм**

Карбон по насыщенности магматическими образованиями не имеет себе равных среди других этапов магматической активности в Средней Азии. Основными ареалами карбонового магматизма являются Южный Тянь-Шань, Чаткало-Кураминский регион, Северный Памир и в меньшей степени отдельные блоки Северного Тянь-Шаня.

Схема корреляции карбоновых и пермских формаций приведена в таблице 5 (см. приложение).

**Раннекарбоновый магматизм.** Основными районами развития этого магматизма являются Гиссарский хребет, его юго-западные отроги и Северный Памир. В пределах южных склонов Гиссарского хребта формируются Южно-Гиссарская, а в пределах Северного Памира-Калайхумб-Сауксайская зоны, представляющие собой типичные рифтовые структуры.

Наиболее распространенными формациями раннего карбона являются базальт-липаритовая, липаритовая, андезито-дацитовая (C<sub>1</sub>t-v) несколько позже в конце C<sub>1</sub> появляется формация К-базальтов. Эти формации свойственны южным склонам Гиссарского хребта (каратагская свита) и его юго-западным отрогам и его северным склонам (вахшиварская свита, сиоминская свита). Незначительные проявления раннекарбоновых андезито-дацитов известны в более северных районах (таушанская свита хр.Кульджуктау).

Среди плутонических формаций раннего карбона необходимо отметить развитие следующих формаций: а) протрузий габбро-перидотитовой формации (Кунда-Джуаз, Шатут, Бадова); б) габбро-диабазовой (Южный и Юго-Западный Гиссар), включающий, как правило, дайки и дайкообразные тела субвулканической и экструзивной фаций, генетически связанных с контраст-

ной базальт-липаритовой формацией; в) габбро-плагиогранитной (Иосский массив в Южном Гиссаре).

**Среднекарбонный магматизм** развит несравненно более мощно практически во всех районах Тянь-Шаня. Известно, что к среднему карбону территории Срединного и Южного Тянь-Шаня представляли собой сложный ансамбль слабо (?) раздвинувшихся блоков континентальной коры, между которыми располагались узкие трогообразные рифтовые структуры (с севера на юг): Букантау-Карачатыр-Алайский (Тамдытау, Сев.Нуратау, Юж.Фергана). Киттармай-Ягнобский (хр.Кульджуктау, Зирабулак-Зиаэтдинские горы, Сев.Гиссар, долина р.Фан и Ягноб), Южно-Гиссарский и Байсунские рифты (Далимов и др., 1986).

Среди плутонических формаций наиболее распространены тоналит-гранодиоритовая ( $C_2$ , бокалинский комплекс), габбро-диорит-гранодиорит-гранитовая ( $C_{2,3}$ ). Вулканические формации: базальт-андезит-липаритовая (акчинская, минбулакская свиты,  $C_2$ )(вадифский, шадонский комплексы Юж.Гиссара; каттаичский комплекс Зап.Узбекистана).

### **Пермский магматизм**

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.Горещкой (лючобский комплекс Южного Гиссара), Т.Н.Далимова (пермские и пермоториасовые комплексы Срединного Тянь-Шаня), Н.В.Еремеева, К.А.Абдурахманова и других авторов. Весьма содержательный материал по рассматриваемому вопросу, изложен в «Карте магматических комплексов Узбекистана» (Туляганов, 1986), «Атласе вулканических структур» (Шаякубов, Коржаев, 1984), «Расчленение интрузивных комплексов и стратифицированных отложений Киргизии» (Фрунзе, 1982) и др. Эти данные вместе с личны-

ми материалами авторов легли в основу настоящей главы. Они избавляют нас от пространного изложения материала по каждой формации.

Все многообразие пермских и пермо-триасовых магматических формаций может быть подразделено на следующие возрастные уровни: 1) верхнекарбон-раннепермский существенно гранитоидный; 2) раннепермский (субщелочная, габбро-монцонит-сиенитовая, вероятно, абсоракит-латит-шошонитовая); 3) верхнепермский (субщелочных гранитов, щелочных нефелиновых сиенитов); 4) щелочных базальтоидов и габброидов (таблица 6. См.приложение).

**Монцонит-гранодиорит-гранитовая формация ( $P_1$ )** понимается нами в объеме кичикалайского, ачкалминского комплексов в Туркестанском и Алайском хребтах. А на западе - в Центральных Кызылкумах и других районах Западного Узбекистана – к нему может быть отнесен сарытауский комплекс. Наиболее представительным для характеристики формации является кичикалайский комплекс, известный еще с работ Куплетского Б.М. (1936), которым и выделилась своеобразная кичикалайская гранит-монцонитоидная провинция.

**Лейкогранитовая формация.** Понимается нами в объеме туркестанского и кокшаальского комплексов. Возраст ее определяется тем, что большинство массивов рвут отложения среднего палеозоя, в Учкошойский и Акшийракский тела – рвут отложения верхнего карбона (Гесь, 1984).

По данным Г.П.Бискэ, В.Л.Клишевича Джангартский и Акшийракский массивы рвут отложения карачатырского горизонта  $P_1$  и одновременно послераннепермские надвиговые поверхности.

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

**В Северном 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 монцонитоидов.

Возраст большинства из упомянутых комплексов определяется как раннепермский, что доказывается их соотношениями с флористически охарактеризованными комплексами (шурабсайская свита Кураминской зоны). Цифры абсолютного возраста для упомянутых массивов колеблются в пределах 300-240 млн. лет (19 определений). Наиболее вероятный возраст  $270-280 \pm 8$  млн. лет, что соответствует  $C_3-P_1$ . В тектоническом отношении породы формации тесно связаны с формированием сводово-вулканических рифтовых структур (Гавасайский и Чадакский грабены в Кураминской зоне).

**Кокмойнакский комплекс** — один из распространенных пермских комплексов Северного Тянь-Шаня. Он распространен в основном западнее оз. Иссыккуль, по обеим бортам р. Чу. Среди пород комплекса наиболее крупным является Кокмойнакский плутон площадью около  $200 \text{ км}^2$ , сформировавшийся в результате двух фаз магматической деятельности.

**Формация нефелиновых и псевдолейцитовых щелочных сиенитов.** Этой формацией мы условно начинаем следующей, 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, Салыкский. Наиболее крупный Оротокайский массив имеет площадь около  $200 \text{ км}^2$ , 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  $50-70^\circ$ .

**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.Юдалевича, в состав рассматриваемого комплекса относятся

Майдантальский (7,5 км<sup>2</sup>), Арашанский трещинный плутон (1200 км<sup>2</sup>), Чаркасарский (55 км<sup>2</sup>) и др. Возраст комплекса, в частности, Арашанского массива определяется геологически, как пермь-раннетриасовый, и рассматривается как аналог кызылнуриной свиты. Абсолютный возраст 249-298 млн.лет.

**Формации щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов** объединяет породы зардалакского и, вероятно, алайского комплекса. Зардалакский комплекс (P<sub>2</sub>-T<sub>1</sub>) представлен шонкинитами, монцонитами, нефелиновыми сиенитами, распространенными в высоких предгорьях Алая и Туркестано-Сурметашском районе (Зардалакский, Баульский, Урусайский, Шахдарский массивы и др.). Наиболее крупный среди них Зардалакский массив (12-13 км<sup>2</sup>) представляет собой сложно-построенный зональный дискордантный массив, залегающий среди карбонатных пород девона и карбона.

Алайский комплекс является вероятным аналогом зардалакского комплекса в западной части Туркестано-Сурметашского района. Гирлянда интрузий комплекса вытянута в направлении восток-северо-восток на протяжении 250 км (Герезсуйский, Матчасуйский, Тутекский, Кульпский, Ходжаочканский, Джаманджерский). Они приурочены к сочленению: Алайского, Зарафшанского и Туркестанского хребтов. По данным Н.Ф.Шинкарева и Р.Б.Баратова в их становлении выделяются продукты следующих трех фаз: 1 – сиениты и нефелиновые сиениты; 2 – граносиениты, граниты, сиениты, щелочные граниты; 3 – мелкозернистые щелочные граниты.

**Риолит-трахириолитовая формация** широко распространена в Чаткало-Кураминском регионе, где она понимается в объеме оясайской и кызылнуриной свит. В меньшей мере она проявлена и в Южном Тянь-Шане, где в разных частях региона включает в себя кислые вулканиты келематинской, четынташской, лучобской, нижнеханакинской, барзангинской, сухтинской, обилайской и диамалекской 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 туфолов мощностью до 20 м. 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.Лайляк на западе до р.Сох на востоке) достигает 90 км (Додонова, Помазков, Помазков, 1984). Кислые вулканиты этого района выделены И.Л.Захаровым под названием чатынташской свиты.

Другой участок выходов пород свиты известен в Карачатырских горах, где среди красноцветных конгломератов и песчаников согласно залегают до 20 пластов риолитов и спекшихся 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, верховьях р.Искандардаря, Диималик и др.

Наиболее представительными и хорошо изученными являются вулканиты оясайской и кызылнуринской свит **Чаткало-Кураминского региона**. Осадочно-вулканогенные 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, Аксагата, Шаваз, Дукент, Чаулисай, Башкызылсай, Карабау, Лашкерек, Пангаз, Аштсай, Таваксай, в низовьях Гавасая, Чадаксай, Коксарексай и др.

В Северном Тянь-Шане к трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой формации относятся ащукольторская, келемчинская, белетукская свиты. В различных частях Срединного 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.

**Ашукольторская свита**, выделенная В.И.Кнауфом в 1951 г., включает вулканогенные образования широко развитые в восточной части Киргизского хребта и в западном окончании хр.Кунгей Алатау. Выходы пород свиты установлены и в горах Орток, а также в долинах рр.Туяндук, Коморчек, Чу (Боомское ущелье) и в хр. Окторкой.

Вулканогенные толщи близкие по составу и строению к ашукольторской свите известны в Сонкульском районе, в различных частях гор Балыкты, Сонкультау, в верховьях р.Каракиче. В разные годы они выделялись как «свита келемчи» (М.А.Строниным и В.Г.Королевым), «белетукская свита» (Е.И.Зубцовым), «ракичинский комплекс» (Горецкая, Лесков, 1968). По Т.А.Додоновой и К.Д.Помазкову эти толщи образуют белетукскую свиту и, в целом, имеют трехчленное строение (Додонова, Помазков, Помазков, 1984).

По стратиграфическому положению и результаты определения комплекса органических остатков возраст формации датируется, как ассельско-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 изохронная рубидий-стронциевая дата ( $281 \pm 5$  млн.лет,  $I_{Sr} = 0,70619 \pm 0,0003$ ) подтверждает данные геологических наблюдений (Ганиев и др., 1992; Далимов и др., 1993).

В структурах Южного Тянь-Шаня к трахибазальтовой формации относятся вулканы раннепермской кайракской свиты, развиты в Байсунском ареале. 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. А в Байсунтау отложения свиты (мощностью до 750 м) несогласно с базальными конгломератами в основании залегают на породах позднекаменноугольной алячапанской свиты.

К мезозойскому магматизму Средней Азии относятся многочисленные проявления разнообразных трубок взрыва и даек щелочных и субщелочных габброидов и базальтоидов, проявления карбонатитов и лампроитов, рои, пояса и пучки даек различного состава, малые интрузии шонкинитов, монцонитов и сиенитов. Эта разнообразная по возрасту, условиям проявления, составу, фациальной и формационной принадлежности пестрая гамма пород обладает одной особенностью, объединяющей их: все они проявились после главных фаз позднепалеозойского кислого вулканизма. Из-за неопределенностью возраста, нехватка абсолютных цифр они относились так называемой к «дайковому этапу», «этапу малых интрузий» (Абдуллаев и др., 1958; Васильковский, 1952; Петрография Узбекистана, 1964; 1969) «южно-тяньшаньскому» комплексам или «дайкам регионального распространения» (Геология, 1998; Карта магматических комплексов Узбекистана, 1984; Мушкин, 1979) в Среднем и Южном Тянь-Шане. Вертикальные ряды мезозойских формаций приведены в таблице 7.

Таблица 7

**Схема корреляции продуктов мезозойского магматизма Западного Тянь-Шаня**

Регион Время	Чаткало-Кураминский	Центральные Кызылкумы (Тамдытау, Букантау)	Северное и Южное Нуратау, Туркестанский, Алайский хребты, бассейн р.Нарын	Гиссарский хребет и его юго-западные отроги
К <sub>1</sub>	Щелочных базальтоидов (ангрен-джигаристанский комплекс, 97±12 млн. лет, Rb-Sr)		Трахибазальтовая (Ташкумыр; бассейн реки Исфара)	

J	Трахидолеритов и камптомончикитов (J <sub>2</sub> ?; трубки взрыва и дайки; Чадакское, Алтынтопканское рудные поля; 176±5 млн. лет, Rb-Sr; 169±7 млн. лет, K-Ar)			
T		Щелочных базальтоидов (трубки взрыва, дайки)	Щелочных базальтоидов (трубки взрыва; 223±15 млн. лет K-Ar) Трахит-карбонатитовая (чагатайский комплекс) Мегаплагиофировых базальтов (Койташ)	Щелочных базальтоидов (трубки взрыва, дайки; T <sub>2-3</sub> ; (197-200 млн. лет, K-Ar)
P <sub>2</sub>	Диабазов и долеритов (гузаксайский, уруклинский и др. комплексы; 228-245 млн. лет, K-Ar; 272±20, 248±6 млн. лет, Rb-Sr). Риолит-трахириолитовая (ассоциация даек: сферолитпорфиры, гранит-порфиры, риолиты, фельзиты, онгониты)			

Несмотря на наличие ряда работ, посвященных дайкам, многие вопросы, связанные с их возрастом, составом, формационной идентификацией остаются неизученными. Поэтому данные, приведённые в таблице, носят в значительной мере условный характер.

**В Чаткало-Кураминском регионе** вся совокупность дайковых образований подразделена на следующие породные ассоциации: а) риолит-трахириолитовую (фельзиты, сферолит-порфиры, микрогранит-порфиры, гранит-порфиры, афировые риолиты, онгониты (?) и др.); б) диабаз-долеритовую (афировые мелкозернистые диабазы, долериты гузаксайского и уруклинского комплексов в Чадакском грабене); в) трахидолеритов и камптомончикитов (трахидолериты, мончикиты, камптомончикиты, муджиериты); г) щелочных базальтоидов (ангрэн-джигиристанский комплекс).

**Формация щелочных базальтоидов Южного Тянь-Шаня** впервые выделена и подробно охарактеризована И.В.Мушкиным и его коллегами. Как отмечалось выше, И.В.Мушкиным, в Южном Тянь-Шане выделялись Южно-Гиссарская, Нуратинская, Гиссаро-Алайская и Букантауская субпровинции пород щелочного и субщелочного базальтоидного магматизма. В последующем щелочные базальтоиды были установлены и в других районах (Кугитанг, юго-западные отроги Гиссара, басс.р.Ягноб (Горифская зона). Породы формации образуют крутопадающие дайки и реже небольшие (от 15x20 до 70x120 м) трубки взрыва.

**Трахит-карбонатитовая формация.** Вопрос о возможности обнаружения карбонатитов в Тянь-Шане долгие годы был объектом дискуссий. В 1992-1995 гг. работами Ф.К.Диваева было обосновано выделение карбонатитов в качестве самостоятельного магматического комплекса, названного им чагатайским.

---

## **Глава IV. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ СРЕДНЕЙ АЗИИ**

Территория Средней Азии, обладает громадным минерально-сырьевым потенциалом. Учитывая разнообразие видов минерального сырья и исходя из ограниченного объема учебника, мы сочли целесообразным привести здесь лишь общие сведения о полезных ископаемых, кратко изложив их по административно-территориальному принципу размещения.

### **ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ РЕСПУБЛИКИ УЗБЕКИСТАН**

На территории Республики Узбекистан распространен широкий комплекс полезных ископаемых, включающий 118 видов минерального сырья, большинство из которых уже используется промышленностью. К настоящему времени установлено более 2700 месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых. По данным Государственного баланса запасов полезных ископаемых Республики Узбекистан (по состоянию на 01.01.2013 г.) на территории страны открыто 1717 месторождений, в том числе: 235 месторождений углеводородов, 136 – различных металлов, 3 – угля, 55 – горнорудного, 26 – горнохимического и 30 – камне-самоцветного сырья, 615 – месторождений строительных материалов различного назначения и 617 – пресных и минеральных подземных вод.

### **ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ**

На сегодняшний день в структуре первичных топливно-энергетических ресурсов страны: 97 % занимают нефть и газ, 2,3 % – уголь, 0,7 % – гидроэнергетика.

#### **Нефть и газ**

На территории Узбекистана обособляется 5 нефтегазоносных регионов (Ферганский, Бухаро-Хивинский, Сурхандарьинский,

Юго-Западно-Гиссарский и Устюртский). В этих нефтегазоносных областях в настоящее время проводятся региональные поисковые работы на нефть и газ и осуществляется добыча углеводородного сырья. Стратиграфический диапазон продуктивности охватывает интервал от палеозойских (Устюртский регион) до неогеновых (Ферганский) образований.

За всю историю геологоразведочных работ на нефть и газ в этих регионах выявлено около 500 скоплений жидких и газообразных углеводородов (УВ), которые сконцентрированы на 235 месторождениях. Из общего количества открытых месторождений два относятся к группе уникальных (Газли и Шуртан), 17 – крупных (Учкыр, Кандым, Южный Кемачи, Денгизкуль, Хаузак, Северный Денгизкуль, Уртабулак, Кокдумалак, Зеварды, Алан, Култак, Памук – в Бухаро-Хивинском регионе; Адамташ, Гумбулак, Южный Тандырча – в Юго-Западно-Гиссарском; Гаджак – в Сурхандарьинском и Шахпаты – в Южно-Устюртском), 8 – средних (Северный Мубарек, Южный Мубарек, Кульбештак, Даяхатаны, Аккум, Умид и Северный Нишан – в Бухаро-Хивинском регионе и Джаркак – в Юго-Западно-Гиссарском).

### Уголь

Узбекистан по запасам угля занимает 2-е место в Средней Азии и располагает разведанными запасами угля в количестве 1832,8 млн. тонн, в том числе: бурого угля – 1786,5 млн. тонн, каменного угля – 46,3 млн. тонн.

Угледобывающая промышленность Узбекистана базируется на трёх месторождениях, из которых одно – Ангренское каолиново-буроугольное – расположено в Чаткало-Кураминском регионе Срединного Тянь-Шаня (Ташкентская область), и два – Байсунское и Шаргуньское месторождения каменного угля – в Байсунском регионе (Сурхандарьинская область).

Угленосность связана с юрскими отложениями.

### Уран

На территории Республики Узбекистан выявлены значительные запасы урана, добыча которого ставит Узбекистан в ряд крупнейших поставщиков урана в мире. По данным МАГАТЭ,

Узбекистан стоит на седьмом месте в мире по запасам урана (около 4 % мировых запасов урана) и на пятом по его добыче.

По данным Госкомгеологии, разведанные и оцененные запасы урана составляют 185,8 тысячи тонн, из которых 138,8 тысячи тонн – уран месторождений т.н. песчаникового типа, 47 тысяч тонн – черносланцевого типа.

На сегодняшний день в Узбекистане разведано более 40 месторождений урана; основу же урановой базы Республики составляют 27 месторождений расположенных в Центрально-Кызылкумском регионе.

К полигенной серии относятся месторождения Ходжаахмет в Букантауском урановорудном районе, Рудное, Косчека, Джантуар и др. – в Ауминза-Бельтауском районе. Месторождения располагаются в экзоконтактной зоне позднепалеозойских гранитоидов и контролируются разломами, движения по которым происходили неоднократно вплоть до четвертичного времени.

В Центрально-Кызылкумской провинции в отложениях осадочного чехла выявлено более 20 месторождения урана. Из них месторождения Учкудук, Сугралы, Сабырсай, Кетменчи, Букинай, Южный Букинай, Северный Канимех, Южный Канимех, Лявлякан, Бешкак, Аланды и др. относятся к категории крупных. Месторождения Бухалы, Мейлысай, Кендыктюбе, Актау, Амантай, Терекудук, Вараджан, Тохумбет, Аульбек, Северный Майзак, Тутлы, Шарк, Агрон и др. относятся к категории средних и мелких. Многие из этих объектов связаны с отложениями мела, а месторождения Лявлякан, Бешкак и Актау – с отложениями палеогена. Рудовмещающими являются песчаные, глинисто-песчаные и карбонатно-песчаные отложения различной фациальной принадлежности.

### Горючие сланцы

Горючие сланцы на территории Южного и Западного Узбекистана и в сопредельных районах Средней Азии известны в отложениях палеогена. В пределах этих регионов выделяются Амударья-Предгиссарский и Кызылкумский горючесланцевые бассейны, где в отложениях раннего эоцена среди зеленых и алевритистых глин и мергелей выделяется пласт черных горючих сланцев мощностью 0,1-2,5 м.

## МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### Медь

По разведанным запасам и уровню добычи меди Узбекистан занимает ведущее место в мире и является широко известной меднорудной провинцией. Известно несколько сотен проявлений меди. Наибольшее количество меднорудных объектов находится в Чаткало-Кураминском регионе.

Основной объём разведанных запасов медных руд сосредоточен на месторождениях Кальмакыр, Дальнее и Сарычеку. Добыча руд и производство меди осуществляется на Алмалыкском горно-металлургическом комбинате (АГМК). При существующей производительности обеспеченность комбината разведанными запасами составляет порядка 200 лет.

На территории Узбекистана, кроме эндогенных рудных формаций, проявились также осадочная формация медистых песчаников девонского, мелового и неогенового возраста и метаморфогенная медно-молибдено-ванадиевая. Рудопроявления этих формаций еще недостаточно изучены.

### Свинец и цинк

Узбекистан занимает видное место по разведанным запасам и добыче свинца и цинка. Наиболее крупные месторождения – Уччулак в северных предгорьях Северо-Нуратинского хребта (Южная окраина Срединного Тянь-Шаня) и Хондиза в Юго-Западно-Гиссарском регионе. До 80-х годов основную роль в добыче этих металлов играли скарновые месторождения Чаткало-Кураминского региона (Кургашикан в Алмалыкском районе и др.).

Месторождения свинца и цинка, относятся к четырем промышленно-генетическим типам: скарновому, колчеданному в вулканических породах, жильному и стратиформному в карбонатных породах.

К скарновому типу относятся месторождения Кургашикан, Кумышкан, Кульчулак, Карахона и др.

Колчеданно-полиметаллический тип месторождений свинца и цинка, связанный с терригенно-карбонатно-вулканогенным комплексом пород нижнекарбонového возраста, представлен объектами Юго-Западного Гиссара (Хондиза, Чинарсай, Чакчар-Харкуш и др.).

Жильный промышленно-генетический тип представлен серебро-свинцовыми жильными месторождениями, связанными с позднепалеозойскими наземными кислыми вулканогенными формациями (месторождения Лашкерек, Наугарзансай и др. в Приташкентском районе).

### Алюминий

В качестве источника алюминия рассматриваются бокситы, алуниты и каолины. В Узбекистане установлены элювиальные бокситы в латеритных корах выветривания (Кайрак), бокситовые проявления в терригенных формациях верхнего триаса—нижнего мела (Кансай, Яккахана и др.), карстового и прибрежно-морского типа (Кайрак, Янгоклык, Меришкор). В Нуратинском бокситоносном районе известны мелкие проявления карстовых (Меришкор, Кызылбулак) и прибрежно-морских бокситов. Качество карстовых бокситов высокое (кремнистый модуль до 20, глинозема более 50%). Прибрежно-морские бокситовые породы, образующие пластообразные, линзообразные тела низкого качества и не могут рассматриваться в качестве сырья для производства алюминия.

Алунитовые месторождения Узбекистана (Гушсайское, Аксагатинское, Акташ) расположены на северных и южных склонах Кураминского, Чаткальского, Каржантауского хребтов в их юго-западной части.

Из каолинов Ангренского месторождения возможно получение обогащенного каолина с содержанием глинозема на уровне 32-33% при выходе концентрата в среднем 57%.

### Вольфрам

В Узбекистане известно 7 месторождений и более 200 рудопроявлений вольфрама. Месторождение Лянгар почти полностью отработано; находятся в эксплуатации месторождения Ингичка ( в Зирабулакских горах), Койташ и Угат (в Нуратинских горах), попутная добыча вольфрама производится на золоторудном месторождении Мурунтау. Подсчитаны запасы месторождений Яхтон, Саргардон, Сарытау, Саутбай.

Скарновый тип представлен шеелитоносными залежами месторождений Ингичка, Койташ, Лянгар, Яхтон и др.

Скарново-апоскарновый промышленно-генетический тип представлен крупномасштабными объектами в Центральных Кызылкумах (Сарытау, Саутбай).

Гумбеитовому жильно-штокверковому типу в Узбекистане соответствует вольфрамоносный штокверк Центральный Сарытау.

### **Олово**

Все известные оловорудные объекты Узбекистана (2-3 потенциальных месторождения и около 80 рудопроявлений) мелкие с достаточно сложной морфологией. Реальные промышленные запасы и рентабельность их отработки нуждаются в геолого-экономической ревизии.

### **Висмут**

Висмутовая минерализация в значительных количествах известна в рудах многих золоторудных, золото-серебряных, полиметаллических, медных, вольфрамовых, вольфрам-оловянных, а также железорудных месторождений Узбекистана. В то же время, известно только одно собственно висмутовое месторождение Устарасай расположенное в Чаткало-Кураминском регионе (близ поселка Бурчмулла), которое относится к мышьяково-висмутовому промышленно-генетическому типу.

На месторождении Устарасай большинство рудных тел приурочено к осадочно-терригенным смешанным карбонатно-силикатным породам, подвергшимся интенсивному метаморфизму. Промышленную ценность имеют кварцевые жилы, залежи избирательного замещения, сложные тела трубообразной формы и вкрапленные метасоматические тела неправильной формы (всего 56 рудных тел). Мощность рудных тел от 0,2 м до 2,0 м, в раздувах до 10 м. Запасы месторождения первоначально были разведаны в количестве 1021,3 т висмута (со средним содержанием висмута в руде 0,36%).

### **Ртуть**

На территории республики ртуть не добывается и промышленного значения пока не имеет. Однако, здесь известны мелкие месторождения, которые могут в будущем иметь практический интерес. Имеются все предпосылки для выявления ряда новых

перспективных рудопроявлений этого полезного ископаемого. К потенциальным промышленно значимым месторождениям сегодня относятся Карасу и Мык, которые расположены в Зарафшано-Алайской металлогенической зоне и входят в состав Южно-Тяньшаньского ртутно-сурьмяного пояса. Все известные ртутные месторождения Узбекистана генетически принадлежат к гидротермально-телетермальному классу.

На месторождении Мык, которое относится к кварц-диккитовому промышленно-генетическому типу (мыкский тип), ртутнорудные тела имеют форму гнезд, жил и столбов в зальбандах диабазовых даек мальгузарского диабаз-диорит-гранитоидного комплекса, а также линз и гнезд в висячем боку горизонта конгломератов и песчаников, залегающих среди сланцев лудловского яруса верхнего силура.

### Стронций

В Узбекистане зафиксировано более 40 проявлений и месторождений стронция осадочного происхождения.

Месторождения стронция по генетическому типу подразделяются на: первично-осадочные (сингенетичные, диагенетичные) и эпигенетичные. Типичным представителем эпигенетического типа является разведанное в Южном Узбекистане (Байсунский район Сурхандарьинской области) месторождение Шерабад. Приурочено оно к сульфатно-карбонатной толще палеогена. Вмещающие породы со стороны висячего бока – известняки, переходящие в мергели, лежащего бока – гипсоангидриты. Представлено двумя рудными телами пластообразной формы, согласного с вмещающими породами залегания. Рудное тело «Верхнее» (97% запасов) выходит на дневную поверхность, прослежено по простиранию на 960 м, а по падению на 125 м при мощности 1-20,6 м (среднее 13 м). Внутреннее строение рудного тела сложное: с пережимами, раздувами. Содержание окиси стронция по мощности и простиранию изменчиво – от 4,9 до 23,6% (среднее 12,4%). Рудное тело «Промежуточное» слепого залегания, имеет протяженность по простиранию 160 м, падению 40 м, средняя мощность 4,5%; содержание окиси стронция 7,7%.

## Литий

В Узбекистане пока имеется одно разведанное Шавазсайское месторождение лития, расположенное в Приташкентском районе. Месторождение представлено новым перспективным промышленным типом литиевого оруденения в вулканогенно-осадочных отложениях. Литий концентрируется преимущественно в тонко-обломочных пирокластически-осадочных породах: углеродисто-карбонатных и углеродисто-кремнисто-карбонатных туфоалевролитах, алевропелитах, аргиллитах.

В рудах присутствуют флюорит (до 3%), в небольшом количестве сульфиды (марказит, пирит, арсенопирит и др.), иногда самородное золото.

На территории Узбекистана известны и другие типы проявлений лития. С пермским магматизмом связано образование редкоземельных гранитов, пегматитов с лепидолитом, сподуменом, грейзенов с цинивальдитом. Развиты они в Южном Тянь-Шане (Зирабулак, Каратюбе), в Чаткальских горах (Ойгаин, Шабрез). Литиевая минерализация ассоциирует с бериллиевой, танталониобиевой, иногда оловянной.

## Золото

Республика Узбекистан занимает четвертое место в мире по разведанным запасам и седьмое – по добыче золота. В Республике выявлено 48 коренных и россыпных месторождений. Перспективы Узбекистана не исчерпываются разведанными месторождениями – прогнозные ресурсы золота более чем в два раза превышает разведанные запасы.

Месторождения и рудопроявления золота в Узбекистане относятся к следующим промышленно-генетическим типам: золото-кварцевому, золото-сульфидно-кварцевому, золото-сульфидному и золото-серебро-кварцевому эндогенного оруденения и одному экзогенному – золото россыпному.

Основное значение имеют коренные месторождения золота, расположенные в Кызылкумском (Мурунтау, Мютенбай, Триада, Бесапантау, Амантайтау, Кокпатас, Даугызтау, Косманачи, Аджибугут и др.), Нуратинском (Зармитан, Гужумсай, Урталик, Сармич, Биран, Марджанбулак и др.) и Чаткало-Кураминском регионах (Кочбулак, Кайрагач, Кызылалмасай, Каульды, Пирмираб,

Гузаксай и др.). Крупнейшим среди золоторудных месторождений Узбекистана и Евразии является месторождение Мурунтау.

Золоторудные проявления концентрируются, главным образом, в трех металлогенических зонах: Кураминской, Зарафшано-Туркестанской и Южно-Букантауской, в меньшей степени в Туркестано-Алайской и Зарафшано-Алайской и еще менее в Катармайской и Северо-Букантауской зонах.

В Чаткальской подзоне Чаткало-Кураминского региона насчитывается порядка 10, в Угам-Кумбельской подзоне порядка 16, а в Кураминской подзоне около 70 значимых проявлений золоторудных формаций.

В Кызылкумском и Нуратинском регионах, и в Зарафшано-Туркестанской зоне насчитывается 292, в Южно-Букантауской – 80, в Туркестано-Алайской – 7, в Катармайской – 82 и в Северо-Букантауской зоне 15 значимых проявлений золоторудных формаций.

### Серебро

В Узбекистане месторождения серебра сосредоточены в основном в двух регионах – Кызылкумском и Чаткало-Кураминском. Промышленные запасы серебра подсчитаны в четырех месторождениях: Окжетпес, Косманачи, Высоковольное; в Кызылкумском и Актепинском, в Чаткало-Кураминском регионах. Прогнозные ресурсы оцениваются в 30000 тонн.

Сереборудные месторождения Центральных Кызылкумов относятся к золото-серебро-кварцевому промышленно-генетическому типу. Всего в Кызылкумском регионе насчитывается 20 значимых сереборудных проявлений.

В Чаткало-Кураминском регионе серебряные месторождения представлены двумя промышленно-генетическими типами: серебро-полиметаллическим (Лашкерек) и серебро-арсенидным (Актепе). По рудоформационной принадлежности месторождение Актепе, относится к пятиэлементной (Ag, Ni, Co, Bi, U) серебро-арсенидной формации. В регионе известно 15 значимых сереборудных проявлений.

## НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Неметаллические полезные ископаемые – это самая обширная и разнообразная группа полезных ископаемых Республики Узбекистан, широко используемая в различных отраслях промышленности, строительстве, сельском хозяйстве, для бытовых нужд населения. К ним относятся свыше 70 видов минерального сырья добываемого и применяемого в народном хозяйстве Узбекистана.

Это **металлургическое** (или горнорудное) сырье – плавленый шпат, различное флюсовое и огнеупорное сырье, графит, асбест, теплоизоляционное сырье, вермикулит, разнообразные композиционные материалы, тальк.

**Горнохимическое сырье** (различные ископаемые соли, сера, сырье для каустической соды, концентрированные рассолы нефтяных залежей с разнообразными солями, йодом и бромом, широкий спектр минеральных пигментов) служит основой химической промышленности.

Месторождения **агрономического минерального сырья** (аггруды) широко распространены в Узбекистане и имеют важнейшее значение для развития сельского хозяйства. Сюда относятся фосфориты, бентониты и бентонитоподобные глины, глаукониты, калийные соли, гуминовые удобрения, сырьем которых служат угли.

**Стекольно-керамическое сырье** включает полевой шпат, кварц и кварцевые пески, каолины, сырье для тонкой керамики, волластонит и др.

Такие виды сырья, как **минеральные сорбенты** для очистки различных промышленных и пищевых продуктов, а также абразивные материалы широко используются в народном хозяйстве Узбекистана.

Очень многообразна группа **строительных материалов** (цементное, кирпичное, аглопоритовое сырье, песчано-гравийные материалы, щебень, бутовый камень, гипс, ангидрит, ганч, различные декоративно-облицовочные камни).

Наконец, широкой известностью пользуются разнообразные поделочные, полудрагоценные и редко встречающиеся драгоценные камни.

Специфическим типом является гидроминеральное сырье (йод, бром и др. химические элементы), добываемое из минерализованных подземных вод, в том числе газонефтяных.

## **ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ РЕСПУБЛИКИ КИРГИЗСТАН**

Республика Киргизстан обладает значительными месторождениями полезных ископаемых, таких как ртуть, сурьма, золото уголь. Ее недра содержат нефть, газ, волластонит, горючие сланцы, железную руду, цветные и редкоземельные металлы, платину, облицовочный камень, серу, песчано-гравийные отложения.

В Киргизстане промышленное значение имеют золоторудные, оловянные, ртутные, сурьмяные, полиметаллические и редкометалльные месторождения; известны месторождения пирита, осадочных железных руд, установлено молибден-ванадиевое оруденение, имеются месторождения нефти и газа, угля. Выявлены месторождения каменной соли, гипса, каолина и бентонитовых глин, стекольных песков, стройматериалов, а также пресных подземных вод; имеются многочисленные термальные и минеральные источники.

Всего, в Киргизстане насчитывается 494 перспективных месторождения металлических полезных ископаемых. В их числе запасы коренного и россыпного золота, серебра, сурьмы, ртути. На государственном балансе числится около 200 месторождений с полностью разведанными или активно разведываемыми запасами минерального сырья.

### **Нефть и газ**

Месторождения нефти, газоконденсата и природного газа находятся в Ферганской нефтегазоносной области. Известны несколько месторождений нефти и газа, в т.ч. нефтяные – Восточно-Избаскентское, Чангыр-Ташское, Карагачское, Тогап-Бешкентское, нефтегазовые – Майли-Суйское-IV, Избаскентское, Майли-Суйское-III, Северо-Риштанское, газовые – Кызыл-Алмаское, Сузакское, Чигирчикское, Сары-Камышское, Сары-Токское, газоконденсатное - Северо-Каракчикумское.

Запасы большинства месторождений невелики. Основные запасы нефти приурочены к отложениям палеогена, а природного газа – к породам юры и мела.

### Уголь

На территорию Киргизстана приходится около половины запасов каменных и бурых углей Среднеазиатской угольной провинции. Здесь выделяется пять угленосных районов (Южно-Ферганский, Узгенский или Восточно-Ферганский, Кавакский, Иссык-Кульский и Алайский угольные районы), в которых известно 45 месторождений угля.

Общие геологические запасы углей в Киргизстане оцениваются в 28,3 млрд. тонн; из них 2,3 млрд. т. – разведанные, 26 млрд. т. – прогнозные, отвечающие требованиям промышленности. Из них на долю бурого угля приходится до 20 %, на долю каменных углей различных марок (включая коксующиеся угли, полуантрациты и антрациты) – около 80%.

### Горючие сланцы

Горючие сланцы известны в палеозойских отложениях в районах угольных месторождений Сулюктинское, Кок-Янгатское и Каргажанское. Встречаются только в виде маломощных, непротяжённых линз и характеризуются высокой зольностью, поэтому практического значения не имеют.

Залежи **торфа** находятся в Чуйской долине, Узгенской и др. межгорных впадинах. Они связаны с пролювиально-аллювиальными болотными образованиями. Размеры торфяных залежей ограничены. Торф содержит значительную примесь песчано-глинистого материала, характеризуется высокой зольностью и слабым разложением растительного материала.

### Железо

Среди месторождений **железных руд** на территории Киргизстана преобладают осадочно-метаморфогенные месторождения древних формаций, сосредоточенные преимущественно в полосе шириной 30-40 км, вдоль важнейшей структурной линии Тянь-Шаня, на отрезках её 50 км к Западу и 180 км к Востоку от оз. Сонг-Кёль (Джетымская группа месторождений).

Рудные тела имеют субпластовую и линзовидную формы. Средняя длина их по простиранию 300 м; мощность измеряется первыми десятками метров. Прогнозные запасы железных руд Джетымского месторождения оцениваются в 3,8 млрд. тонн.

### Алюминий

Алюминиевые руды представлены рудопрооявлениями бокситов, месторождениями нефелиновых сиенитов, андалузит-силлиманитовых сланцев, алунитов и каолинов. *Бокситы* среднекаменноугольного и поздне триасово-раннеюрского возрастов известны в горном обрамлении Ферганской долины, а также в Туркестанском и Алайском хребтах.

Нефелиновые сиениты известны во многих районах Северного, Срединного и Южного Тянь-Шаня. Сандыкский и Зардалекский массивы нефелинсодержащих пород разведаны как месторождения глинозёмистого сырья. В них выделены участки с более высоким (19,2% на Сандыкском и 22,6% на Зардалекском) содержанием глинозёма.

Андалузит-силлиманитовые сланцы развиты среди протерозойских толщ Таласского хребта, но как глинозёмное сырьё не изучены.

Алуниты и каолины известны во многих районах республики, но планомерному изучению на глинозём не подвергались.

### Вольфрам

Вольфрамовые руды представлены в основном двумя типами: контактово-метасоматическим (скарновым) и гидротермальным. Скарновые рудные тела с шеелитом наиболее развиты в Срединном Тянь-Шане (месторождения Кумбельское, Кашка-Суйское, Турегельдинское, Кен-Суйское), где они в виде линзовидных метасоматических залежей с вкрапленным оруденением развиты в экзоконтактовых частях гранитоидных массивов. Гидротермальные вольфрамовые руды (вольфрамит и шеелит) ассоциируют с оловом в кварц-турмалиновых и кварцевых жилах в Сары-Джазском вольфрам-оловорудном районе в юго-восточной части Южного Тянь-Шаня.

## Медь

Меднорудные месторождения представлены различными промышленно-генетическими типами: медно-порфировым (Талды-Булакское, Андашское, Каракольское месторождения) и скарновым (Куру-Тегерекское и др. месторождения); рудопроявления медистых песчаников и гидротермальных жильных тел и рудных зон обычно имеют небольшие размеры.

Медно-порфировые месторождения связаны с палеозойскими интрузиями диоритов и гранодиоритов. Содержание меди в рудах колеблется от 0,2 до 0,6%. Попутные компоненты – молибден и благородные металлы.

## Олово

Оловорудные месторождения и рудопроявления имеются во всех складчатых областях Киргизстана. Они представлены практически всеми известными формационными типами месторождений олова.

К формации оловоносных пегматитов относятся проявления Туркестанского хребта, где известны сотни пегматитовых жил, содержащих олово и слюду. Типичные представители грейзеновой формации – месторождения Чон-Кызылсуйское в хр. Терской Ала-Тоо и Узун-Булакское в Чаткальском хребте. Наряду с касситеритом в них встречаются вольфрамит, шеелит и др.

Многочисленные проявления олова скарновой формации развиты в районе западного окончания Киргизского хребта (Береговое, Чирканакское и др.). К касситерит-сульфидной формации относятся месторождения Чат-Карагайское в Таласском хр. и Сары-Булакское в хр. Кокшаал-Тоо.

К касситерит-кварц-силикатной формации относятся многочисленные кварц-турмалиновые жилы с касситеритом, вольфрамитом, шеелитом и флюоритом, развитые среди гранитоидов и терригенных образований на востоке Киргизстана (в Сары-Джазском вольфрам-оловорудном районе).

## Свинец и цинк

Свинцово-цинковые месторождения стратиформного типа развиты в герцинских структурах Срединного Тянь-Шаня (Чаткальский хребет, Гава-Сумсарский район, хребет Молдо-Тоо). В

ряде каледонских структур Северного Тянь-Шаня, активизированных в герцинское время, широко распространены трещино-метасоматические свинцово-цинковые рудные тела в магматических и осадочных образованиях (Боординское, Ак-Тюзское, Гранитогорское, Ак-Кульское, Курганское, Шанькское, Шырғыйское, Арсинское и др.).

### Ртуть

Республика Киргизстан занимает центральную часть Среднеазиатской ртутной провинции. Месторождения и рудопроявления ртути группируются в два рудных пояса: Южно-Ферганский и Зарафшано-Гиссарский. В Южно-Ферганском ртутно-сурьмяном поясе выделяются следующие промышленные типы ртутных месторождений: джаспероидный (Хайдарканское, Чаувайское), листовитовый и карбонатный (Адыр-Кооское, Курсалинское, Бирксу, Сымапское). Ртутное оруденение часто ассоциирует с сурьмяным. По запасам ртути Киргизстан занимает ведущее место в СНГ.

### Сурьма

Сурьмяные руды распространены в Чаткало-Кураминском регионе Срединного и Фергано-Кокшаальском регионах Южного Тянь-Шаня.

В Чаткало-Кураминском регионе в Терек-Кассанском рудном районе имеются Терек-Сайское и Кассанское месторождения сурьмы; в Фергано-Кокшаальском регионе – месторождения Кадамджайское, Северо-Ак-Ташское и Абширское приуроченные к Южно-Ферганскому ртутно-сурьмяному поясу.

Месторождения представлены джаспероидно-антимонитовой рудной формацией. Основной рудный минерал – антимонит.

В восточной части Алайского хребта размещается Иркеш-Савоярдинский рудный район, где в зонах крутопадающих разломов среди сланцев силура-девона развито сурьмяно-полиметаллическое оруденение, представленное в основном кварц-карбонат-жемсонитовыми рудами.

### Золото

Месторождения золота представляют наибольший интерес. Сейчас в Киргизстане разрабатывается 8 коренных месторожде-

ний золота – Кумтор, Макмал, Солтон-Сары, Тереккан, Иштамберды, Джамгыр, Караказык и Левобережное.

Наиболее крупным из них является месторождение Кумтор. Оно расположено в восточной части Срединного Тянь-Шаня на высоте примерно 4000 метров над уровнем моря, в Иссык-Кульской области в 350 километрах от столицы Киргизстана – города Бишкек. Месторождение было открыто в 1976 году. Общие запасы и ресурсы месторождения в это время оценивались примерно в 716 тонн золота.

Добыча золота из россыпей проводится на месторождениях Сулу-Тегерек, Каратюбе, Бузук, Баймак, Иштамберды, Чанач – в Джалал-Абадской области, Кумбельсу и Кынды – в Нарынской, а также Токайлу и Карабулак – в Чуйской области.

В последние три года в строй введены три золоторудных производства – Иштамберды, Караказык, Джамгыр. Строятся Талды-Булак Левобережный и Бозумчак. Еще 12 месторождений находятся на стадии технико-экономического обоснования и проектирования.

### **Горнохимическое и горнорудное сырьё**

Горнохимическое сырьё в Киргизстане представлено серой, пиритом, флюоритом, баритом и каменной солью. Сера самородная известна на Чангыр-Ташском месторождении нефти, где она приурочена к полосе нефте- и сероносных палеогеновых отложений. Особый интерес для получения серы представляет Ачик-Ташское серно-колчеданное месторождение на южном склоне Киргизского хребта.

**Флюоритовое оруденение** в Киргизстане развито довольно широко, но промышленная оценка его проводилась только на ртутно-сурьмяных и полиметаллических месторождениях.

**Барит.** В Киргизстане установлено два основных типа проявлений баритовой минерализации: барит-флюоритовые и барит-кварцевые жилы без или с полиметаллической минерализацией; известны также баритовые образования в карстовых полостях.

**Месторождения солей.** На территории Киргизстана месторождения каменной соли известны среди неогеновых (преобладают), меловых и каменноугольных отложений.

Соляные месторождения карбона известны в районах Джергала (месторождение Джергаланское) и нижнего течения реки Кёкёмерен (месторождения Кёкёмеренское, Бурумджорское), а месторождения мелового возраста — только в западной части Алайской впадины (месторождение Чон-Алайское). Среди основных соляных месторождений неогенового возраста (Чон-Тузское, Кетмень-Тёбинское и др.) выделяются следующие разновидности: месторождения чистой каменной соли (поваренной), месторождения каменной соли с примесью глин и глауберита (кормовая соль), а также месторождения тенардита, месторождения гипс-мирабилитовых пород. Обычно месторождения соли объединяют в себе 2-3 типа и являются комплексными, однако преобладают месторождения поваренной соли.

**Нерудное индустриальное сырьё** на территории Киргизстана представлено небольшими по размерам месторождениями магнетита, талька, корунда.

**Магнетит** в промышленно-значимом количестве установлен только на Шурабском месторождении (на северном склоне хребта Катран-Тоо) в виде амфибол-асбестовых прожилков мощностью 1,5-2 см и длиной до 5 м в серпентинах.

**Тальк** известен на Туктугур-Булакском месторождении близ пос. Ак-Тюз, а также на Шематалказинском месторождении, где выявлено 18 рудных тел в серпентинитах.

**Корунд** в Киргизстане известен на Чаркумтауском (Туркестанский хр.) и Сурме-Ташском (Алайский хр.) месторождениях.

**Строительные материалы** представлены разнообразными видами полезных ископаемых. Месторождения грубокерамических глин (Башкарасуйское, Джалал-Абадское, Ошское, Сары-Булакское и др.), а также бутового камня, гравия, щебня, песка имеются практически во всех районах республики.

Широко распространены значительные по запасам месторождения известняков, мраморов, мергелей, строительных и облицовочных (в основном цветных) камней, а также различных глин, песков и песчаников. Из других видов материалов интерес представляют развитые почти на всех буроугольных месторождениях глиежи, используемые как активные минеральные добавки в портландцементы, а также гипс и углисто-глинистые сланцы.

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ РЕСПУБЛИКИ ТАДЖИКИСТАН

В пределах Таджикистана расположены складчатые сооружения Срединного и Южного Тянь-Шаня и Памира, а также две межгорные впадины: Таджикская и Ферганская депрессии. Соответственно, в недрах этой страны содержится широкий комплекс различных полезных ископаемых. В Таджикистане разведано более 360 месторождений 50 видов минерального сырья. Основные полезные ископаемые: на Памире и в Гиссаро-Алайском регионе Южного Тянь-Шаня обнаружены месторождения сурьмы, ртути, мышьяка, бора, пьезокварца, горного хрусталя, оптического флюорита, исландского шпата, лазурита, благородной шпинели, вольфрамовых руд и золота (в россыпях). В северном Таджикистане в Кураминской зоне имеются месторождения полиметаллических руд, редких металлов, пьезооптического сырья, шеелита, ископаемых углей. В Таджикской и Ферганской депрессиях имеются месторождения нефти, природного газа, угля, горючих сланцев, каменной соли и различных стройматериалов. Богат Таджикистан и минеральными источниками, приуроченными к зонам разломов (горячие, нарзанные, местами радиоактивные воды).

### Уголь, торф и горючие сланцы

Основу топливно-ресурсной базы Таджикистана составляют **угольные месторождения** локализованные в палеозойских и юрских отложениях. Промышленный интерес представляют месторождения каменного угля в межгорных впадинах (Ферганская, Магиан-Фарабская) и грабенах (Зиддинский, Фан-Ягнобский и др.). Выявлено 6 месторождений с общими запасами более 670 млн. тонн. Наиболее крупные из них — Фан-Ягнобское и Назарайлокское. На севере республики разрабатывается Шурабское месторождение бурых углей с запасами 142 млн. тонн.

Выявлено свыше 50 месторождений **торфа** с общими запасами более 200 млн. тонн. Из них наиболее крупные (Шайнакское, Регарское) расположены в Гиссарской долине, а мелкие (Мургабское, Тохтамышское и др.) — на Памире.

**Горючие сланцы** известны в Юго-Западной части страны в палеогеновых отложениях (Южно-Таджикская депрессия). Месторождения (Тереклитауское, Гараутинское, Кызымчекское) представлены маломощными прослоями и линзами горючих сланцев с высокой зольностью (84%), низким выходом дёгтя (4,5%), низкой теплотой сгорания (6,4 МДж/кг). Прогнозные ресурсы составляют 216 млн. т.

### **Нефть и газ**

Месторождения нефти и газа сосредоточены в Ферганской межгорной впадине (Ферганская нефтегазоносная область) и Южно-Таджикской депрессии (Сурхан-Вахшская нефтегазоносная область). Наиболее крупные месторождения Ферганской нефтегазоносной области (Канибадамское, Аеританское, Раватское, Ким и др.) связаны с порово-трещинными коллекторами преимущественно палеогенового возраста.

Газовые месторождения находятся в песчаниках и известняках палеогенового и мелового возраста на глубинах 1500-4000 м.

Нефтяные месторождения Сурхан-Вахшской нефтегазоносной области (Бештентяжское, Шаамбары, Кичик-Бельское и др.) связаны с палеогеновыми известняками и доломитами на глубинах 1000-2500 м.

Нефть добывается на севере (Нефтеабад, Рават) и юге (Кичрик-Бель, Акбашадыр, Шаамбары) республики. Нефть южных месторождений – тяжёлая, парафинистая и сернистая, используется преимущественно в составах для покрытия дорог.

### **Железо и марганец**

Месторождения и проявления железных руд выявлены в Кармазаре (Северный Таджикистан) и на Памире. Наибольший интерес представляют скарно-магнетитовые месторождения, распространённые в Кармазаре (Чокадамбулакское) и на Памире (Барчское).

Небольшие запасы марганцевых руд связаны с проявлениями на северо-востоке республики (западная часть Ферганской межгорной впадины).

## Алюминий

Алюминиевые руды представлены месторождениями и проявлениями бокситов, алунитов и нефелиновых сиенитов.

Бокситы среднекаменноугольного и поздне триасово-раннеюрского возраста известны в Центральном Таджикистане и на Памире. Месторождения алунитов известны в Карамазаре. Наиболее значительны месторождения нефелиновых сиенитов в Центральном Таджикистане (Турпинское, Тутекское).

## Висмут

Месторождений висмутовых руд распространены в Карамазаре, Центральном Таджикистане и на Памире. Месторождения представлены двумя типами: скарновым (железо-висмутовые) и гидротермальным (медно-висмутовые с попутными Ag и Au). Кроме того в качестве попутного компонента висмут присутствует в рудах вольфрамовых, золоторудных и полиметаллических месторождений.

## Вольфрам

Промышленные месторождения вольфрамовых руд сосредоточены в Карамазаре (Чорух-Дайронское, Шапталинское) и Центральном Таджикистане, а перспективные – на Памире (Икарское). Оруденение, в основном скарнового и гидротермального типов, приурочено к зонам трещиноватости и скаполитизации. Руды содержат 0,25-1% WO<sub>3</sub> и попутно - Sn, Cu, Mo, Zn и др.

## Золото

Руды золота сосредоточены в собственно золоторудных и комплексных месторождениях. На территории Таджикистана выявлено 4 золоторудных пояса и 18 перспективных площадей. Собственно золоторудные экзогенные месторождения связаны с аллювиальными четвертичными россыпями в предгорных прогибах, долинах и террасах равнинных рек (районы Дарваза, Памира, Зарафшана). Коренные эндогенные месторождения представлены шестью типами. Большая часть запасов связана с золото-кварцевыми (Карамазар), золото-скарновыми (Центральный Таджикистан) и золото-кварц-сульфидными (повсеместно, за ис-

ключением межгорных впадин с россыпными месторождениями золота) месторождениями. Руды некоторых месторождений комплексные и содержат повышенные концентрации Ag, Cu, Bi.

### **Серебро**

Месторождения **серебряных руд** известны в Карамазаре, Центральном Таджикистане и на Памире. Рудные тела содержат серебро в виде самостоятельных минералов (аргентит, пираргирит, прустит, самородное серебро) и в виде изоморфной примеси в галените и минералах висмута. Месторождения гидротермального и скарнового типов. Серебро, как попутный элемент, имеет промышленное значение в полиметаллических, медно-висмутовых, вольфрамовых и золотых рудах Восточного Карамазара. Собственно серебряные месторождения известны в Карамазаре (Большой Канимансур), на Памире (Токузбулакское) и др.

### **Медь**

Основные запасы **медных руд** связаны с полиметаллическими (Алтын-Топкан, Тарор и др.), вольфрамовыми и золоторудными, а также медно-висмутовыми (Каптархона) месторождениями Карамазара. Кроме того, в районе Дарваза выявлены два стратиформных проявления медистых песчаников и конгломератов верхнепермского возраста (Равноуское, Дарайтангское).

### **Молибден**

Молибденовые руды сосредоточены в скарновых месторождениях гор Моголтау, в Центральном Таджикистане и на Памире. Промышленный интерес представляют: собственно молибденовое месторождение Южно-Янгиканское, а также молибденово-вольфрамовое месторождение Чорух Дайрон.

### **Свинец и цинк**

Запасы **свинцово-цинковых руд** связаны с комплексными полиметаллическими месторождениями, широко распространёнными на территории Таджикистана. Основная часть разведанных запасов сосредоточена в Карамазарской рудной провинции. Рудные поля Западного Карамазара (Алтын-Топкан, Курусайское, Кансайское и др.) включают месторождения преимуще-

ственно скарнового типа. Для рудных полей Восточного Карамазара характерен трещинно-жильный гидротермальный тип месторождений (Канимансурское, Замбаракское, Чукурджилгинское и др.) с прожилково-вкрапленными, гнездовыми и агрегативными рудами. Для района Дарваза характерны телетермальные месторождения (Иокунджское и др.).

### **Никель**

На Памире выявлено три проявления никелевых руд приуроченных к гипербазитам. Руды комплексные медно-никелевые, вкрапленные массивные и брекчиевидные, пирротин-виоларитового состава; кроме Ni, содержат Cu и Co.

### **Олово**

Оловянные руды различных генетических типов известны на Памире (Трезубец, Заречное) и в Центральном Таджикистане (Тагобикульское, Майхура). Наибольший интерес представляют кварц-касситеритово-сульфидный и скарновый типы руд. Имеются также и станниновые руды (Казнок-Мушистонское рудное поле). Кроме того, касситерит является основным сопутствующим минералом в некоторых месторождениях вольфрамовых руд.

### **Руды редких металлов**

Редкометалльная минерализация проявлена в Центральном и Юго-Восточном Таджикистане, где связана с пегматитами и зонами альбитизации и грейзенизации в гранитах. Небольшие рудные тела разнообразной морфологии не образуют промышленных залежей.

### **Ртуть**

Месторождения и проявления ртутных руд гидротермального генезиса приурочены к Зарафшано-Гиссарскому ртутно-сурьмяному поясу. Ртутная минерализация локализуется на контактах карбонатных и терригенных пород, в брекчиях и трещиноватых участках однородных пород. Руды в основном ртутно-сурьмяные. Морфология и размеры рудных тел, их количество на

месторождениях варьируют в широких пределах. Наиболее значительно по запасам. месторождение Кавнокское.

### Сурьма

По запасам **сурьмяных руд** Таджикистан занимает одно из ведущих мест в Средней Азии. Месторождения и рудопроявления приурочены к Зарафшано-Гиссарскому ртутно-сурьмяному поясу. Большинство из них представлено стратиформными залежами пластообразной и линзообразной формы среди брекчированных джаспероидов, и относится к кварц-флюорит-антимонитовой формации. Руды сурьмяные и ртутно-сурьмяные (Джижикрутское месторождение, Шинг-Магианская группа месторождений). Меньшее распространение имеют гидротермальные жильные и штокверковые месторождения (Кончочское рудное поле), где в качестве попутного компонента присутствует Au, реже флюорит.

На юго-западе республики выявлены месторождения **целестина**.

**Горнохимическое сырьё** в Таджикистане представлено баритом, борными рудами, известняками и доломитами, каменной солью, минеральными пигментами, озокеритом, флюоритом, фосфоритом и др. Наиболее крупные месторождения барита сосредоточены в Северном Таджикистане (Баритовая горка, Становая жила, Музбекское).

Единственное промышленное **скарновое** месторождение **борных руд** выявлено на Памире. В районе озера Сасыккуль известны проявления борных руд вулканогенно-осадочного типа. Промышленные концентрации бора выявлены в отдельных водоносных горизонтах Южно-Таджикской депрессии.

Значительные запасы химически чистых **известняков** и **доломитов**, пригодных для производства соды, извести, карбида кальция и металлического магния, выявлены в Исфаринском районе (Арабское, Варухское) и в Южном Таджикистане (Пусхурское, Яванское и др.).

Месторождения **каменных солей** имеются во многих районах республики, большая часть их сосредоточена в Юго-Западном Таджикистане (Алимтайское, Танобчинское, Ходжа-Муминское, Ходжа-Сартисское) и в Ферганской впадине

(Камышкурганское и др.). Небольшие месторождения имеются на Памире (Шорбулакское). Прогнозные запасы каменных солей превышают 100 млрд. т., разведанные составляют 4 млрд. тонн.

Месторождения **минеральных пигментов** выявлены в Северном Таджикистане (Шурабское и др.). Балансовые запасы трёх разведанных месторождений составляют около 500 тыс. тонн.

Мышьяковое оруденение широко распространено в Карамазаре и Центральном Таджикистане, но промышленные месторождения в основном отработаны.

Месторождения **флюорита** выявлены во многих районах Таджикистана. Промышленные месторождения гидротермального генезиса представлены сульфидно-флюоритовым, кварц-флюоритовым и кальцит-баритовым типами оруденения. Первые два характерны для месторождений Карамазара (Наугарзанское, Восточно-Канимансурское) и южного склона Гиссарского хребта (Таковское). Флюоритовые месторождения кальцит-баритового типа распространены на Памире. Месторождение оптического флюорита в известняках (Куликалонское) отработано. Перспективы открытия новых месторождений оптического флюорита связывают с гидротермальными жилами Зарафшано-Гиссарской рудной зоны.

Запасы **фосфорных руд** составляют 112 млн. т. Мелкие осадочные месторождения зернистых и желваковых фосфоритов распространены в известняках, песчаниках и алевролитах палеогена и мела Центрального (Зиддинское) и Северного (Акчечекское) Таджикистана.

**Индустриальное сырьё.** Месторождения и проявления **асбеста** сосредоточены на юго-востоке Таджикистане (Бунайское, Удобское, Дарайтехарвское). Рудные тела локализованы в серпентинитах перми в виде прожилков хризотил-асбеста и амфибол-асбеста.

Месторождения **исландского шпата, оптических кварца и кальцита** выявлены в Центральном Таджикистане и на Памире и приурочены к гидротермальным жилам в карбонатных породах палеозоя. На севере страны в нижнепалеогеновых отложениях известно месторождение **кварцевых песков** (Курганчинское).

Единственное промышленное месторождение **озокерита** находится в Исфаринском районе Северо-Восточного Таджикистана и связано с песчаниками и известняками туркестанских слоев палеогена.

В Юго-Восточном Таджикистане имеется Мульводжское месторождение **тальковых руд** приуроченных к прослоям магнезиальных мраморов архейского возраста. Прогнозные запасы Мульводжского месторождения свыше 1 млн. т.

Из других видов индустриального сырья выявлены месторождения **гипса, ангидрита** и проявления **флогопита**.

**Нерудные строительные материалы** разведаны на 150 месторождениях, в т.ч. кирпичных глин, керамзитового сырья, известняков для получения извести, стекольных песков, песчано-гравийных материалов, строительного камня и цементного сырья. Разнообразны по составу и цветовой гамме облицовочные камни, среди которых выделяются цветные мраморы (Агаджольское), красные граниты (Шайданское и др.), пёстрые конгломераты (Среднее Такели), гранодиориты (Моголтауское, Северное), мраморы (Даштакское), габбро и др. В Таджикистане имеются месторождения разнообразных поделочных и драгоценных камней.

**Минеральные воды** Таджикистана в основном сульфатно-хлоридные натриевые (Шаамбары, Хаватаг, Каратаг), гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевые (Яврозское). В палеогеновых водоносных горизонтах Ферганского артезианского бассейна выявлены воды сероводородного и углекислого состава. Радоновые воды встречаются в палеозойских отложениях Памира (Шахдара). Распространены также термальные воды (Гармчашминское, Обигармское). К палеогеновым и меловым отложениям Ферганской впадины приурочены йодсодержащие воды. Водоносные комплексы Афгано-Таджикской депрессии обогащены J, Br, редкими элементами. Повышенное содержание этих элементов имеют рассолы юрских соленосных отложений.

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ РЕСПУБЛИКИ ТУРКМЕНИСТАН

Недра Туркменистана содержат ценные полезные ископаемые: нефть и природный газ, сера, свинец, мирабилит, йод, бром. В стране также имеется разнообразное сырьё для различных отраслей промышленности: известняки, мергели, доломиты, граниты, гипс, огнеупорные глины, кварцевый песок, гравий, галечник и др.

Учитывая недостаточность объективных данных по многим видам минерального сырья добываемого в Туркменистане, а также то, что основой её экономики являются топливно-энергетические ресурсы, ниже приводятся лишь общие сведения о некоторых нефтегазовых месторождениях этой республики.

Согласно схеме нефтегеологического районирования А.А.Баркирова на территории Туркмении располагаются 2 нефтегазоносные провинции (НГП).

Восточная и центральная части территории Туркменистана охватывают южную часть Туранской нефтегазоносной провинции. Здесь выделяются: одна нефтегазоносная область (Амударьинская НГО) и несколько нефтегазоносных бассейнов (НГБ) – Бухаро-Хивинский, Мургабский, Карабил-Бадхызский и Каракумский. Западная часть Туркмении относится к Южно-Каспийской НГП.

В выявленных провинциях к настоящему времени открыто более 220 нефтяных, газовых, нефтегазовых и конденсатных месторождений.

Только государственный концерн «Туркменгаз» разрабатывает более 30 газовых и газоконденсатных месторождений, в том числе Довлетабад, Шатлык, Малай, Керпичли, Гарашсызлыгын 10 йыллыгы, Газлыдепе, Багаджа, Гарабил, Гуррукбил, группу месторождений в Центральных Каракумах и другие.

По итогам 2012 г. объем добычи газа в Туркменистане составил более 75 млрд. куб. м., а экспорта – около 60 млрд. куб. м.

Добыча нефти к 2013 году увеличилась и сегодня ее объем находится в пределах 10 млн. тонн в год, что составляет около 0,006% общемировой добычи, из которых экспортируется около 6,5 млн. тонн.

По официальным данным Туркменистан располагает доказанными запасами нефти в 20 млрд. тонн. Однако, по данным российского «Лукойла», доказанные запасы нефти в Туркменистане оцениваются в 400 млн. тонн. Примерно такую же оценку туркменских нефтяных запасов дает и британская «British Petroleum». По другим данным запасы нефти оцениваются в пределах 1,5–2,0 млрд. тонн.

Информация о суммарных запасах газа в Туркменистане имеет противоречивый характер. Так, по туркменским оценкам, запасы газа составляют 25,213 трлн. куб. м. По данным российского «Газпрома», доказанные запасы туркменского газа – около 3 трлн. кубических метров, без учета открытого в 2006 году газового месторождения «Южный Иолотань», запасы которого могут составлять от 4 до 14 трлн. куб. м. газа. В свою очередь, «British Petroleum» оценивает доказанные газовые запасы Туркменистана примерно в 7,5 трлн. куб.м. (с учетом месторождения «Южный Иолотань»). Согласно заявлению английской аудиторской компании «Gaffney Cline & Associates», запасы гигантского месторождения Южный Иолотань составляют около 6 трлн. куб. м. газа.

Как бы то ни было, несомненно, что Республика Туркменистан обладает колоссальными запасами углеводородного сырья.

В соответствии с программой развития нефтегазового комплекса Туркменистана на период до 2030 г. добычу природного газа планируется довести до 250 млрд. куб.м., а нефти – до 110 миллионов тонн. При этом экспорт газа намечено увеличить до 180 миллиардов кубометров в год.

---

## Глава V. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

### Строение земной коры

Наиболее обширные и достоверные данные о строении земной коры дает сейсмология взрывов, поскольку при работах этим методом можно получить сколь угодно детальные системы наблюдения. Узбекистан относится к районам, сравнительно полно освещенным глубинным сейсмическим зондированием (ГСЗ). Кроме ГСЗ, к взрывной сейсмологии относится регистрация промышленных взрывов. Такие исследования были проведены с регистрацией стационарной сейсмической сетью и передвижными сейсмологическими станциями.

В последние годы в некоторых регионах, в частности на плато Устюрт и в Южном Приаралье, новая, наиболее детальная информация о строении глубоких границ в земной коре получена в результате применения способа общей глубинной точки (ОГТ) в глубинном варианте.

Вторым источником информации о глубинном строении земной коры являются данные сейсмологии землетрясений. В Средней Азии применение нашли четыре методики, основанные на регистрации: квазиголовных волн, связанных с поверхностью  $M$ , от близких коровых землетрясений, проходящих волн землетрясений Памиро-Гиндукушской зоны, обменных волн далеких и мантийных Памиро-Гиндукушских землетрясений (Земная кора и верхняя мантия Средней Азии, 1977): волн, рефрагированные в коре.

Наконец, третьим источником информации служат сведения о распределении физических полей, рельефе твердой Земли, мощности седиментного слоя, которые связываются с глубокими границами литосферы корреляционными зависимостями.

Территория Средней Азии по признаку мощности земной коры разделяется на две части, в целом соответствующие ее морфологическому делению – север-западную и юго-восточную. Се-

веро-западная часть территории, соответствующая равнинам Турана, характеризуется средней мощностью коры 40 км, низкими градиентами изменения глубин залегания поверхности Мохоровичича, обширными пологими формами ее рельефа. Диапазон изменения толщины коры не более 15 км. Юго-восточная часть территории соответствует орогенической области Тянь-Шаня и Памира. Средняя мощность земной коры составляет 52 км. Диапазон ее изменения достигает 35 км.

Таким образом, по мощности земная кора орогенной области Тянь-Шаня и Памира превышает земную кору Туранской плиты в среднем на 15 км, а по контрастности и размаху значений мощности консолидированной коры – в пять раз.

В настоящее время употребление терминов «базальтовый» и «гранитный» слои для характеристики континентальной коры является нецелесообразным, так как они однозначно не определяют неоднородности земной коры. Об этом свидетельствуют исследования геофизиков и результаты бурения Кольской сверхглубокой скважины. Выяснилось, что высокоскоростные слои не всегда базальты или породы основного состава, ими могут быть доломиты, или мрамор. Поэтому предполагается разделение земной коры Средней Азии на верхнюю и нижнюю коры.

Верхняя кора включает сверху-вниз:

1. Осадочный мезо-кайнозойский покров.
2. Осадочно-метаморфический палеозойский слой.
3. Гранито-метаморфический докембрийский слой.

«Граница Конрада» между верхней и нижней кораами проявляется не повсеместно.

Нижняя кора содержит «высокоскоростные» слои и состоит из архей-протерозойских пород, глубоко метаморфизованных в гранулитовой фации. Это следующие породы: гранулиты, анортозиты, чарнокиты, амфиболиты и др.

Исследования последних двух десятилетий показали целесообразность трехчленного деления консолидированной коры. Верхняя часть ее характеризуется градиентным нарастанием скорости до 6,5 км/с. Начальное значение скорости продольных волн на поверхности консолидированной коры может быть различным. До глубин 4-5 км оно зависит от состава слагающих палеозойское складчатое основание пород и изменяется от 5,0 до 6,4

км/с. В глубоких впадинах за счет высокого давления скорости повышаются и сглаживаются. Однако, главный признак – отсутствие слоев пониженной скорости – сохраняется. Верхняя часть коры охватывает складчатое основание и кристаллический фундамент, ее мощность – 10-12 км. Средняя часть коры характеризуется чередованием слоев с пониженной и повышенной скоростями, большой расслоенностью. Скорость в слоях-экранах – 6,5-6,7 км/с, в слоях с пониженной скоростью (волноводах) – 5,8-6,2 км/с. Мощность средней коры – 10-15 км. Для объяснения слоев пониженной скорости привлекаются три процесса. Первый процесс предполагает зону разрушения под действием вертикальных или горизонтальных напряжений с обводнением возникших при разрушении трещин. В пользу этого процесса говорят снижение в средней коре числа очагов землетрясений, т.е. повышенная пластичность, а также совпадение в ряде районов (Зарафшанская впадина, Бухарская ступень) первого, наиболее интенсивного волновода со слоем высокой электрической проводимости. Второй процесс – метаморфический, предполагает дифференциацию средней коры на слои, сложенные породами более или менее кислого состава, возникшие вследствие ультраметаморфизма, анатексиса и гранитизации. Наконец, третий вариант объяснения коровых волноводов – термобарический; согласно ему скорость понижается при высоком температурном градиенте, когда понижение скорости за счет повышения температуры превышает ее рост за счет давления. Второй и третий процессы можно связать между собой, т.к. теплопроводность и теплогенерация кислых и основных пород сильно различаются. Следовательно, значительно различаться должен и термоградиент.

Наконец, нижняя часть коры имеет повышенную скорость в пределах 6,8-7,2 км/с. Как правило, это малорассеянная среда, о чем говорит малое количество отражающих границ и границ обмена, упругие модули и вязкость велики; именно к нижней коре приурочены очаги наиболее крупных коровых землетрясений (Газлийского, Алайского и др.).

Мощность нижней коры изменяется в широких пределах – от 12-15 км на равнинах Турана и в межгорных впадинах Тянь-Шаня до 35 км, и более под высокогорными сооружениями Тянь-Шаня и Памира. Видимо нижняя кора состоит из двух секций,

верхняя из которых, более расслоенная, представляет собой часть земной коры, существовавшую до начала новейших орогенических движений, а нижняя – вновь образованные в процессе орогенеза корня гор.

В пределах Туранской плиты господствующей тенденцией является согласное залегание поверхностей фундамента и М, а также соответствие между аномалиями силы тяжести и толщиной земной коры. Эта тенденция нарушается в горах Султануиздаг, где поднятию фундамента и максимуму силы тяжести соответствует значительное погружение поверхности М. В центральных поднятиях Кызылкумов и Нуратинском районе, видимо, можно местами ожидать обратные соотношения поверхностей фундамента и М.

В эпиплатформенной орогенической области Тянь-Шаня наблюдаются сложные структурные взаимоотношения поверхностей складчатого основания и Мохоровичича. Несомненным является наличие корней гор, т.е. обращенного рельефа этих поверхностей под горными сооружениями Тянь-Шаня и Памира. Это доказывается разрезами по профилям Шартуз-Алмалык и Зоркуль-Токтогул. По первому из них сейсмический разрез в общем плане может быть разделен на три части, соответствующие трем блокам коры. Южный блок отвечает в фундаменте Байсунско-Каракумскому срединному массиву, в современной структуре – Южно-Таджикской системе мегасинклиналей. Поверхность М залегает на глубинах 36-45 км, погружаясь на юг; консолидированная кора сильно расслоена. Средний Южно-Тяньшаньский блок характеризуется резким утолщением коры с погружением поверхности М до 55 км. Все границы в коре не согласны с поверхностью М и в пределах блока приподняты. В результате под Южным Тянь-Шанем в низах коры обособляется линза мощность около 20 км, представляющая собой вновь образованный корень кор. Корневое утолщение коры асимметрично, смещено относительно оси симметрии поднятия поверхности Земли на юг; кроме того, градиент утолщения коры с юга вдвое выше, чем с севера. Кора, особенно в нижней части, слабо расслоена. Между Южно-Таджикской системой мегасинклиналей и орогеном Южного Тянь-Шаня отмечается гребневидное поднятие поверхности М, в своде которого она залегает на глубине 40 км. Северный блок ох-

ватывает северное замыкание Ферганской мегасинклинали и погружение Кураминской мегаантиклинали.

Наибольшие глубины поверхности наблюдаются по профилю Зоркуль-Токтогул в районе Северного Памира – 78 км.

Центральному Памиру и Южному Тянь-Шаню соответствуют зоны высокой расслоенности верхней части коры, Алайскому прогибу – нижней ее части. Скоростные уровни 6,0 и 6,5 км/с погружаются в северном направлении к Ферганской впадине, в южном - к Юго-Восточному Памиру. На Южном Тянь-Шане поверхность М залегает на глубинах 55-60 км, погружаясь в сторону Памира. Южно-Ферганскому разлому соответствует гребневидное поднятие поверхности М и ее разрыв. Это поднятие тянется вдоль всей Южной Ферганы. Ферганской впадине в поперечном сечении соответствует прогиб поверхности Мохоровичича.

Что касается Срединного Тянь-Шаня – Чаткало-Кураминских гор, то здесь ГСЗ не проводилось. Основываясь, на результатах обработки записей землетрясений на южных склонах Кураминского хребта поверхность М залегает на глубинах 46-50 км. Наибольшие глубины (60 км) отмечаются в районе Баубашатинского горного узла. По корреляционным связям оценены глубины залегания поверхности М в других районах Срединного Тянь-Шаня. В пределах Карамазара и гор Моголтау она оказалась равной 44 км, на Ангренском плато – 50 км. Обобщая эти разрозненные данные, можно достаточно уверенно говорить о сравнительно малой толщине коры в районе Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня и увеличении ее в северо-восточном направлении в сторону Таласо-Ферганского разлома.

Строение земной коры Байсунской мегасинклинали иллюстрируется профилем Фараб-Бабатаг. Профиль пересекает Байсунскую мегасинклиналь вкрест простирания, выходя на западе в Бешкентский прогиб Амударьинской впадины, а на востоке – в Сурхандарьинскую мегасинклиналь (Земная кора, 1977).

Положение поверхности М здесь определяется совпадающими данными интерпретациями отраженных, головных (слаборефрагированных) и проходящих волн глубокофокусных землетрясений. Поверхность М погружается в юго-восточном направлении от 40 до 46 км. Это плавное погружение в районе Северного

краевого разлома Тянь-Шаня сменяется резким погружением к востоку до глубины 52 км. Примечательно, что все другие сейсмические границы в коре, начиная с поверхности «базальтового» слоя, которая совпадает здесь со скоростным уровнем 70 км/с, залегает несогласно с поверхностью М, воздымаясь к Байсунской мегасинклинали и вновь погружаясь под Сурхандарьинской мегасинклиналью. Таким образом, сейсмический разрез по профилю Фараб-Бабатаг показывает, что в этом сечении Северному краевому разлому Тянь-Шаня соответствует погружение поверхности М и значительное утолщение консолидированной коры. Корневое утолщение коры под Байсунской мегаантиклиналью реализуется за счет нижней части коры – «базальтового» слоя.

При сопоставлении и обобщении данных о строении земной коры Средней Азии видно, что здесь действуют несколько независимых тенденций. Их совместное влияние создает сложную картину, в которой яркие проявления каждой закономерности могут быть установлены на ограниченном числе крупных структур, а на других они затушеваны наложением нескольких закономерностей.

На Туранской эпипалеозойской платформе земная кора имеет среднюю мощность около 40 км, что на 10 км меньше средней мощности коры Тянь-Шаня и на 20 км – коры Памира. Преобладающей тенденцией является согласное залегание поверхностей фундамента и М, т.е. кровли и подошвы консолидированной коры, а также соответствие рельефа поверхности М аномалиям силы тяжести. Это означает, что толщина земной коры изменяется в основном за счет изменения мощности седиментного слоя. Эта тенденция нарушается в горах Султануиздаг, где фиксируется корневое «базальтовое» утолщение коры.

Границе эпиплатформенной орогенической области Тянь-Шаня и Туранской плиты (Северный краевой разлом Тянь-Шаня) соответствует резкое увеличение толщины коры на 5-10 км. Уступ поверхности М наблюдается в зоне Северного краевого разлома как при пересечении им докембрийских складчатых систем (профиль Кокпатас-Айни), так и массивов (профиль Фараб-Бабатаг). Лишь при пересечении ядер магматической активизации, например, Кураминского, уступ становится менее резким.

Для Тянь-Шаня характерны высокие градиенты изменения мощности земной коры и общая контрастность рельефа поверхности М. Горным сооружениям Тянь-Шаня и Памира свойственно утолщение коры за счет обособления в нижней ее части линзовидных тел «базальтового» слоя мощностью до 25 км. По направлению к межгорным впадинам эти тела выклиниваются. Их можно связывать с присоединением к земной коре выплавок легкого материала, поднявшегося из мантии. Молодые корни наблюдаются как у горных сооружений, образованных на месте палеозойских складчатых систем (Южный Тянь-Шань), так и на массивах (Байсунская мегаантиклиналь). Соотношение рельефа поверхностей М и фундамента здесь обращенное. В Ферганской мегсинклинали наблюдается прямое соотношение рельефа поверхности М и фундамента; поверхность М в ее центральной части прогнута. Тем не менее, средний гипсометрический уровень этой поверхности в Фергане существенно выше, чем ее высокогорном обрамлении. Максимальная толщина консолидированной коры здесь 42 км против 60 км в Баубашатинском горном узле и Южном Тянь-Шане.

По границе депрессий и поднятий Тянь-Шаня отмечаются, гребневидные поднятия поверхности М. Одно из них примерно совпадает с Южно-Ферганским глубинным разломом, второе – с разломами, ограничивающими Южный Тянь-Шань с юга.

### Строение верхней мантии

Имеется несколько источников информации о строении и свойствах верхней мантии центральной части Средней Азии. Во-первых, это остаточные аномалии силы тяжести, освобожденные от влияния плотностных неоднородностей в земной коре. Во-вторых, данные глубинной геоэлектрики об электропроводности верхней мантии. В-третьих, это ряд методов, использующих данные сейсмологии взрывов и землетрясений, из которых основными являются три: определение скоростей распространения упругих волн в верхней части мантии по головным и слаборефрагированным волнам, регистрирующимся от взрыва и коровых землетрясений с эпицентрными расстояниями 200-500 км; сейсмическая томография мантии по записям далеких землетрясений поперечных волн по записям поверхностных волн. Кроме того,

используются времена прихода, проходящих через верхнюю мантию волн от среднефокусных землетрясений Памиро-Гиндукушской зоны, обменные волны землетрясений и другая информация.

Особенности строения верхней мантии Азиатского горного пояса в целом получены в результате интерпретации записей землетрясений и крупных промышленных взрывов. Обработка годографов объемных волн, рефрагированных в верхней мантии, по профилю Памир-Байкал показала, что в мантии Азиатского горного пояса заключен слой пониженной скорости (8 км/с) на глубинах 80-160 км, имеющие максимальные мощности и минимальные скорости под Памиром и Байкальской рифтовой зоной, и менее выраженный в районе Алтая. Более детальные данные по объемным волнам позволили уточнить усредненные параметры слоя пониженной скорости для Тянь-Шаня. Согласно этим данным, мощность волновода может лежать в пределах 50-100 км, при этом скорости в нем составляют соответственно 7,8-7,9 км/с или 8,1-8,2 км/с. Вариации оценки параметров волновода связаны с эквивалентностью решения обратной кинематической задачи сейсмологии для случая инверсии скоростей.

Качественно сходные данные получены по результатам интерпретации дисперсионных кривых поверхностей волн Рэлея. В верхнем 50-километровом слое мантии под областями новейшего орогенеза Азиатского горного пояса и Байкальской рифтовой зоны скорости поперечных волн составляют 4,3 км/с, под Туранской плитой – 4,4-4,45 км/с, под Сибирской платформой – 4,5-4,7 км/с. Что касается латерального распределения скоростей в верхней мантии, то основную информацию здесь дают квазиголовные и слаборефрагированные волны, связанные с поверхностью М Мохоровичича и слоем, ее подстилающим. Полученные при эпицентральных расслоениях 200-500 км значения скоростей можно связывать с поверхностью Мохоровичича. Самые низкие скорости по поверхности мантии – 7,7-7,9 км/с – отмечаются на территории Северного и Среднего Тянь-Шаня, расположенной к востоку от Таласо-Ферганского разлома. Высокие скорости – 8,5-8,6 км/с – фиксируются в Ферганской впадине, повышенные – 8,4-8,5 км/с – в пределах Предкопетдагского прогиба и Централь-

ных Кызылкумов. В остальных районах скорости по поверхности М составляют 8,0-8,2 км/с.

Детальную информацию по скоростям продольных волн по поверхности Мохоровичича удалось получить при обработке сейсмологических данных способом градиентов времени. Отмечаются полосы повышенных и пониженных значений граничных скоростей северо-восточного простирания. Самая западная из этих полос с пониженными скоростями 8-8,1 км/с охватывает Чаткало-Кураминские горы и Юго-Западные отроги Гиссара. Восточнее располагается полоса шириной 120 км повышенных до 8,4 км/с скоростей, охватывающая Ферганскую и Афгано-Таджикскую межгорные впадины. Далее к востоку, в пределах Дарваза, Алая и Восточной Ферганы, скорости вновь понижаются до значений 8-8,1 км/с.

Исходя из приведенных данных, можно полагать, что общей закономерностью для Тянь-Шаня является увеличение скорости по поверхности М под впадинами и уменьшение – под поднятиями.

Сопоставление скоростных неоднородностей верхней мантии с данными других геофизических методов, особенностями строения и состава земной коры проливает свет на природу некоторых аномалий.

Прежде всего, обращает на себя внимание субширотная полоса аномалий с пониженной скоростью в верхней мантии, в которую входят Красноводско-Балханская, Центрально-Каракумская, Центрально-Кызылкумская и Чаткало-Кураминская. Выделенная полоса не согласуется с простиранием герцинских и альпийских структур. Она располагается в основном на Туранской плите, но восточным флангом уходит в эпиплатформенную орогеническую область Тянь-Шаня, пересекая ее границу – Северный краевой глубинный разлом. Северная часть двух западных аномалий соответствует сводовым поднятиям – Красноводскому (Карабогазскому) и Центрально-Каракумскому, для которых свойственны сходные геолого-геофизические признаки: а) изометричная форма и сводовая локальная брахитектоника чехла; б) преимущественное развитие в складчатом основании магматических формаций; в) мозаичный рисунок гравитационного и магнитного полей, сменяемых по периферии сводов линейными

аномалиями. Что касается глубинного строения земной коры, то в районе сводов отмечается антиизостатическое согласное залегание поверхностей фундамента и раздела М. Это позволяет предположить изостатическую компенсацию на некотором более глубоком уровне с разуплотнением верхней мантии, что и было доказано расчетом остаточных мантийных аномалий силы тяжести, которые оказались отрицательными и довольно значительными.

Таким образом, мы получаем непосредственное подтверждение справедливости полученных данных о понижении скорости в верхней мантии: с ними совпадают данные гравиметрии, свидетельствующие о понижении плотности. Второе подтверждение или корреляцию можно увидеть в данных геотермики: обоим сводам соответствует повышенная плотность теплового потока, превышающая  $60 \text{ мВт/м}^2$ .

---

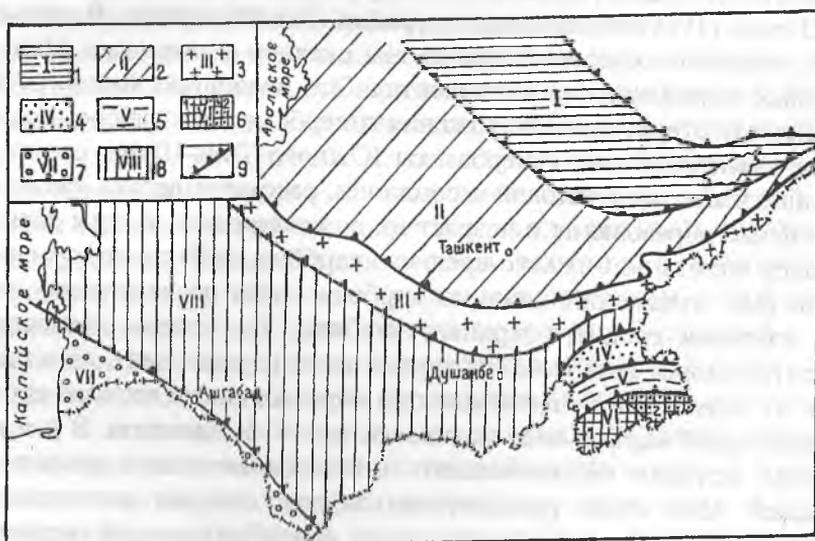
## Глава VI. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Средняя Азия представляет собой горно-равнинную страну со сложным геологическим строением. Полнота геологических разрезов, сочетание интенсивной покровно-складчатой и блоково-разломной тектоники, бурный и разнообразный магматизм, проявившийся во всех фациях – от раннего докембрия до мезокайнозоя включительно, широкое развитие различных эндогенных проявлений обуславливают принадлежность этой территории к типичному генотипу подвижных областей. В результате изучения этого региона успешно разрабатывались основополагающие положения тектоники литосферных плит, металлогении, исторической геологии и петрологии.

Первые геоморфологические исследования, проведенные в середине XIX века А.Гумбольдтом, когда он объединил все имеющиеся к тому времени фрагментарные сведения об орографическом строении Средней Азии в единую схему, показали наличие сложной системы взаимоперпендикулярных, субширотных и субмеридиональных хребтов. По существу, эта была первая схема районирования Средней Азии, основанная на орографическом принципе. Позднее И.В.Мушкетов опять же по геоморфологическим признакам наметил три группы дугообразно расположенных горных гряд – Северную или Тарбагатайскую, Среднюю или Тяньшаньскую и Южную или Памиро-Алайскую. И только лишь в 1926 г. академик Д.В.Наливкин в своем труде «Очерк геологии Туркестана» орографическую схему И.В.Мушкетова заполнил геологическим содержанием. В целом, это была первая схема тектонического деления Средней Азии. Выяснилось, что выделенные тектонические подразделения довольно резко отличаются друг от друга, как по составу вещественных комплексов, по возрасту осадочных и магматических горных пород, так и по истории геологического развития. А выделены были следующие зоны – Северная (палеозойская), включающая горные сооружения оконтуривающие район оз.Иссык-Куля, южная граница про-

ведена по р.Сырдарье; Центральная (герцинская) включала Мугоджары, Западный Узбекистан, Туркестано-Алайские горы, Кокшаалтау, Куэньлунь и Южная (альпийская) с горными сооружениями Памира, Бадхыза и Копетдага (рис.2).

В.А.Николаев, уточняя схему районирования, границу между Северными и Центральными зонами провел по разлому, протягивающемуся вдоль Таласского хребта. Впоследствии этот разлом был определен как «важнейшая структурная линия Тянь-Шаня», или в честь автора получил название «линии Николаева». Центральную зону Николаев разделил на три подзоны – Чаткало-Нарынскую, Кураминскую и Фергано-Кокшаальскую. Тектоническая схема выполненная Д.В.Наливкиным, В.А.Николаевым и другими отражала одну из важных черт геологии Средней Азии – смену с севера на юг каледонид герцинидами и последних альпидами.



**Рис.2. Схема тектонического районирования Средней Азии.**

- 1-Северный Тянь-Шань (I), 2-Срединный Тянь-Шань (II),
- 3-Южный Тянь-Шань (III), 4-Северный Памир (IV),
- 5-Центральный Памир (V), 6-Южный Памир (VI), 7-Копетдаг (VII), 8-Каракумо-Таджикский массив (VIII), 9-разломы.

В последующие годы В.И.Попов (1938) при изучении геологических формаций Тянь-Шаня пришел к выводу о необходимости выделения между Северным и Южным Тянь-Шанем – Среднего. Эта схема районирования в некоторой степени не утратила своего значения и используется в настоящее время.

Таким образом, на ранней стадии исследования Средней Азии были выяснены основные особенности ее тектонического строения. А именно – с севера на юг каледонские складчатые сооружения последовательно сменяются герцинскими, а затем альпийскими.

В 70-х годах прошлого столетия началась эра тектоники литосферных плит. Согласно, этой гипотезы строение земной коры океанов и континентов резко различны. Выяснилось, что офиолитовые комплексы континентов, не что иное как остатки строения океанического дна, об этом была опубликована статья академика А.В.Пейве (1969) на страницах журнала «Геотектоника». В статье было показано сходство разрезов дна океанов с разрезами офиолитовых комплексов на континентах. Это позволило выяснить и обосновать структурные положения гипербазитов и габбро. Если ранее альпинотипные гипербазиты Южного Тянь-Шаня, составляющие часть офиолитовой ассоциации, рассматривались как интрузивные образования и возраст их в соответствии с этим датировался вплоть до нижнего-среднего карбона, либо по «прорыванию» ими отложений нижнего карбона, либо по залеганию их под толщами среднего-верхнего карбона. То, теперь, согласно представлениям гипотезы тектоники литосферных плит, выяснилось их структурное положение под образованиями второго слоя океанической коры в виде меланократового фундамента. В связи с этим, история геологического и геодинамического развития Средней Азии стала рассматриваться, как история деструкции континентальной коры и конструкции новообразованной океанической коры.

История геодинамического развития структур и их районирование рассматриваются сейчас с мобилистических позиций тектоники литосферных плит, а возникновение складчатых систем палеозоя объясняется эволюцией разновозрастных океанических бассейнов и их преобразованием в складчатые области. В целом, в пределах Средней Азии рассматриваются два докембрийских

массива — Устюртский и Каракумо-Таджикский, два складчатых пояса Урало-Монгольский и Альпийско-Средиземноморский. В составе Урало-Монгольского пояса рассмотрены Тянь-Шаньская складчатая область и Северо-Туранская эпипалеозойская плита, а в составе Альпийско-Средиземноморского складчатого пояса — Памирская складчатая область, Копетдагская складчатая область и Южно-Туранская эпипалеозойская плита.

## ДОКЕМБРИЙСКИЕ СТРУКТУРЫ

### 1. УСТЮРТСКИЙ МАССИВ

Устюртский массив согласно геологическим материалам, опубликованным в работах В.Е.Хаина (1977), Е.Е.Милановского (1987) и многих других исследователей, рассматривается в качестве обломка Восточно-Европейской платформы, отсеченной от ее основного тела Южно-Эмбинским авлакогеном.

На востоке массив отделяется от южного продолжения самых восточных зон Урала субмеридиональной Куландинской зоной разломов, проходящей через западную часть Аральского моря. А с юго-запада Устюртский массив обрамляет раннемезозойская Мангышлакская складчатая зона, возникшая в конце триаса на месте одноименного узкого прогиба, заложенного на восточном продолжении Южно-Донецкой зоны разломов и заполненная мощной толщей верхнепалеозойских и триасовых отложений. Массив имеет форму треугольника со срезанной западной и северной вершинами, постепенно расширяющейся к востоку. Устюртский массив состоит из фундамента (возможно, добайкальским) и мощным (5-10 км) полого залегающим фанерозойским платформенным чехлом. Вещественный состав и точный возраст фундамента, вскрытого лишь единичными скважинами, недостаточно выяснен. Полагают, что он может быть допозднепротерозойским, в пользу этого говорят представления о том, что фундамент плиты есть продолжение докембрийского основания Мугоджар, наиболее древние породы которого имеют абсолютный возраст 1100 млн.лет, либо рифейский. Породы фундамента вскрыты на юго-востоке плиты в районе Коскалы скважиной и сложены графит-хлорит-мусковитовыми сланцами, непосред-

венно перекрытыми отложениями средней юры. В районе Сарыкамьшского выступа фундамент вскрыт скважиной и он сложен амфиболовыми сланцами и гранитами. Возраст амфиболовых сланцев калий-аргоновым методом определен в пределах  $585 \pm 25$  млн.лет.

В районе Карабогазского региона в фундаменте выявлены плагиогнейсы и гранито-гнейсы, возможно докембрийского возраста, поскольку интенсивно пронизаны и пропитаны палеозойскими гранитоидами с возрастом (300-440 млн.лет). Фундамент массива разбит на ряд более мелких блоков субширотными и субмеридиональными разломами с колебаниями отметок поверхности фундамента от 2,5-3 до 7-12 км. Платформенный чехол Устюрта по данным бурения и геофизическим исследованиям подразделен на три основных комплекса палеозойский, мезозойский и кайнозойский. Мезозой-кайнозойский комплекс наиболее выдержанный и наименее дислоцированный. На большей части площади Устюртского массива в основании платформенного чехла залегает красноцветная песчано-аргиллитовая толща с подчиненными прослоями кислых туфов и реже лав среднего и основного состава и континентальная моласса верхнепермско-нижнетриасового возраста, которая рассматривается как промежуточный комплекс. Мощность до 2,5-3,5 км.

На поднятиях пермо-триасовые образования сокращаются в мощности или выклиниваются и разрез начинается с юрских отложений. Мезо-кайнозойский чехол Устюрта выделен в устюртский тип разреза, простирающийся на территории от Аральского моря до Каспийского. Устюртский тип разреза, в отличие от других типов разреза Туранской плиты, характеризуется своими особенностями.

## 2. КАРАКУМО-ТАДЖИКСКИЙ МАССИВ

Каракумо-Таджикский массив представляет собой относительно-стабильный блок, консолидированной коры (докембрийской), составляет южное обрамление Южного Тянь-Шаня и является связывающим звеном между Восточно-Европейской платформой на западе и Китайско-Корейскими платформами на востоке. Докембрийские образования фундамента и отложения па-

леозоя в большей части массива погребены под молодыми отложениями Каракумов, Кызылкумов, Кашкадарьинской, Южно-Таджикской и Афганской депрессий. Фундамент обнажается лишь в виде сравнительно небольших разобщенных блоков в ядрах альпийских горст-антиклиналей Восточного Каратегина (Гармский блок) и юго-западных отрогов Гиссарского хребта (Байсунский блок).

На остальной обширной территории массива фундамент вскрыт под отложениями мезо-кайнозоя буровыми скважинами в пределах Каракумского свода, Туаркыра и в районе Красноводска, а также выявляется по геофизическим материалам. По сейсмическим данным фундамент перекрыт многокилометровой толщиной палеозойского промежуточного комплекса и мезо-кайнозойского чехла Туранской эпипалеозойской плиты. Их суммарная мощность достигает в Афгано-Таджикской и Мургабской впадинах до 10-14 км, а в Каракумах до 6-8 км.

В Юго-западных отрогах Гиссарского хребта, кристаллический фундамент обнажается в виде трех небольших разобщенных выступов в горах Сузыстау (Чак-Чар), Байсунтау и Сурхантау. Метаморфические образования, слагающие фундамент издавна привлекали внимание исследователей (Попов, 1938; Покровский, 1974; Мирходжаев, Хохлов и др., 1977) и к настоящему времени достаточно удовлетворительно изучены, хотя еще остаются некоторые дискуссионные вопросы.

Гиссаро-Каратегинский тип разреза нижнего докембрия характеризуется относительно салическим составом. Его представляют каратегинская серия Каратегина, байсунтауская и сурхантауская серии Юго-Западного Гиссара.

Образования байсунтауской серии слагают ядра крупных горстантиклиналей в Байсунтау, Сурхантау и Сузыстау. Она подразделяется на караташскую, ходжабузбаракскую, айлянгарскую и шатутскую свиты.

**Караташская свита** сложена в основном гнейсами биотитовыми, кордиерит-силлиманит-биотитовыми, биотит – силлиманитовыми, иногда с гранатом с прослоями кварцитов, амфиболитов, мраморов, кристаллических сланцев. Мощность около 2000 м. Ходжабузбаракская свита состоит из гнейсов биотитовых, силлиманит-биотитовых с телами кварцитов, углистых кварцитов,

амфиболитов. Мощность 1500 м. Айлянгарская свита представлена гнейсами силлиманит-биотитовыми, биотитовыми, амфиболитовыми гранито-гнейсами, сланцами кварц-полевошпат-биотитовыми, кварцитами, мраморами. Мощность 900 м. Шатутская свита сложена гнейсами, плагиогнейсами биотитовыми, кварцитами, телами мраморов. Мощность 800 м.

Главными особенностями разреза байсунтауской серии является отсутствие стратиграфических и структурных несогласий и непрерывная последовательность от свиты к свите.

Образования сурхантауской серии наблюдаются в хребте Сурхантау в виде двух разобщенных выходов. Она подразделяется на малянгурскую, малянскую и хандизинскую свиты. Первая состоит из гнейсов кордиерит-биотитовых, биотит-силлиманитовых сланцев, кристаллических биотитовых сланцев, кварцитов. Мощность 1500 м. Малянская свита, сложена гнейсами биотитовыми, сланцами кристаллическими, углеродистыми, кварцитами с прослоями амфиболовых гнейсов. Мощность 1500 м. Хандизинская свита представлена гнейсами, плагиогнейсами, сланцами кристаллическими, слюдястыми, углеродистыми, кварцитовидными, филлитовыми. Мощность 1300 м.

В целом для сурхантауской серии характерны нормальные взаимоотношения между свитами, первично – осадочная природа метаморфизованных пород. О докембрийском возрасте метаморфических образований Юго-Западного Гиссара свидетельствуют находки их галек в конгломератах раннего палеозоя, многочисленные цифры определений возрастного интервала от 300-400 млн.лет до 1600-1700 млн.лет, полученные по результатам калий-аргонового и альфа-свинцового методов из пород метаморфического комплекса. Условно образование байсунтауской серии относятся к верхнему архею-нижнему протерозою, а сурхантауской – к нижнему протерозою.

### Верхний палеозой

Для региона характерно накопление континентальных отложений в позднегурнейское и ранневизейское время и морских вулканогенно-осадочных толщ в поздневизейское-раннебашкирское время. В среднем и верхнем карбоне формировались морские,

преимущественно терригенные, мощные флишеидные и нижне-молассовые (шпирювые) толщи.

Континентальные верхнетурнейские-нижневизейские отложения, выделяемые в зойскую свиту, развиты на южном склоне Гиссарского хребта (бас. рек Обизаранг, Ширкент, р. Кундаджауз) и в горах Сурхантау, Байсунтау, Сузюстау. Зойская свита залегает с угловым несогласием на докембрийских метаморфических породах, выполняя впадины древнего допозднетурнейского рельефа. Свита начинается базальными конгломератами, выше сложена гравелитами, глинистыми и углистыми сланцами, изредка встречаются вулканогенные породы (андезитовые и кварцевые порфиры) и их туфы. По р. Вахшивар (Сурхантау) в отложениях свиты найдены многочисленные остатки растений, позволяющие определить ее принадлежность к верхнетурнейскому-нижневизейскому подъярусам нижнего карбона. Мощность свиты колеблется от 50 до 300 м, иногда доходит до 700 м (Диймалек).

В поздневизейское время отмечается дифференциация отложения на различные типы, что связано с возникновением существенно различных обстановок осадконакопления. Верхневизейские и серпуховские отложения представлены вахшиварской, ходжирбулакской и каратагской свитами (Бенш, 1965, 1969). Вахшиварская свита широко распространена в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. Свита залегает трансгрессивно на зойской свите или докембрийских породах. Низы свиты, сложены конгломератами, гравелитами, песчаниками, сменяющимися выше по разрезу туфами и туффитами липаритового и дацитового состава, туфопесчаниками, туфоалевролитами с отдельными пластами и пачками известняков. В известняках встречены остатки фораминифер, брахиопод, кораллов, позволяющих датировать возраст свиты как позднее визе-серпухов. Мощность свиты изменяется от 500 до 1500 м. На южном склоне Гиссарского хр. (рр. Туполанг, Обизаранг, Каратаг и др.) возрастным аналогом вахшиварской свиты является каратагская серия (свита), мощностью 2000 м. Эта свита представлена лавами диабазовых порфиритов, спилитами с частыми прослоями лав, туфов, кварцевых порфиров, кремнистых пород, прослоями и линзами известняков. В кровле свиты обособляется горизонт розово-серых гониатитовых известняков, мощностью от 10 до 60 м. С подстилающими

отложениями контакты свиты достоверно не установлены. По вещественному составу к каратагской свите близка ходжирбулакская свита, развитая на юге гор Сурхантау. Ходжирбулакская свита сложена миндалекаменными спилитами (базальтоидами) мощностью до 300 м, в верхней части которых залегает пачка гониатитовых известняков (до 40 м) по простираению замещающиеся и перекрываемые потоками подушечных лав. В известняках были найдены конодонты и гониатиты, характерные для верхов серпуховского яруса. В самых верхах свиты, выявлен комплекс конодонтов, характерный уже для низов башкирского яруса среднего карбона. Таким образом, возраст ходжирбулакской свиты определяется, как серпуховский-башкирский ярусы со скользящей верхней возрастной границей от подошвы среднего карбона до середины башкирского яруса. Контакт с подстилающими отложениями неизвестен.

### **Средний карбон**

#### **Башкирский, московский ярусы**

К башкирскому ярусу среднего карбона относятся суффинская свита, нижняя часть сагдорской и нижняя заркуинской свит, к московскому – верхняя часть сагдорской и нижняя часть алячпанской свит.

В хребте Сурхантау отложения суффинской свиты согласно перекрывают отложения ходжирбулакской свиты, но местами наблюдается замещение терригенных пород суффинской свиты лавовыми потоками спилитов верхней части ходжирбулакской. На южном склоне Гиссарского хребта отложения суффинской свиты представлены преимущественно аргиллитами, алевролитами (часто окремненными) и песчаниками, а также туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами и туфами кислого и андезитового состава, местами преобладающими над терригенными породами. По всему разрезу свиты встречаются прослоями известняков и известняковистых песчаников с редкими окаменелостями. Мощность свиты колеблется от первых десятков метров в Сурхантау до 750 м в разрезе р.Ширкент, где ее верхняя часть размыта во время предверхнебашкирского перерыва.

Отложения сагдорской свиты обнажаются на южном склоне Гиссарского хребта. Свита, образована тонкослоистыми, часто

чередующимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями и линзами конгломератов и известняков. Мощность сагдорской свиты на южном склоне Гиссарского хребта достигает 700-1000 м, она всюду неполная, так как снизу и сверху отложения свиты срезаны разломами.

В верховьях р.Кайрак и по р.Алячапан обнажаются серые слоистые и массивные известняки алячапанской свиты, выше которых следуют тонкослоистые аргиллиты и алевролиты с линзами глинистого известняка и известковистого песчаника. Фузулиниды, собранные в известняках, указывают на верхнюю часть московского яруса – шункмазарский горизонт. Мощность верхнемосковских отложений здесь определена в 190 м, но она неполная, так как низы алячапанской свиты срезаны по разлому.

### **Верхний карбон**

#### **Касимовский, гжельский ярусы**

Касимовский ярус верхнего карбона представлен большей частью алячапанской свиты, содержащей комплексы фузулинид. Нижняя часть свиты, обнаженная на правом борту р.Алячапан, сложена конгломератами и песчаниками с подчиненными алевролитами, прослоями и линзами глинистых и органогенных известняков (250 м). Выше следуют слоистые известняки с редкими прослоями песчаников и алевролитов (30 м), а затем – частое чередование песчаников и алевролитов с прослоями гравелитов и конгломератов (32 м). Полная мощность нижней части свиты наблюдается на водоразделе Кайрак-Алячапан, где за счет раздува толщи часто чередующихся песчаников и алевролитов она достигает 600-700 м. Верхняя часть свиты, сложена, в основном, ритмично переслаивающимися пачками песчаников и алевролитов с мощными линзами гравелитов и конгломератов и тонкими прослоями обломочных и органогенных известняков, количество которых к верхам разреза увеличивается. Мощность отложений с нижней части около 260 м, верхней – около 1000 м.

## УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

### Общая характеристика

Урало-Монгольский складчатый пояс протягивается от Баренцева и Карского до Охотского и Японского морей и целиком расположен в пределах Евразии, и на всем протяжении занимает внутриконтинентальное положение. Начало развития пояса приходится на поздний протерозой, а завершилось развитие пояса на различных его участках разновременно – в байкальскую, каледонскую, герцинскую, раннекиммерийскую и позднекиммерийскую тектонические эпохи. А ныне он на всей площади представляет собой складчатый пояс. Длина пояса достигает 9 тысяч километров.

Предшественником Урало-Монгольского пояса был Палеоазиатский океан. Свидетельством океанского происхождения складчатого пояса является присутствие в нем многочисленных выходов офиолитов, составляющие линейно вытянутые структуры. Это свидетельствует о вторичном формировании в результате раздробления и деструкции суперконтинента Пангея.

Тектоническая позиция Урало-Монгольского пояса в основном определяется наличием трех древних платформ. Пояс расположен между: на западе Восточно-Европейской, на востоке и севере Сибирской и на юге Китайско-Корейской. Однако, эти платформы непосредственно граничат с Урало-Монгольским поясом, лишь на некоторых его участках. Юго-западный сегмент пояса между Аральским морем и Южным Тянь-Шанем граничит с Южно-Туранской молодой плитой, возникшей в пределах северной зоны Альпийско – Средиземноморского складчатого пояса.

В составе пояса рассмотрены Тянь-Шаньская складчатая область и северо-восточная часть Туранской плиты.

## **Глава VII. ТЯНЬ-ШАНЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ**

На территории Средней Азии широко представлены отложения докембрия, палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Более чем 100 летняя история их изучения связана с именами выдающихся ученых, как И.В.Мушкетова, Г.Д.Романовского, В.Н.Вебера, Д.В.Наливкина, В.И.Попова, Т.А.Сикстель и многих других.

Систематическое изучение стратиграфии отдельных систем, отделов нашло отражение в ряде крупных монографий и сборников. Однако накопление новых данных, выявление новых доселе малоизвестных групп организмов и их привлечение для целей обоснования возраста, так называемых «немых» толщ делает актуальной задачу постоянного обобщения стратиграфических материалов на качественно лучшей основе.

Последняя сводка по стратиграфии опубликована в 1998 г. В монографии «Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан». Материалы этой монографии послужили основой для описания стратиграфии докембрия и фанерозоя Среднего и Южного Тянь-Шаня.

В 80-х-90-х годах в геологии интенсивно стали внедряться идеи новой глобальной тектоники и соответственно складчатые сооружения Тянь-Шаня стали интерпретироваться с позиции покровно-шарьяжной тектоники. На основе этих построений, определенные коррективы были внесены в интерпретацию стратиграфии. Так было выявлено многократное повторение одних и тех же слоев в разрезах докембрия и нижнего палеозоя, и, соответственно, уточнена мощность многих образований.

### **1. Северный Тянь-Шань**

Северный Тянь-Шань представляет собой довольно сложно-построенное геолого-тектоническое сооружение. Оно состоит из Киргизско-Терской и Таласо-Каратауской регионов, отличающиеся друг от друга своеобразием слагающих их толщ. Таласо-Каратауский регион, в последние годы, с позиции тектоники литосферных плит рассматривается как тектоническая единица,

отвечающая «террейну», чужеродному геологическому сооружению в теле покровно-складчатых образований Северного Тянь-Шаня. В целом террейн представляет собой ограниченный разломами тектонический блок, характеризующийся своей особенностью историей геологического развития, отличной от смежных блоков. Выделение террейна основано на анализе структурных и вещественных признаков и не связано с представлениями о его происхождении или большом перемещении. Каждый террейн характеризуется своей стратиграфией, структурой, метаморфизмом, определенным магматизмом, который отличает его от соседних структур.

Итак, Таласо-Каратауский террейн, согласно данным Р.А.Максумовой (1980), имеет следующий разрез докембрия. Разрез докембрия (рифей) подразделяется на три комплекса. Нижний комплекс представлен каракульджинской свитой Таласского хребта. Свита, сложена слюдяными, гранато-слюдяными сланцами и слюдистыми мраморами. Рассматриваются эти отложения как нижнедокембрийский фундамент.

Второй комплекс образован ичкелетауской серией (нижнегосреднего рифея) состоящей из бакаирской, карабуринской, узунмахматской свитами. Бакаирская свита состоит из толщи мраморов. Мощность – 750 м. Карабуринская свита состоит из филлитов, известковистых сланцев и известняков. Мощность – 2000 м. Узунмахматская свита, сложена песчаниками, зелёными филлитовидными сланцами и мраморизованными известняками. Мощность – 2000-2500 м.

Третий комплекс образован карагаинско-большекаратауской и малокаройской сериями. Карагаинская и большекаройская серии имеют большую мощность до 4000 м и представлены терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными флишевыми и флишоидными отложениями. В верхней части они сложены молассовыми отложениями постунбулакской и коксуйской свит. Малокаройская серия сложена пестроцветными вулканогенно-молассовыми образованиями. Венчают орогенный комплекс в Таласе грубообломочные терригенные осадки, содержащие в верхней части тиллитоподобные конгломераты конуртобинской свиты.

## Докембрий Нижнедокембрийский комплекс

В Заилийском хребте обнажаются наиболее древние образования докембрийского разреза Тянь-Шаня. Они представлены актюзской и кеминской сериями.

Актюзская свита, сложена метаморфизованными образованиями, испытавшими неоднократную гранитизацию. В составе свиты основную роль играют гранат-калишпатовые гнейсы, мусковитовые сланцы, гранатовые амфиболиты и эклогиты, линзы мраморов. Видимая мощность – 3000 м. Возраст актюзской свиты определяется, как архейский. Имеются цифры абсолютного возраста  $2780 \pm 300$  млн.лет.

Кеминская серия включает в себя три свиты: конкурелисайскую, кокбулакскую и тегирментинскую.

В целом образования серии сложены метаморфизованными породами основного состава, это альбит-актинолитовые амфиболиты, альбит-эпидот-хлоритовые, карбонатно-хлоритовые сланцы, карбонаты. Мощность серии порядка 5000 м. Возраст считается нижнепротерозойским ( $2550 \pm 250$  млн.лет).

В целом актюзская и кеминская серии слагают фундамент Муюнкумо-Наратского микроконтинента.

В западной части Киргизского хребта в районе Макбала образования нижнего докембрия представлены киргизской и калиндинской сериями, сложенными глубокометаморфизованными породами ( $2156 \pm 50$  млн.лет). Киргизская серия подразделяется на две свиты – макбальскую и кельдинскую.

Макбальская свита состоит из гранато-слюдисто-кварцевых сланцев с линзовидными телами гранатовых амфиболитов и эклогитов. Цифры абсолютного возраста варьируют от  $1059 \pm 50$  млн.лет до  $2270 \pm 250$  млн.лет. Мощность - 1000 м.

Выше согласно залегающая нельдинская свита сложена преимущественно гранато-слюдисто-кварцевыми и слудисто-кварцевыми сланцами с прослоями мраморов. Включает линзообразные тела амфиболитов. Мощность до 800 м.

## Верхнедокембрийский комплекс

Самые низы разреза верхнего докембрия в Киргизско-Терскейском регионе составляют:

Экургенкольская свита состоит из переслаивающихся сланцев, алевролитов, песчаников, в основании разреза конгломераты. Верхняя половина разреза представлена светлыми, массивными и грубоплитчатыми порфироидами. Мощность терригенной части – 350 м, а вулканогенной – 500 м.

Бельчийская свита, представлена толщей вулканогенных, вулканогенных и экструзивно-силловых образований. Мощность около 800 м.

Возраст экургенкольской и бельчийской свит определяется, как ранне-среднерифейский на основании цифр абсолютного возраста от 1356-1450 млн.лет.

Таргайская свита состоит из зеленовато-серых серицитоглинистых сланцев, кварцевых песчаников, алевролитов с тонкими прослоями известняков. Мощность – 1100 м.

Суекская свита состоит в основном из мраморизованными известняков с редкими прослоями черных сланцев. Мощность – 950 м. Возраст тарагайской и суекской свит определяется, как среднерифейский на основании собранных строматолитов.

Джилуусуйская свита, представлена переслаивающимися зеленовато-серыми тонкоплитчатыми кварцитовидными песчаниками с известково-глинистыми сланцами. Мощность – 680 м.

Учемчакская свита, тесно связана с джилуусуйской, и сложена в основании черными тонкослоистыми известняками. Выше лежит темно-серые массивные известняки. Мощность свиты – 500 м.

## Палеозой

### Кембрийская система

В Таласо-Каратауском регионе отложения кембрия совместно со средним девоном составляют толщу, выделенную под названием бешташской свиты в Таласском хребте и шабактинской – в Малом Каратау.

Бешташская свита сложена серыми и темно-серыми плитчатыми и массивными доломитами, дололитовыми известняками и известняками. Мощность до 2000 м. Возраст определен на основании изучения остатков трилобитов, брахиопод и др. фауны.

В Киргизско-Терскойском регионе разрез кембрия представлен:

Каракатинская свита сложена диабазами, диабазовыми порфиритами, туфами, туфобрекчиями с прослоями и линзами яшм и известняков. Мощность от 200 до 2500 м. Возраст – нижний кембрий.

Караджоргинская свита – песчаники, туфы, порфириты, кремни, известняки, конгломераты. Мощность 100-1600 м. Возраст определяется в пределах среднего кембрия-нижнего ордовика.

### **Ордовикская система**

Кепташская свита состоит из песчаников, туфопесчаников с линзами известняков. Мощность – 2500 м. Возраст нижний-средний ордовик.

Карамойнакская свита – красноцветные песчаники, конгломераты. Мощность – 1000 м. Возраст – поздний ордовик.

### **Средний-верхний палеозой**

Подчиненная роль принадлежит средне- и верхнепалеозойским отложениям, которые несогласно залегают на древних толщах.

Вещественным выражением средне-позднепалеозойской стадии развития каледонид Северного Тянь-Шаня являются толщи эпикаледонского орогенного структурного этажа. От каледонского складчатого основания он отделен поверхностью регионального несогласия. Наиболее полные разрезы этого этапа сохранились в депрессиях, где мощность слагающих его осадков достигает 6000-7000 м (Шамсинский район).

Сводный разрез эпикаледонского структурного этажа включает осадочные и вулканогенные свиты, занимающие возрастной интервал от девона до нижней перми. Нижний подэтаж (нижний – низы верхнего девона) сложен вулканогенными свитами, среди которых по составу различают преимущественно липаритовые, андезитовые, андезит-базальтовые. Среди них присутствуют прослои песчаников, гравелитов, конгломератов (каракольская свита). Формировались эти образования в наземных условиях, о чем свидетельствуют красноцветная окраска осадочных пород, характер косой слоистости, флористические остатки.

Средний подэтаж (верхи верхнего девона – башкирский ярус) представлен преимущественно терригенными континентальными и морскими отложениями. Известняки с остатками морской фауны фамена, визе и нижнего башкира присутствуют в виде мало-мощных горизонтов в составе карбонатно-терригенных пестроцветных, иногда гипсоносных пачек и свит.

Основную массу отложений среднего подэтажа составляют конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты с прослоями туфов, туффитов (Шамсинский и Тупский районы). Преобладающие окраски пород – красноцветная.

Верхний подэтаж образуют отложения среднего карбона-нижней перми. В их составе преобладают красноцветные песчаники и конгломераты, озерно-болотные сероцветные песчаники, черные углисто-глинистые сланцы и алевролиты с отпечатками растений (ортокская свита), отличаются покровы порфиритов, липаритовых порфиров. Верхним членом разреза верхнего подэтажа является ашукольтурская свита трахибазальтовых и дацитовых порфиритов, липаритовых порфиров с подчиненными горизонтами песчаников и алевролитов, содержащих споропыльцевые комплексы перми.

### Девонская система

Баркольская свита в нижней части сложена андезитовыми порфиритами с прослоями дацитов, андезито-базальтов, кварцевых порфиров, глинистых и кремнистых сланцев. В верхней части состоит из туфоконгломератов, туфолавами андезитовых и базальтовых порфиритов. Мощность – 400-1300 м. Возраст определяется как нижнедевонский.

Альмерекская свита, сложена в основном липаритовыми порфиритами, дацитами, фельзитами и их туфами. Мощность – 770-800 м. Возраст свиты определяется по остаткам растений, характеризующих ранне-среднедевонский возраст.

Каракольская свита, сложена красноцветными, полимиктовыми конгломератами, гравелитами и песчаниками. Мощность 100-300 м. Возраст каракольской свиты – средний девон.

Аральская свита, состоит из базальтовых, андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов с прослоями туфов и ту-

фоконгломератов. Мощность – 1200 м. Среднедевонский возраст определяется по отпечаткам стеблей плауновых.

Талдысуйская свита сложена липаритовыми порфирами, фельзитами, игнимбритами, туфолавами и линзовидными телами красноцветных туфоконгломератов. Мощность – 300-600. По отпечаткам флоры возраст свиты определяется как средне-верхнедевонский.

Красноцветные толщи верхнего девона-нижнего карбона в Киргизском хребте представлены в низах конгломератами, гравелитами, а в верхней – полимиктовыми и аркозовыми песчаниками. Мощность – 300-600 м.

### **Каменноугольная система**

Шаманская свита представлена серыми и зелеными аркозовыми и кварцевыми песчаниками и алевролитами с прослоями конгломератов, известняков и мергелей. Мощность 500-1300 м. Возраст – нижний карбон (визе-серпухов) по остаткам флоры и фауны.

Ортокская свита, сложена сероцветными песчаниками, алевролитами и глинистыми, углисто-глинистыми сланцами, чередующимися с пластами углей. Мощность – 600-1300 м.

Средне-верхнекаменноугольный возраст устанавливается на основании определения ракообразных и флоры.

Ащукольторская свита состоит из андезитовых порфиритов и дацитов, туфобрекчий, туфоконгломератов внизу и глинистых сланцев, песчаников, алевролитов сверху. Мощность – 150 м.

Возраст ащукольторской свиты поздний карбон-ранняя пермь.

## **2. СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ**

### **Докембрий**

Докембрийские образования Срединного Тянь-Шаня подразделяются на два резко отличных друг от друга по степени метаморфизма комплекса – нижнедокембрийский и верхнедокембрийский.

Основные площади распространения нижнего и верхнего комплексов в современных выходах на дневную поверхность приурочены, главным образом, к территориям Киргизского, Таласского и Каратауского хребтов Северного Тянь-Шаня. На тер-

ритории Узбекистана они известны в Чаткало-Кураминском регионе Срединного Тянь-Шаня. Но следует отметить, что в сравнении с Северным, в Срединном Тянь-Шане образования нижнего докембрия имеют весьма ограниченное распространение.

**Нижнедокембрийский комплекс.** Самыми древними образованиями Тянь-Шаня считается актюзская свита. Она развита в западной части Заилийского хребта. Свита сложена гранат-калишпатовыми двуслюдяными и мусковитовыми гнейсами, амфиболитами и амфиболовыми гнейсами с редкими линзами мраморов. В ней встречаются тела эклогитов и гранатовых амфиболитов. Породы подверглись интенсивной гранитизации. Мощность образований свиты около 3000 м. Подстилающие актюзскую свиту образования не установлены. Верхний контакт не ясен. О древнем возрасте актюзской свиты свидетельствуют наличие галек и валунов гнейсов в конгломератах основания чонкеминской свиты рифея. Датировка по цирконам альфа – свинцовым методом из гранатосодержащих калишпат-плагиоклаз-кварцевых гнейсов дали цифру  $2780 \pm 300$  млн.лет. На основании этих данных образования свиты условно отнесены к архею-нижнему протерозою.

Нижний комплекс Чаткало-Нарынского региона Срединного Тянь-Шаня обнажается в пределах Куйлю, Сарыджаз на востоке Киргизии и в Пскемо-Сандалашских горных сооружениях, где представлен толщей Куйлю. Сложена она в нижней части преимущественно биотит-роговообманковыми плагиогнейсами, переслаивающимися амфиболитами; в средней части – амфиболитами, биотит – пироксеновыми гнейсами: в верхней части – преобладают гнейсы с тонкими прослоями амфиболитов и кристаллических сланцев. Мощность толщи Куйлю около 5000 м. Древний возраст толщи обосновывается радиологическими данными, полученными по цирконам, уран – свинцовым методом, равным  $2616 \pm 50$  млн.лет.

В пределах Пскемского хребта образования нижнего комплекса известны в небольшом блоке в районе Бешторского гранитного массива в верховьях р.Бештор. Они представлены кварц-полевошпатовыми, кварц-слюдистыми сланцами, амфиболитами, гнейсами, мраморами мощностью около 20 м. Их обломки установлены в базальных слоях позднего докембрия (венда).

Нижний комплекс в Чаткальском хребте обнажается в бассейне р.Касансай и представлен касанским метаморфическим комплексом. Образования этого комплекса состоят из кристаллических сланцев, гранатовых амфиболитов, образующих линзовидные тела гнейсов и мигматитов шалдырской свиты; крупнокристаллических мраморов с горизонтами графитовых кварцитов терексайской свиты общей мощностью 500 м; амфиболитов с реликтами габбро, апогаббро, редко горнблендитов, пироксенитов и перидотитов семизсайской свиты и вышележащей иштамбердинской свиты грубопереслаивающихся пачек окварцованных и слюдистых песчаников, кварцито-сланцев с прослоями биотито-актинолитовых, мусковитовых и апотуфогенных сланцев, кварцитов и мраморизованных известняков. Суммарная мощность касанского комплекса около 5000 м.

**Верхнедокембрийский комплекс.** В Чаткало-Нарынском регионе в Большом Каратау верхнедокембрийский комплекс подразделяется на урстатинскую и бакырлинскую свиты среднего рифея. Урстатинская свита состоит из серицито-кварцевых сланцев, кварцитов и массивных окварцованных неяснослоистых бурых доломитов общей мощностью 1500 м.

Бакырлинская свита венчает разрез низов верхнего докембрия. Она сложена массивными кристаллическими известняками и доломитами, содержащими строматолиты. Мощность около 500 м. Верхняя часть верхнедокембрийского комплекса подразделяется на несколько типов разрезов, характерных для Срединного Тянь-Шаня. В Срединном Тянь-Шане в пределах хребта Джетымтау верхняя часть верхнего докембрия (верхний рифей-венд) сложена образованиями следующих серий: большенарынской верхнего рифея, Сарыбельнын-Чанторы и джетымской вендского возраста.

Большенарынская серия слагает ядро Большенарынского антиклинория. В составе серии выделяются: толща аркозово-кварцевых песчаников и толща «верхних порфиroidов». Толща кварцевых и аркозовых песчаников залегает с размывом на образованиях толщи Боорду среднего рифея. Основу толщи составляют сливные кварцевые песчаники. Мощность 0-15 м.

Толща «верхних порфиroidов» согласно залегает на кварцевых песчаниках. Она сложена туфами риолитовых порфиroidов,

кислыми излившимися и пирокластическими породами. Изотопные датировки по циркону из верхней части разреза дали цифру  $690 \pm 15$  млн. лет, а из нижней -  $830 \pm 20$  млн. лет. Мощность 800 м.

Свита сарыбельных-чанторы лежит несогласно с разрывом на «верхних порфириодах». Она сложена гравийными косослоистыми песчаниками и конгломератами, алевролитами и глинисто-хлоритовыми сланцами с горизонтами аркозовых песчаников. Мощность толщи 250 м.

Джетымская серия объединяет комплекс пород кровли докембрийского разреза Срединного Тянь-Шаня, включающей свиты джетымтау, джакболот и байконурская.

Свита джетымтау состоит в основном из «тиллитоподобных» конгломератов, согласно сменяющих свиту сарыбельных-чанторы. Мощность свиты 1500-1900 м.

Вышележащая свита джакболот сложена глинистыми и глинисто-карбонатными сланцами: пестроцветными алевролитами, песчаниками и известняками, залегающими с разрывом на свите джетымтау. Мощность свиты 250-300 м.

Завершает разрез байконурская свита преимущественно «тиллитоподобных» конгломератов, залегающих с разрывом на свите джакболот. Мощность 5-200 м. В Пскемском и Сандалашском хребтах к венду отнесены узунбулакская и шорашуйская свиты.

Узунбулакская свита, распространена в Сандалашском хребте и на северном склоне Чаткальского хребта. Нижняя часть ее характеризуется преобладанием грубообломочных пород – конгломератов, гравелитов, разнозернистых песчаников, образующих не выдержанные по протиранию слои. Верхняя часть свиты сложена толщиной ритмично переслаивающихся песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Мощность свиты 500-600 м. Выше по разрезу она по резкому контакту перекрывается шорашуйской свитой.

Шорашуйская свита в своей нижней части состоит из тиллитоподобных конгломератов, представляющих собой несортированные породы с песчано-алеврито-глинистой массой, в которой «плавают» гальки и валуны различных гранитоидов, карбонатных пород, кристаллических и метаморфических сланцев, вулканогенных, кремнистых и яшмовидных сланцев. Верхняя подсвита

сложена флишеподобными образованиями представленными ритмично переслаивающимися полимиктовыми и олигомиктово-кварцевыми песчаниками, алевролитовыми, алевролитоглинистыми сланцами. Суммарная мощность свиты достигает 900 м. Свита по резкому контакту перекрыта нижнепалеозойской толщей.

## ПАЛЕОЗОЙ

### Кембрийская система

Кембрийские образования в пределах территории Средней Азии имеют небольшое распространение. До 20-х годов XX столетия они не выделялись и попадали в разряд нерасчлененных и условных. И только лишь в 20-30-х годах в ряде пунктов были обнаружены остатки археоциат, трилобитов и брахиопод позволившие выделить толщи кембрия.

Кембрийские отложения по вещественному составу, строению и фаунистическим комплексам разделяются на два типа разреза резко различающиеся между собой – Чаткало-Нарынский и Туркестано-Алайский. Чаткало-Нарынский тип разреза характерен для Срединного Тянь-Шаня, Туркестано-Алайский для Южного Тянь-Шаня.

Отложения кембрия в Срединном Тянь-Шане распространены преимущественно в северо-восточной части региона в пределах Чаткало-Нарынской зоны, где их разрезы составляют маломощные, полные и непрерывные с ордовиком толщи. Этот тип разреза кембрия, протягивается через Большой Каратау, Пскемско-Сандалашские хребты, Джетымтау, Кокиримтау, Сарыджаз на западе до хребта Куруктаг на северном склоне Таримской платформы на востоке.

Для этой протяженной, но относительно узкой зоны с однотипным разрезом отложений кембрия и ордовика на всем ее протяжении характерна небольшая мощность (600-700 м), кремнисто-карбонато-сланцевый состав, полнота разреза. Это конденсированные разрезы полные по объему, но сокращенные по мощности. Для отложений, слагающих такие разрезы, характерно широкое развитие кремнистых пород, комковатых известняков. В них сохраняются остатки планктонных и нектонных групп фауны (конодонты, радиолярии, граптолиты, трилобиты). Комплексы трилобитов в основном представлены агностидами – слепыми

трилобитами, а также циклопиге, глаза которых составляют большую часть головного щита, приспособленными к обитанию на больших глубинах, куда не проникает или слабо проникает дневной свет.

Типичным разрезом кембрия и ордовика Чаткало-Нарынской зоны является разрез Пскемского и Сандалашского хребтов. Кембрийские отложения в этом районе совместно с нижним ордовиком составляют единую сандалашскую свиту, подразделяющуюся на две части: углисто-кремнисто-сланцевую и верхнюю-карбонатно-кремнистую. Наиболее полные разрезы свиты обнажаются в Сандалашском хребте (бассейны р.Бугулыбулак, Шорашу, Аяктерек, Кичикумбель, Сандалаш). В Пскемском хребте (бассейны рек Бештор, Каракорум, Коксу) разрез сокращенный.

### **Нижний кембрий**

Нижняя углисто-кремнисто-сланцевая часть сандалашской свиты по резкому контакту перекрывает отложения венда. Она сложена в основном темно-серыми, черными глинисто-кремнистыми, углисто-глинисто-кремнистыми, углисто-глинистыми сланцами и слагает отдельные пачки, ритмично чередующихся между собой. Наблюдаются прослой тонкоплитчатых зеленовато-серых, глинисто-кремнистых сланцев, линзы кремнистых гравелитов. Мощность толщи в Сандалашском хребте достигает 100-150 м, в Пскемском сокращается до 15-35 м.

По вещественному составу, стратиграфическому положению и мощности нижняя часть сандалашской свиты коррелируется с ниже-кембрийской курумсакской свитой Большого и Малого Каратау. Органические остатки – беззамковые брахиоподы, в ней на рассматриваемой территории обнаружены в верховьях р.Чаткал, характерные для верхней половины нижнего кембрия.

### **Средний-верхний кембрий**

К среднему-верхнему кембрию относятся низы верхней-сланцево-карбонатно-кремнистой части сандалашской свиты. Контакт с углисто-кремнисто-сланцевой частью разреза постепенный и фиксируется обычно сменой углисто-кремнистых сланцев существенно глинистыми или карбонатно-глинистыми.

Низы разреза представлены серыми, зеленовато-серыми глинистыми, карбонатно-глинистыми и темными углисто-глинистыми сланцами, переслаивающимися с серыми доломитами и доломитовыми известняками. Верхняя часть разреза сложена, в основном, серыми и темно-серыми известняками с прослоями кремнистых и глинистых сланцев. Мощность сланцево-карбонатно-кремнистой части разреза колеблется от 250-300 м в Сандалашском до 100-200 м в Пскемском хребте. Возраст отложений определяется как средний-поздний кембрий по трилобитам, обнаруженным в Пскемском хребте в бассейне р.Чиралма и Бештор в прослое тонкослоистых известняков.

## ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

### Нижний ордовик

В Пскемском и Сандалашском хребтах отложения нижнего ордовика (тремадока) составляют верхи разреза сандалашской свиты. Разрез представлен переслаиванием сланцев и известняков. Мощность около 10-15 м.

В верховьях Джаяктора среди известняков установлены остатки брахиопод характерные для нижнего ордовика. В бассейне р.Каракорум в известняках раковины беззамковых брахиопод.

Выше согласно залегают образования джаякторской свиты, которая сложена в нижней части темно-серыми и темными углисто-глинистыми сланцами с редкими прослоями глинистых пиритизированных известняков или карбонатно-глинистых сланцев, редко аргиллитов. Выше расположены ритмично чередующиеся темно-серые до черных углисто-глинисто-кремнистые и углисто-кремнистые сланцы. Большую часть свиты составляют тонкоплитчатые яшмовидные кремнистые сланцы. Мощностью около 100-300 м.

В углисто-кремнистых и углисто-глинисто-кремнистых сланцах в бассейнах рек Караянгрык, Каракорум, Джаяктор, Коксу обнаружен богатый комплекс граптолитов, характерный для арегинга.

В Чаткальском хребте в бассейнах р.Чанач, Каратерек к нижнему ордовикау относится северо-чаткальская свита. В составе свиты преобладают тонко полосчатые кремнистые породы яшмовидного облика, красной, зеленой, черной окраски, кремнисто-

глинистые и глинистые сланцы, содержащие редкие прослой туфов основных пород. Выше согласно залегают отложения среднего ордовика.

В кремнистых сланцах содержатся остатки конодонтов характерные для аренига. Мощностью около 280 м.

### **Средний ордовик**

В Пскемском и Сандалашском хребтах на отложениях джаякторской свиты согласно лежат образования бешторской свиты. Она представлена преимущественно терригенными породами — серыми, зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами с прослоями массивных рифогенных известняков. Реже встречаются карбонатно-глинисто-кремнистые сланцы. В тонкослоистых прослоях известняка в бассейне р.Каракорум установлены трилобиты среднего ордовика.

Выше залегают серые глинистые сланцы, тонкоплитчатые алевролиты с прослоями мелкозернистых песчаников. В глинистых сланцах обнаружены граптолиты лланвирна.

В самых верхах разреза свиты, установлены граптолиты карадока. Венчается разрез рифогенными известняками, в которых в районе перевала Коксубаши собраны многочисленные остатки трилобитов и брахиопод, характерных для карадока. В бассейне р.Караянгрк в рифогенных известняках выявлен комплекс карадокских трилобитов. Мощностью отложений бешторской свиты 100-120 м.

В Чаткальском хребте в верховьях р.Каратерек и Чанач на отложениях нижнего ордовика (северо-чаткальская свита) согласно залегают образования чаткальской свиты. Свита сложена чередованием лав базальтовых и андезитовых базальтовых порфиритов с пачками кремнистых сланцев, линз яшм, глинистых пород и песчаников. Мощностью около 300 м. Органические остатки в породах свиты не обнаружены. Среднеордовикский возраст определяется условно по положению в разрезе.

### **Верхний ордовик**

Осадки авторской свиты венчают разрез ордовика Пскемского, Сандалашского и Чаткальского хребтов. Они в Пскемском хребте с размывом, а в Сандалашском и Чаткальском с резким

стратиграфическим контактом залегают на отложениях среднего ордовика. В верховьях Юлдысай в основании верхнеордовикских отложений залегают разногальчные плохо отсортированные конгломераты, мощностью 25-30 м.

Аюторская свита по литологическим признакам расчленяется на две части. Нижняя часть – мощность около 500 м, включает пачки довольно однообразных, зеленовато-серых, буроватых, разнозернистых, иногда полимиктовых песчаников с подчиненными прослоями алевролитов и глинистых сланцев. В Чаткальском хребте в разрезе преобладают грубозернистые песчаники и гравелиты, местами переходящие в мелкогальчные конгломераты.

Верхняя часть свиты имеет флишоидный облик и представлена ритмичным чередованием полимиктовых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Мощность – 500 м.

Суммарная мощность отложений аюторской свиты достигает 1000 м. Позднеордовикский (ашгильский), возраст свиты устанавливается условно по положению в разрезе и сопоставлению с разрезами верхнего ордовика других районов Чаткало-Нарынской зоны.

Таким образом, в Срединном Тянь-Шане разрезы кембрия составляют совместно с ордовиком полные, непрерывные и ненарушенные толщи. Для кембрия и ордовика характерно замедленное осадконакопление по всей территории бассейна. За весь кембрий здесь накопились незначительные по мощности глинистые, глинисто-кремнистые, углисто-кремнистые фосфат содержащие сланцы, содержащие остатки радиолярий, конодонтов и губок и тонкослоистых известняков. Этот тип разреза относится к разряду «конденсированных», полных по объему, но сокращенных по мощности.

### Силурийская система

Силурийские отложения в регионе имеют сравнительно небольшое распространение в бассейнах рек Сумсар, Кассансай, в районе перевала Чанач в Чаткальском хребте; в бассейнах саев Каракия, Сардоб в горах Моголтау в Кураминском хребте. В составе силура присутствуют отложения лландоверийского и венлокского ярусов.

## Нижний силур Лландоверийский ярус

В Кураминском хребте основание лландоверийского яруса представлено флишевой толщей урубулакской свиты алевролитов, аргиллитов и песчаников общей мощностью 600-700 м. В разрезе по Машрапсаю и Сардобсаю наблюдается постепенный стратиграфический переход от алевролитопесчаниковой кайракской свиты верхнего ордовика ашгиллия к флишевой урубулакской свите нижнего лландовери, содержащей граптолиты характерные для самых низов лландовери.

В Чаткальском хребте отложения лландоверийского возраста развиты в бассейнах рр.Сумсар, Коксарек, Алабука и др., они представлены преимущественно терригенными образованиями (конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, глинистые и известняково-глинистые сланцы), кислыми и средними эффузивами и их туфами. В резко подчиненном количестве присутствуют известняки. Общей закономерностью фациальных изменений силурийских отложений является погрубение обломочных пород, появление красноцветов и уменьшение карбонатных составляющих толщ по направлению с юга на север к границе области осадконакопления.

Севернее р.Сумсар в составе лландоверийской толщи, значительное место занимают кислые и средние эффузивы и их туфы, а в наиболее северных районах (перевал Чанач, реки Канышкия и Арабулак) – красноцветные обломочные породы. Комплекс фауны, из северных районов распространения лландоверийских отложений, представлен табулятами, граптолитами по которым возраст отложений определяется лландоверийским.

На севере, на водоразделе Чаткальского хребта, в районе пер.Чанач и на северных его склонах толща лландовери сложена пестроцветными полимиктовыми песчаниками, конгломератами, гравелитами, разнозернистыми песчаниками, реже сланцами и алевролитами с линзами рифогенных известняков общей мощностью от 500 до 1300 м. Прослой алевролитов содержат раковины нижнесилурийских брахиопод.

## Девонская система

Отложения девона на территории Тянь-Шаня распространены широко и по площади охватывают около 30% обнаженного палеозоя складчатой системы Южного Тянь-Шаня и сравнительно меньшие площади в Срединном Тянь-Шане.

Это преимущественно морские осадочные и в меньшей степени осадочно-вулканогенные, вулканогенные и континентальные образования. Они участвуют в строении складчатых сооружений Срединного и Южного Тянь-Шаня и сложены карбонатными, карбонатно-терригенными, карбонатно-терригенно-кремнистыми, терригенными, карбонатно-терригенно-вулканогенными, кремнисто-вулканогенными и вулканогенными образованиями, отражающими все многообразие палеогеографических и палеотектонических условий их формирования.

По литологическому составу разрезов девонских отложений и групповому составу заключенных в них палеонтологических остатков, достаточно отчетливо прослеживаются латеральные ряды фациальных зон, начиная от прибрежного мелководья в сторону пелагиали.

Основы стратиграфии девонской системы Тянь-Шаня закладывались в начале текущего столетия работами Ф.Н.Чернышева, В.Н.Вебера, Д.И.Мушкетова и Д.В.Наливкина. Материалы этих исследований были обобщены Д.В.Наливкиным (1926) в работе «Очерк геологии Туркестана», в которой им была дана первая схема стратиграфии девона Тянь-Шаня, разработанная на базе изучения, главным образом, мелководных карбонатных разрезов Туркестано-Алая в пределах Южной Ферганы.

Девонские отложения развиты в горах Ханбандытау и Писталитау (Учкулачский район), в Кураминском и Чаткальском хребтах. Как и в Северном Тянь-Шане, нижняя часть девона в объеме нижнего и низов среднего отделов представлена здесь вулканогенными и в меньшей степени осадочно-вулканогенными образованиями (бандская, чимкурганская, катрангинская, калканатинская, кугалинская, талдысуйская свиты), залегающими с перерывом на отложениях нижнего палеозоя. Верхняя половина девона в объеме живетского, франского и фаменского ярусов сложена в одних районах карбонатными и терригенно-карбонатными морскими образованиями, а в других – карбонатно-терригенными

морскими и терригенными континентальными отложениями (тюлькубашская свита).

### **Нижний – низы среднего девона**

**Чимкурганская свита**, сложена основными вулканитами, развитыми в восточном окончании Передовой гряды у селения Чимкурган. Свита состоит из миндалекаменных спилитов, диабазов, диабазовых порфиритов, их туфов и туфобрекчий с прослоями известняков, аргиллитов и пачек, кремнистых сланцев. Подразделяется свита на нижнюю - спилито-диабазовую с прослоями глинисто-карбонатных пород, аргиллитов и сургучно-красных яшм и верхнюю – аргиллито-алевролитовую с песчаниками и глинистыми известняками с многочисленными тентакулитами. Возраст свиты определяется по присутствию в осадочных прослоях свиты конодонтов, тентакулитов соответствующие эмско-раннеэфельскому возрасту. Нижняя граница свиты неизвестна, а верхняя трансгрессивная с нижнеучкулачской свитой. Мощность около 800 м.

**Бандская свита.** Эта толща преимущественно кислых вулканитов-кварцевых порфиритов, их туфов и туфобрекчий липаритового, липарит-трахилипаритового состава. Среди вулканитов установлены прослои алевролитов и аргиллитов. Свита не имеет выходов на дневную поверхность и изучалась только по керну скважин в Ханбандытау.

Палеонтологических остатков в отложениях свиты не обнаружено. Возраст свиты условно определен как раннедевонский по положению в разрезе непосредственно под нижнеучкулачской свитой среднего девона.

Нижняя граница свиты, как и у «чимкурганской» не установлена. Ориентировочная мощность свиты по скважине оценивается в 900 м.

### **Средний девон**

#### **Эйфельский-нижеживетский ярусы**

**Нижнеучкулачская свита.** Это мелководные терригенные и карбонатные образования трансгрессивно залегающие на вулканитах чимкурганской и бандской свит. Они составляют основание осадочной серии девона гор Ханбандытау и Писталитау. Выходы свиты на дневную поверхность сравнительно небольшие.

Наиболее крупный из них прослеживается вдоль северного склона Ханбандытау, где установлено залегание пород свиты на бандских вулканитах в ядре Ханбандытауской антиклинали.

В нижней части она сложена ритмически переслаивающимися алевролитами, доломитами и песчано-глинистыми известняками, среди которых местами отмечается присутствие вулканомиктовых пород или внешне сходных с ними туфов ярко-зеленой краски.

Верхняя часть состоит из весьма пестрой по составу и окраске алевролитов, песчаников, известняков и конгломератов вверху. Породы этой части свиты содержат многочисленные органические остатки, среди которых наиболее часты и характерны строматопораты, табуляты, ругозы, брахиоподы, конодонты, а также растительные остатки. Таким образом, нижнеучкулачская свита охватывает возрастной диапазон части эйфеля и части живета. Общая мощность свиты составляет в Ханбандытау 50-300 м, а в Писталитау – 180 м.

### **Живетский ярус**

**Верхнеучкулачская свита.** Повсеместно в пределах Ханбандытау свита состоит из седиментационных доломитов и доломитовых известняков общей мощностью – 250-300 м.

**Ханбандытауская свита.** Это толща светлых, массивного сложения сгусткового-афанитовых и криноидных известняков с банками стрингоцефалид и прослоями амфипоровых, реже строматопоровых разностей более темного цвета и массивные доломиты с редкими строматопоратами. Общая мощность свиты достигает 500 м.

Криноидно-брахиоподовые и органогенные известняки содержат большое количество разнообразной фауны.

**Писталитауская свита.** Сложена тонкослоистыми темно-серыми биомикротовыми известняками с аргиллитами и кремнями, с брахиоподовыми банками и строматопорово-водорослевыми биогермами.

В составе органических остатков свиты присутствуют строматопораты, табуляты, брахиоподы, водоросли и конодонты. Мощность свиты порядка 150-250 м.

## **Средний-верхний девон**

**Ментская свита.** Это массивные светло-серые рифогенные известняки с куполовидной слоистостью и брекчиями обрушения, развитые в горах Ханбандытау. Общая мощность свиты составляет порядка 350 м.

**Устькуруксайская свита** представляет собой толщу плитчатых, тонко- и среднеслоистых темно-серых органогенных известняков с прослоями кремней, черными алевролитами и аргиллитами, реже известковистыми гравелитами. Мощность свиты около 190 м. Породы свиты содержат конодонты, которые позволяют рассматривать вмещающие породы в пределах верхнего франа.

## **Верхний девон Фаменский ярус**

Отложения этого возраста развиты только в горах Писталитау и в литологическом отношении представляют единую толщу с отложениями нижнего карбона (турне).

Семизсалпинская свита (нижняя подсвита). Она сложена слоистыми комковатыми и афанитовыми известняками с остатками брахиопод. Мощность порядка 1200 м.

## **Чаткало-Кураминский регион**

Девон описываемого региона в нижней своей части, как и в Учкулаче представлен вулканогенными и осадочно-вулканогенными образованиями катрангинской, калканатинской и кугалинской свит, условно ранне-среднедевонского возраста, а в верхней – мелководными терригенными, карбонатно-терригенными и карбонатными отложениями с разнообразной бентосной, реже пелагической фауной (строматопораты, кораллы, брахиоподы, конодонты). Карбонатно-терригенные и карбонатные образования девона характеризуются заметной фациальной изменчивостью по латерали.

## **Нижний-средний девон**

В Кураминском хребте в основании девона выделяется вулканогенная катрангинская свита, сложенная андезито-базальтами, трахиандезитами, андезито-дацитами, андезитами, базальтами, дацитами, гравелитами, песчаниками, сланцами и алевролитами

общей мощностью 600-1400 м и калканатинская свита риодацитов, риолитов, фельзитов, дацитов, альбитофиров, конгломератов, песчаников, алевролитов, сланцев мощностью 600-900 м. Свита не содержит палеонтологических остатков. Возраст интерпретирован как ранне-среднедевонский по геологическому положению. Залегает несогласно на терригенных отложениях ордовика-нижнего силура.

В Чаткальском хребте этот стратиграфический уровень представлен кугалинской свитой средних и кислых эффузивов, лавобрекчий и туфоконгломератов. В Сукок-Заркентском районе разрез свиты сложен дацитовыми порфирами, андезитовыми порфиритами, андезито-базальтовыми порфиритами, туфами, вулканическими песчаниками и гравелитами. Соотношения свиты с подстилающими нижнепалеозойскими и перекрывающими живетскими отложениями несогласные. Органические остатки в свите не обнаружены, и ее возраст определен условно как ранне-среднедевонский. Мощность свиты от 400 м до 600 м.

### Средний девон

Осадочные образования среднего девона Кураминского хребта в нижней части представлены машрапской свитой конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов. Мощность от 30-850 м.

### Живетский ярус

**Моголтауская свита** представлена темно-серыми и черными тонкослоистыми и ленточными с прослоями мергелей и известняков, доломитов мощностью 200-240 м широко развитых в горах Моголтау и Барактынтау.

Фаунистически моголтауская свита, охарактеризована исключительно мелководными бентосными сообществами, представленными строматопоратами, табулятами, брахиоподами и др. формами типичными для живетского яруса.

**Карамазарская свита** сложена темно-серыми доломитами, темно-серыми тонкослоистыми известняками с красной и малиновой окраской, серыми тонкослоистыми глинистыми известняками и сизо-серыми скрытокристаллическими известняками, содержащими на различных уровнях разреза многочисленные остатки строоматопорат, табулят и брахиопод. Согласно залегает на

отложениях моголтауской свиты и согласно перекрывается джарбулакской свитой. Мощность до 600 м. В составе сообщества фауны характерны строматопораты, табуляты, брахиоподы и др., определяющие живетский возраст вмещающих пород.

В Чаткальском регионе уровень живетского яруса представлен в нижней части песчано-конгломератовой с мощностью 220 м, а в верхней – конгломератово-известняковой с мощностью 230 м, известной под общим названием терской свиты, которая залегает на вулканогенных образованиях кугалинской свиты, с резким угловым и азимутальным несогласием.

### **Верхний девон**

Отложения верхнего девона представлены терригенными, терригенно-карбонатными образованиями мелководного морского, лагунного и континентального генезиса.

### **Франский ярус**

**Джарбулакская свита**, сложена доломитами и известняками с прослоями мергелей. В комплексе фауны присутствуют табуляты, брахиоподы, строматопоры франского возраста. Мощность 125 м.

**Умбеттинская свита**. Это массивные, реже тонкослоистые и плитчатые, иногда алевритистые доломиты, глинистые и алевритистые известняки и прослои мергелей общей мощностью 350-437 м.

По данным различных исследователей в составе окаменелостей свиты присутствуют строматопораты.

### **Фаменский ярус**

**Барактынская свита**. Сложена доломитами, известняками, переслаиванием песчаников, доломитов и алевролитов. Мощность варьирует от 217 м в Барактынтау и до 330 м в Калканате. В комплексе фауны кроме однокамерных фораминифер, присутствуют брахиоподы, по которым определяется фаменский возраст отложений.

**Каратагатинская свита**, сложена темно-серыми и черными искристыми слоистыми доломитами. Согласно залегает на барактынской свите. Развита в Каракиясае, Калканате, Барактынтау. Мощность 150 м.

**Кульгатинская свита**, сложена тонкослоистыми полосчатыми доломитами с тонкими прослоями алевролитов, глинистых и водорослевых доломитов и известняков. Позднефаменский возраст определяется присутствием остатков фауны. Мощность до 450 м.

В бассейне р.Чаткал к фаменскому ярусу верхнего девона относятся разнослоистые темно-серые глинистые известняки тепарской свиты (100-200 м) и доломиты и доломитизированные известняки чаватинской свиты (250-500 м).

### **Средний и верхний девон**

**Тюлькубашская свита.** Это красноцветные континентальные грубообломочные образования представлены в нижней части полимиктовыми конгломератами, полимиктовыми песчаниками, а в верхней – алевролитами, аргиллитами с подчиненным количеством известковистых аргиллитов и песчаников. В бассейне р.Чаткал в верхней части свиты отмечается переслаивание известняков с алевролитами. В разное время в составе свиты были найдены органические остатки, на основании которых был определен живетско-франский возраст свиты. В Северо-Западном Каратау Н.Л.Бубличенко были найдены пелециподы. В районе сел.Бричмула А.А.Денисюком были обнаружены остатки панциря *Botriolepsis* sp., характерных во франском ярусе (определение Д.В.Обручева). Предполагают, что самые верхние части свиты могут быть раннефаменскими. Свита залегает несогласно с размывом на более древних отложениях. В бассейне р.Чаткал она перекрывается карбонатными отложениями тепарской свиты нижнего фамена.

### **Каменноугольная система**

Каменноугольные отложения широко распространены по всему Тянь-Шаню. Они представлены разнообразными морскими и континентальными толщами, формационная принадлежность которых, их мощность, характер стратиграфических взаимоотношений, и, наконец, распределение на площади отложений того или иного генезиса определяются обстановками осадконакопления и особенностями развития основных структурных элементов земной коры.

На большей части Северного Тянь-Шаня в нижнем карбоне формировались прибрежно-морские пестроцветные и наземные красноцветные терригенные формации, которые на северо-западе замещались морскими карбонатно-терригенными образованиями. В северо-восточной части Северного Тянь-Шаня в среднем и верхнем карбоне происходило накопление континентальной вулканогенно-терригенной молассы.

В Срединном Тянь-Шане в раннем и начале среднего карбона (ранне-башкирское время) происходило накопление морских, преимущественно карбонатных отложений значительной мощности. Более высокие слои разреза здесь представлены терригенными толщами наземного происхождения. Исключение составляют южные разрезы в восточной части Срединного Тянь-Шаня (Джамантау-Нарынтау), где известны морские отложения московского яруса и верхнего карбона. В юго-западной части Срединного Тянь-Шаня (Каржантау – Кураминский регион) тенденция воздымания, проявляющаяся уже в серпуховском веке раннего карбона, сопровождается интенсивной вулканической деятельностью, которая усиливается в среднем и позднем карбоне, так, что весь разрез верхнего палеозоя, кроме его самой нижней части, образован наземными осадочно-вулканогенными толщами.

Начало изучения каменноугольных отложений Тянь-Шаня положено в прошлом столетии первыми исследователями Средней Азии Г.Д.Романовским и И.В.Мушкетовым. В дальнейшем оно продолжено В.Н.Вебером, М.М.Бронниковым, Ф.Махачеком, Д.И.Мушкетовым, М.Э.Янишевским, Г.Н.Фредерикском и др. Важное значение имела работа Д.В.Наливкина (1926), предложившего первую схему расчленения карбона Средней Азии.

С середины 20-х по конец 50-х годов, по карбону Тянь-Шаня были собраны многочисленные материалы, разработаны детальные схемы стратиграфии, в разработке которых приняли активное участие А.С.Аделунг, Н.П.Васильковский, О.И.Сергунькова, Ф.Р.Бенш и многие другие.

## Кураминский регион (Каржантау-Кураминский)

### Нижний карбон

#### Турнейский, визейский и серпуховский ярусы

Отложения нижнего карбона занимают здесь значительно меньшие площади, чем в Каратау-Чаткальском регионе и обычно обнажаются в виде небольших массивов и тектонических блоков среди интрузивных и эффузивных пород верхнего палеозоя. На юго-западном склоне Чаткальского хребта (р.Заркент, Паркент) нижнекаменноугольные отложения представлены только турнейским ярусом, сложенными слоистыми известняками с кремнями, выделенными в кулосьинскую свиту. Мощность кулосьинской свиты варьирует на коротком расстоянии от 0 до 300 м. В Кураминском хребте почти полный объем отложений нижнего карбона представлен непрерывным разрезом карбонатных и карбонатно-кремнистых образований. По вещественному составу и комплексам органических остатков разрез нижнего карбона Кураминского хребта аналогичен разрезам Каратау-Чаткальского региона.

Нижневизейский подъярус представлен кремнистыми известняками и кремнями салляташской свиты (100-200 м) с многочисленными кораллами. Верхневизейские, серпуховские и низы нижнебашкирских отложений представлены однообразной толщей светлых толстослоистых известняков ташгезекской (бывшей коралловой) или кульчулакской свит с характерной фауной, мощность которых достигает 500-600 м.

В Центральной части хр.Каржантау (р.Уя) достоверно установлены только серпуховские отложения, выделенные в нижней части свиты уя. В основании свиты развиты туфоконгломераты с прослоями известняков, мощностью более 200 м, выше сменяющиеся туфопесчаниками, туфоалевролитами с горизонтами известняков и туфоконгломератов с фауной серпуховского яруса. Нижний контакт свиты уя с подстилающими не ясен, везде тектонический. В северном и северо-восточном направлении (рр.Джегирген, Шаркрома) возрастным аналогом свиты уя является джегиргенская свита, серпуховская часть которой представлена тонкослоистыми известняками, известково-песчанистыми сланцами, глинистыми сланцами, мощностью до 200 м.

## Средний-верхний карбон Башкирский ярус

В Каржантау-Кураминском регионе к нижнебашкирскому подъярису отнесены свиты: уя, минбулакская, джегиргенская и мышиккольская.

Типичные отложения свиты уя, нигде кроме ее стратотипической области (р.Уя) не встречены. Верхняя часть свиты, где установлена фауна нижнебашкирского подъяруса, находится в непрерывном разрезе с серпуховским ярусом и представлена карбонатными песчаниками, туфопесчаниками, реже конгломератами в виде линз различной мощности, трахибазальтами и их туфами, трахитами с редкими прослоями известняков. Мощность колеблется в пределах 300-600 м, охарактеризована комплексами фораминифер, брахиопод.

Наиболее полный и хорошо палеонтологически охарактеризованный терригенно-карбонатный разрез среднего карбона обнажается в Бугучалекской синклинали хр.Каржантау. Он был выделен как джегиргенская толща по возрасту близкая свите уя. Площадь ее развития – истоки руч.Джегирген, Шаркрома и истоки северной ветви р.Уя. Характерные особенности свиты – тонкослоистые известняки, карбонатные песчаники, известняково-песчанистые сланцы, известняково-глинистые и глинистые сланцы, последние в стратотипе преобладают. Обязательным компонентом в разрезе являются туфы и прослой эффузивных пород. Мощность свиты от 200 до 400 м.

Данная свита, помимо хр.Каржантау, выделена в юго-западных отрогах Чаткальского хребта, в Паркентском районе (руч.Алтынбель, Паркентсу) и Кураминском хр. В бас.руч.Саукбулак.

## Московский ярус

В регионе в составе верхнепалеозойских вулканогенных образований московскому ярусу соответствуют две вулканогенные свиты: акчинская и частично надакская. Акчинская свита распространена на южном склоне Чаткальского хребта, по саю Акча, где представлена мощными однообразными порфиритами. К нижней части московского яруса акчинская свита отнесена по стратиграфическому положению выше башкирской минбулакской свиты и

гранитоидов карамазарского комплекса и ниже охарактеризованной растительными остатками надакской свиты. Органические остатки акчинской свиты возраста не уточняют. Пыльцевые комплексы найденные в Каскансае (Кураминский хребет) и басс.р.Пангаз (Восточный Карамазар), указывают на верхнебашкирский подъярус – московский ярус. Сине-зеленые водоросли из четсуйской толщи Адрасмана имеют среднекаменноугольный облик. Акчинская свита в одноименном вулканогенном комплексе развита в основном в пределах Алмалыкского, Шавас-Дукентского, Кумышканского, Алтынтопканского, Курусай-Джангалыкского вулканотектонических грабен, реже за их пределами. Наиболее широко и полно акчинская свита распространена на северных склонах Кураминского хребта, где прослеживается непрерывной полосой от сая Каракия на западе, до Гушса на востоке. Свита залегает на глубоко эродированной поверхности вулканитов нижнего девона, известняках среднего девона-нижнего карбона, гранитоидах среднего карбона. В составе акчинской свиты – базальты, трахиандезито-дациты с преобладанием андезитов и трахиандезитов. Мощность свиты от 300 до 1500 м.

### **Касимовский ярус**

Надакская свита наиболее характерна для Кураминского хребта. Базальные слои свиты представлены вулканическими песчаниками, алевролитами, редкими линзовидными прослойками известняков. Органические остатки включают наземные растения, водоросли и возможно единичные фораминиферы. Выше свита сложена чередованием туфов и лав дацито-андезитов и линзовидными прослоями вулканических песчаников. Мощность свиты от 350-1000 м.

### **Пермская система**

Пермские отложения на территории Среднего Тянь-Шаня имеют сравнительно ограниченное распространение. Они развиты в Каржантау, Карамазаре и Чаткало-Кураминском регионе.

Первые указания на присутствие фауны пермо-карбона в Тянь-Шане относятся еще к 80 годам прошлого столетия, когда в Туркестанский край прибыли Г.Д.Романовский и И.В.Мушкетов. С первых шагов эти талантливые исследователи для выяснения

геологического строения и составления геологической карты проводили палеонтологические сборы и на их основе решали стратиграфические задачи.

В истории изучения пермских отложений Тянь-Шаня большое значение имеют работы в послевоенные годы, когда были начаты планомерные геологические и биостратиграфические исследования и геолого-съёмочные работы средних масштабов. Наибольшего внимания заслуживает схема стратиграфии, предложенная Н.П.Васильковским (1952) для континентальных осадочно-вулканогенных толщ Каржантау и Чаткало-Кураминского хребтов. Результаты многолетних исследований и работ по государственной геологической съёмке вылились у Н.П.Васильковского в стройную схему, которая не потеряла своего значения и до настоящего времени, продолжая существовать с некоторыми изменениями и дополнениями последующих исследований.

Проблема расчленения и корреляции наземных толщ в Тянь-Шане до сих пор далека от окончательного разрешения. Принадлежность к перми наиболее прочно определена в тех случаях, когда континентальные отложения залегают на фаунистически охарактеризованной морской перми или содержат ее фауну в гальке. Однако и здесь, при датировке возраста континентальных толщ не всегда можно уверенно отделить верхнюю пермь от верхних горизонтов нижней перми, поскольку в Тянь-Шане аналоги артинского и кунгурского ярусов также выражены континентальными фациями.

Что же касается вулканогенно-осадочной перми Каржантау и Чаткало-Кураминской горной системы, где разрез полностью представлен наземными толщами, то здесь нет твердых данных для сопоставления стратон, выделенных в континентальной перми с подразделениями, разработанными по морским отложениям.

Создавая схему стратиграфии континентальных образований перми, в вулканогенно-осадочных толщах все исследователи стремились распространить выделенные в определенных участках свиты на всю территорию региона. При слабом, иногда полном отсутствии палеонтологического обоснования этих толщ, естественно, возникали неясности и в понимании объема и возраста свит.

## Ассельский ярус

В Северной Ферганае отложения ассельского яруса (керкидонского горизонта) развиты в горах Босбутау, на юго-восточном склоне Чаткальского хребта по рекам Падшаата, Тозт, Чанач и в Кассанском грабене.

В Босбутау и междуречье Падшаата-Чанач ассельский ярус представлен в составе мамынской свиты, залегающей трансгрессивно с глубоким размывом на девоне, нижнем и среднем карбоне. В основании свиты обособляются базальные конгломераты, песчаники, иногда алевролиты (30-200 м), выше следуют песчаники и алевролиты с прослоями песчаных и детритовых известняков (150-425 м), затем слоистые детритовые и биоморфные известняки (65-95 м). Эта часть разреза мамынской свиты, охарактеризована фузулинидами нижней зоны ассельского яруса и выделяется в чаначские слои.

В Кассанском грабене разрез ассельского яруса имеет аналогичное строение. Песчано-конгломератовая базальная толща выделена в каттабурабельскую свиту. Вышележащая каенсуйская свита включает песчано-сланцевую толщу (105-200 м) с конгломератами и известняками и следующую вверх по разрезу толщу слоистых и массивных биогермных известняков (400 м), которые по латерали быстро замещаются алевролитами и песчаниками. Возраст толщ, слагающих данный разрез, омолаживается в западном направлении.

В Чаткало-Кураминском регионе оясайская свита повсеместно залегает с размывом и часто с осадочными породами в основании на различных образованиях предыдущих толщ.

В междуречье Гава-Коксарек оясайская свита или липаритовая формация состоит из двух подсвит. Нижняя в объеме «швагеринового» горизонта мощностью более 200 м представлена конгломератами, песчаниками, алевролитами, линзами органогенных детритовых известняков с фузулинидами средней и верхней зон ассельского яруса. Здесь известны также остатки растений, характерных по мнению Т.А.Сикстель для ранней перми. Верхняя подсвита, представлена туфами и игнимбритами липаритов. Мощность более 500 м. Палеонтологически не охарактеризована. От нижней подсвиты она отделена разломом.

## Сакмарский ярус

Наиболее полные разрезы сакмарского яруса установлены в Северной Фергане. В Кассанском грабене развита манакамская свита, включающая оба горизонта сакмарского яруса. В верховьях р.Каенсу (басс.р.Кассан) нижняя часть свиты (275 м), отвечающая дангибулакскому горизонту, сложена буро-красными конгломератами и гравелитами с прослоями и линзами биогермных известняков с фузулинидами. Верхняя часть свиты, образована туфами, агломератовыми лавами трахиандезитового и дацит-андезитового состава (до 1500 м). Восточнее у пер.Кичик-Бурабель и по левому притоку р.Каенсу (в истоках) вулканиты быстро замещаются осадочными породами – сначала конгломератами и песчаниками с прослоями обломочных известняков, а выше – песчаниками, с линзами туфов, конгломератов и известняков.

Сакмарский ярус в континентальных толщах сохранился в бассейнах рек Чадак и Гава, в восточной части Адрасманской структуры, Акшуранской кальдере, в басс.р.Карабау (Чилтенская и Чилтен-Сардолинская кальдеры), в Кассанском грабене, в горах Каржантау (Каржантауская мульда), в Бадамском грабене.

В континентальных условиях сакмарский ярус проявлен образованиями шурабсайского трахибазальт-трахиандезитового комплекса, включающего одноименную осадочно-вулканогенную свиту, а также равашскую в районе Гавы и окраины Кызылнуринской кальдеры. Свита, сложена в основном трахибазальтами, трахиандезитами, трахитами, шошонитами, их туфами, туфо-песчаниками, туфоконгломератами. Мощность от 200 до 900 м.

Возраст комплекса достаточно надежно определяется по несогласному залеганию шурабсайской свиты на оясайской ассельского возраста и наличию среди шурабсайских осадочных образований сакмарской микрофауны, нижнепермской флоры и данными абсолютного возраста, который укладывается в пределах 235-288 млн.лет (калий-аргоновый метод, трахибазальты, трахиандезиты).

Охарактеризованный флорой сакмарский ярус находится на левобережье р.Чадак, где разрез шурабсайской свиты представлен в основании конгломератами, песчаниками, алевролитами мощностью от 2,5 м до 140 м, сверху – лавами, кластолавами и

туфами трахиандезитового, трахиандезито-базальтового и трахибазальтового состава. Для комплекса растений характерно разнообразие одонтоптерид и каллиптерид, появление первых представителей гинкговых.

В Карамазаре шурабсайская свита развита в Текелийском грабене и Самгарской кальдере. К свите относятся толщи: текелийская, учочаская, пиязлысайская, долонысайская, сучилганская, айнабулакская, чокадамбулакская. Нижняя часть разреза терригенная, сложена вулканомиктовыми конгломератами и конгломератами, сменяющимися аркозовыми и полимиктовыми песчаниками общей мощностью 600 м. Верхняя часть, вскрытая в Самгарской вулканоструктуре, сложена лавами трахиандезито-базальтов, реже трахиандезитов мощностью 200-800 м. Завершается разрез трахитами и их туфами, мощностью 200-500 м.

### **Нерасчлененные Артинский и Кунгурский ярусы**

В Чаткало-Кураминском регионе нерасчлененным артинскому-кунгурскому ярусам соответствует нижняя часть равашской свиты трахибазальт-липаритового комплекса, развитая в Майгашканской, Кызылнуринской, Карабашской, Бабайтагской, Кугалинской, Самгарской кальдерах, а также локально в Кассанском грабене, Коксарек-Кумлайской и Чадакской приразломных депрессиях. Породы представлены чередованием слоев туфов и игнимбритов липаритового и трахилипаритового состава с горизонтами лав трахибазальтов и редкими прослоями песчаников, алевролитов и известняков. Геологическое положение трахибазальт-липаритового комплекса среди других магматических ассоциаций Чаткало-Кураминского региона определяется залеганием накоплений равашской осадочно-вулканогенной свиты на породах шурабсайской свиты и перекрыванием кызылнуринскими вулканитами.

Растительные остатки в равашской свите редки. Известны остатки растений, собранные Н.П.Васильковским в Кугалинской кальдере.

### **Верхняя пермь**

В Чаткало-Кураминском регионе условно к верхнему отделу пермской системы относятся верхняя часть равашской свиты и

значительная часть кызылнуринской свиты, а также локально развитая чукурсайская свита.

Равашская свита в пределах верхнего отдела представлена исключительно вулканогенными породами с небольшим количеством вулканомиктовых песчаников. Палеонтологической характеристики свита не имеет.

Кызылнуринская свита (кызылнуринский липарит-трахипипаритовый комплекс) формировалась в конце поздней перми и в раннем триасе. Пока известно единственное месторождение растений из кызылнуринской свиты в Чаткальском хребте в бассейне р. Башкызылсай. Здесь свита делится на две толщи: нижняя – конгломераты, песчаники, алевролиты, выше липариты и их туфы, сферолиты и флюидалные бескварцевые липариты, общей мощностью 250 м. К верхней толще относятся игнимбриты, содержащие линзы черного вулканического стекла (обсидиана) и туфы того же состава, мощностью 350 м. В базальных туфоконгломератах в прослоях туфов сохранились остатки растений, на основании чего Т.А.Сикстель определяет возраст кызылнуринской свиты, как пермо-триасовый.

### **3. ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ**

#### **Докембрий**

Докембрийские образования в основном распространены на площади Западного Узбекистана и выделены в Кызылкумский тип разреза, отличающегося от Гиссаро-Каратегинского повышенным содержанием в породах фемических компонентов.

Наиболее древними образованиями Западного Узбекистана, условно, считаются отложения таскаринской, джургантауской свит, обнажающиеся в Южном Тамдытау.

#### **Верхнедокембрийский комплекс**

##### **Нижний рифей**

**Таскаринская свита** представлена гранатовыми амфиболитами, гранатовыми, кварцево-слюдистыми, кварцево-биотитовыми сланцами с редкими линзовидными прослоями карбонат – слудисто-кварцевых сланцев. Для пород свиты, характерны полное отсутствие первичных структур, затушеванных новообра-

зованными вторичными метаморфическими текстурами, интенсивно развитая сланцеватость и пльчастость. Мощность 300-340 м. Стратиграфические границы свиты не известны: никаких органических остатков не найдено. Возраст условно определяется по радиологическим данным В.А.Хохлова, выделившего свиты, по этапам метаморфизма пород – 540 млн.лет (по биотиту, К-Аг и 1070 млн.лет (Pb-Sr)).

**Джургантауская свита** выделена в урочище Тасказган. Разрез представлен образованиями эпидот-амфиболовой фации, диафторированными в зелено-сланцевые фации. Породы, слагающие свиту, состоят из серо-зеленых, светло-темно-зеленых амфиболитов и амфиболовых, гранат-биотитовых, гранат-кордиерит-ортоклазовых, кордиерит-ортоклазовых, кордиерит-силлиманит-биотитовых, биотит-кварцевых, эпидот-альбитовых, альбит-хлорит-актинолитовых кристаллических сланцев, биотитовых кварцитов. Для пород характерно полное отсутствие первичной слоистости и широкое развитие вторичных текстур. Мощность 300-600 м.

Стратиграфические границы не установлены. Возраст определяется по радиологическим данным проб из гранито-гнейсов, испытавших полиметаморфизм: по цирконам - 1750±80 млн.лет. (В.А.Хохлов); 1079 млн.лет – К-Аг (Ф.А.Аскарлов, 1966): 1980 млн.лет изохронны 4 пробы гранито-гнейсов Рв-λ (В.А.Хохлов).

### **Средний-верхний рифей**

Отложения среднего-верхнего рифея занимают большие площади в Западном Узбекистане. Они представлены вулканогенно-кремнисто-карбонатными образованиями кокпатасской свиты на юге Букантау, тасказганской – на юге Тамдытау, акдукской – на севере Тамдытау, сувликсайской, суялташской и богамбирской в Северном Нуратау. Породы свит повсеместно содержат богатый комплекс органических остатков среднего-верхнего рифея.

**Кокпатасская свита**, распространена в горах Алтынтау, Каскыртау, Кокпатас. На юге Букантау помимо складчатых и вертикальных разрывных нарушений широко развиты покровные структуры. В результате тектонических проявлений оказалось нарушенной первичная последовательность наслоения практиче-

ски всех докембрийских и палеозойских отложений с образованием толщ олистостромового строения. Докембрийские отложения приведены в соприкосновение со средне-верхнепалеозойскими породами. Поэтому в регионе разрез докембрия реконструирован по отдельным тектоническим блокам и чешуям, где наблюдается не только выпадение отдельных стратиграфических интервалов, но и частое повторение пачек, в результате чего создается ложное впечатление о значительной мощности отложений. Наиболее древние породы обнаружены в бассейне Трынамайская в районе Алтынтауского интрузива. Стратиграфические контакты не установлены. Низы разреза (мощность до 100 м) сложены темно-серыми кварцитами, микрокварцитами и графитисто-сланцевыми, кварц-графитистыми сланцами, содержащими линзы и прослойки доломитов и известняков. Карбонатные разности пород содержат в большом количестве органические остатки среднего рифея: невландииды, саралинскииды, фитодериваты, микрофитолиты.

Верхи разреза кокпатасской свиты, представлены серыми и темно-серыми слоистыми и массивными доломитами и доломитистыми известняками, переслаивающимися с кремнями. Последние находятся в подчиненном количестве. Мощность 100-150 м. Породы этой части разреза содержат богатый и разнообразный комплекс окаменелостей, позднего рифея, среди которых присутствуют: микрофитолиты, невландииды, камазииды, саралинскииды, акритархи.

**Тасказганская свита** широко распространена в урочище Таскара и Тасказган (юг Тамдытау), Ауминза-Бельтау, Джетымтау: отдельные ее фрагменты присутствуют в тектонических чешуях и в виде глыбовых тел в полосе развития вендских и палеозойских метатерригенных образований.

Нижняя часть разреза состоит из серебристо-серо-зеленых, темно-серых, черных углеродисто-кварцевых, кварц-кремнисто-углеродистых, кордиеритовых, альбит-кордиеритовых, хлорит-амфибол-альбитовых сланцев, чередующихся с полосчатыми графитистыми кварцитами, микрокварцитами, доломитами и известняками. Мощность 300 м.

Верхняя часть свиты, сложена толстослоистыми, массивными доломитами, содержащими прослой кварцитов и темных кремней. Мощность 100-200 м. Стратиграфические границы свиты не известны. Позднерифейский возраст свиты обосновывается многочисленными находками акритарх, нитчато-трубчатых микрофоссилий, камазиид.

Радиологические данные по свинцово-изохронному методу показывают возраст доломитов тасказганской свиты 800-1300 млн.лет.

### **Верхний рифей-венд**

К отложениям верхнего рифея-венда, условно отнесены маджерумская (итгынусайская) – Северного Нуратау, кумбулакская – Букантау и учкудуктауская свита Северного Тамдытау. В целом они представляют собой отдельные фрагменты единого протяженного офиолит-глаукофан-зеленосланцевого пояса на границе между Срединным и Южным Тянь-Шанем.

**Учкудуктауская свита**, развита в северной и восточной частях гор Тамдытау. Она подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита, сложена неравномерно чередующимися амфиболитами, лейкократовыми гранат-плагиоклаз-мусковитовыми, альбит-актинолитовыми сланцами. Видимая мощность до 1000 м. Верхняя подсвита, объединяет существенно апотерригенные породы. Ее разрез представлен серицит-хлорит-кварцевыми, мусковит-хлорит-плагиоклазовыми, эпидот-кварц-альбитовыми, углеродисто-мусковит-альбит-кварцевыми сланцами с прослоями кремней. Мощность 1000 м. Стратиграфические границы не известны. Органические остатки не найдены.

В хребте Северный Нуратау – маджерумская свита, отложения которой тектонически соотносятся с окружающими образованиями. Свита сложена разнообразными кристаллическими сланцами зеленовато-серого, реже голубовато-серого цвета. Это кварц-альбит-рогообманковые, кварц-альбит-эпидотовые, кварцево-хлоритовые, кварцево-серицитовые, кварц-эпидот-актинолитовые сланцы, амфиболиты. Для большинства пород характерна сланцеватая, полосчатая и плейчатая текстура. Мощность 600-900 м.

**Кумбулакская свита**, развита в Букантау. Свита представлена зелеными, голубовато-зелеными, глаукофановыми, хлорит-эпидот-актинолитовыми сланцами с линзами и прослоями кремней. Мощность 400-500 м.

Имеются радиологические определения абсолютного возраста этапов метаморфизма пород маджерумской свиты, соответствующие 718 и 631 млн.лет, отвечающие позднему рифею-венду.

## **ПАЛЕЗОЙ**

### **Кембрийская система**

История изучения кембрийских отложений Туркестано-Алайского типа разреза Южного Тянь-Шаня начинается с находки в 1925 г. Д.И.Мушкетовым и А.П.Марковским кембрийской фауны в долине р.Рабут (приток р.Арглы). Отложения кембрия встречаются в поле распространения среднепалеозойских, верхнепалеозойских и докембрийских образований в виде тектонических блоков, чешуй или экзотических бескорневых глыб. Намечаются две полосы распространения кембрийских отложений — северная, тяготеющая к северной окраине Южного Тянь-Шаня, включающая районы гор Букантау, Тамдытау, Сулюкты, Шодымира, Мадыгена, Карачатыра, протягивающаяся приблизительно вдоль Бесапано-Южноферганского разлома. В этой полосе отложения нижнего, среднего и верхнего кембрия представлены глыбовыми известняковыми телами. Вторая полоса распространения кембрийских отложений, располагается в пределах горных сооружений Нуратау, Туркестанского и Алайского хребтов. Здесь ниже-, средне- и верхнекембрийские отложения слагают преимущественно небольшие фрагменты разреза, составляющие тектонические чешуи и блоки.

### **Нижний кембрий**

На севере Тамдытау, нижнекембрийские образования выделяются в поле распространения осадочно-вулканогенной толщи среднего карбона (елемесащинской свиты) в виде отдельных изолированных карбонатных глыб, сложенных светло-серыми мраморизованными известняками. Мощность от 5-30 до 100 м. В известняках содержатся многочисленные остатки трилобитов, ар-

хеоциат, известняковых водорослей, характерные для верхов ленского надъяруса.

В Восточном Карачатыре (район Улугтау) нижнекембрийские образования, образующие целые скопления изолированных чужеродных карбонатных глыб разной величины и формы, разбросаны среди вулканогенных отложений Южной «антиклинали». Форма тел от вытянутых пластин (длиной от 1 км до 3 км) до небольших линз (от 3 мх10 м до 50 мх300 м). Сложены нижнекембрийские образования в основном известняками доломитизированными, мелкокристаллическими, неясно слоистыми, плотными, темно-серыми, содержащими остатки археоциат характерных для низов ленского надъяруса нижнего кембрия. Мощность известняков от 30 до 80-100 м.

В Туркестанском хребте (левый приток р.Арглы разрез представлен темно-серыми и черными тонкослоистыми углистыми сланцами, скрытокристаллическими известняками, углисто-графитистыми доломитами, кремнистыми известняками (100-150 м) с многочисленными археоциатами и водорослями. Комплекс археоциат, отвечает верхам алданского яруса.

### Средний кембрий

На севере Тамдытау среди вулканогенно-осадочной толщи наряду с нижнекембрийскими глыбами распространены небольшие обломки карбонатных пород размером до 2 м, включающие трилобиты характерные, для верхней половины амгинского яруса среднего кембрия.

В районе рудника Сулюкта все обнажения известняков с кембрийскими остатками представляют собой экзотические бескорневые глыбы, приуроченные к песчано-сланцевой толще ордовик-силура. Известняки массивные, сильно битуминозные, серые, темно-серые, размером в несколько метров содержат трилобиты амгинского яруса. В других глыбах обнаружены трилобиты майского яруса среднего кембрия.

Среднекембрийские отложения в Мальгузарских горах (в верховьях Зааминсу) обнажаются в тектоническом блоке, среди силурийских отложений, где сложены тонкоплитчатыми известняками с прослоями алевритистых известняков, аргиллитовых сланцев и песчаников (450 м). В низах разреза в известняковых

прослоях установлены остатки трилобитов, характеризующие самые низы среднего кембрия.

В Туркестанском хребте отложения среднего кембрия узкой полосой протягиваются на расстоянии 80-100 км от сая Шоган-Обурдон в бассейне р.Арглы на востоке до урочища Кызыл-Мазар на западе. Выделяются они среди окружающих пород буровато-серой окраской и однородным литологическим составом по всей полосе распространения. Разрез сложен чередующимися пластами темных и бурых тонкоплитчатых известняков, темно-серых и тонкослоистых глинистых сланцев с редкими и тонкими прослоями мелкозернистого песчаника и серого известняка. В известняках богатый комплекс трилобитов, характеризующий майский ярус среднего кембрия. Мощность образований майского яруса около 500 м. На них с мелкогалечными известняковыми конгломератами в основании залегает толща верхнего кембрия.

### Верхний кембрий

В Джетымтау верхнекембрийские известняки мощностью до 3 м в виде глыб расположены среди вулканогенно-осадочной толщи более молодого возраста. Известняки содержат трилобиты верхнего кембрия. На юге Букантау южнее карбонатной гряды девона-карбона в тектонических чешуях обнажаются фрагменты разреза верхнего кембрия-нижнего ордовика боктекенской свиты.

Разрез сложен ритмично переслаивающимися серыми, темно-серыми, глинистыми известняками, известковистыми, слюдистыми, слюдисто-кремнистыми сланцами, аргиллитами с подчиненными прослоями и линзами органогенно-обломочных известняков и черной кварц-кремнистой породы. Для пород свиты, характерны: ритмичное строение пачек, тонкая горизонтальная, реже косая слоистость, следы оползания осадка. Мощность не более 100 м.

В низах разреза карбонатные породы содержат трилобиты-позднекембрийского возраста.

На севере Тамдытау в поле распространения осадочно-вулканогенной толщи установлены известняковые глыбы мощностью до 5 м, включающие трилобиты характерные для верхнего кембрия.

На северных склонах и при водораздельной части Северного Нуратау распространена живачисайская свита, соответствующая по возрасту верхнему кембрию-нижнему ордовику. Наиболее представительные разрезы обнажаются в бассейне Юкары-Учма, в верховьях Нарвансая, р.Санзар. По литолого-петрографическим и палеонтологическим признакам свита делится на три пачки снизу-вверх:

1. Известняково-сланцевая, сложенная средне- и тонкослоистыми известняками, переслаивающимися со сланцами. Известняки параллельно слоистые, разномерные, доломитизированные образуют прослой мощностью от 1,5-2 см до 5-20 см. На поверхности известняков часто наблюдаются точечные цианобактериальные образования. Местами темные, плотные микро- и тонкозернистые известняки слагают линзы и линзовидные прослой размером 3,5x5 см и более до 10-40 см. В них встречаются остатки радиаксиалий или их разрушенные скелетные элементы. К линзам также приурочены спикулы губок, беззамковые брахиоподы, хиолиты. Сланцы известковистые, аргиллитовые, кремнисто-сланцевые, углеродисто-кремнистые, реже алевритистые, карбонатсодержащие разности темно-серого цвета, на выветрелой поверхности коричневатые. Сланцы образуют прослой мощностью от 5-10 см до 0,5 м. Мощность пачки 20-35 м.

2. Кремнисто-«мергелистая» пачка представлена преимущественно сланцами разного состава, меньше доломитовыми алевритами и песчаниками. Сланцы глинистые, глинисто-алежитистые, кремнисто-глинистые, кремнисто-слоистые, зеленовато-серого, голубовато-серого цветов, чередуются с глинисто-известковистыми, глинисто-углисто-известняковыми, доломитизированными разностями черного, темно-серого, серого цветов, на выветрелой поверхности желтовато-коричневого и бурого. В этих сланцах присутствуют многочисленные радиолярии, спикулы губок. Среди серовато-зеленых сланцев наблюдается горизонт плитчатых кремней (5-7 м), отдельные прослой которого мощностью 2-4 см имеют бугристое строение, возникшее в результате переработки осадков илоедом.

Из алевритистых разностей химическим растворением выделены акритархи. В глинистых сланцах этой пачки в басс. Кызылкая найден конодонты позднекембрийского возраста. Из

прослоев кварц-кремнистой породы определены циано-бактериальные образования, кремнистые микрофоссилии. Мощность отложений не более 40 м.

3. Пачка осветленных сланцев с многочисленными прослоями и желваками черной кварц-кремнистой породы. Сланцы аргиллитовые, углисто-глинистые, глинисто-сланцистые, содержат частые прослои (от 1-3 см до 15-20 см), линзы, желваки кварц-кремнистой карбонатизированной породы, сложенной халцедоном, кварцем, кремнистыми веществами. Породы содержат многочисленные циано-бактериальные образования. В этой пачке встречаются прослои (10-60 см) и горизонты (3-4 м) средне- и тонкослоистых серых известняков, афанитовых, мелкосреднезернистых доломитовых, иногда углистых, алевритистых. На поверхности наложения присутствуют многочисленные точечные циано-бактериальные образования. Мощность пачки 10-18 м. Общая мощность живачисайской свиты не более 70-100 м.

Аналогами живачисайской свиты являются кальсаринская свита, развитая на южных склонах Северного Нуратау и в пределах Южного Нуратау.

В Туркестанском хребте в бассейне р.Арглы верхнекембрийская толща (60-100 м) с конгломератами в основании залегает на отложениях майского яруса среднего кембрия. Разрез сложен переслаивающимися черными известняками, глинистыми сланцами, алевролитами и известковистыми песчаниками. В известняках обнаружены трилобиты и беззамковые брахиоподы.

Таким образом, в Южном Тянь-Шане кембрийские разрезы состоят преимущественно из карбонатных, карбонатно-терригенных и кремнисто-карбонатных пород-известняков, доломитов, известняковых конгломератов, прослоев олигомиктовых песчаников и кремнисто-алевроглинистых сланцев. Накапливались кембрийские осадки в целом в условиях мелководного бассейна. На это указывает весьма выдержанный и однотипный разрез, отсутствие градационной слоистости и обилие остатков бентосной органики.

## Ордовикская система

### Нижний ордовик

Отложения нижнего ордовика в виде вытянутых полос обнажаются на северных склонах Туркестанского хребта и горах Чумкуртау. Выделены они под названием акчапканской свиты, залегающей на подстилающей известняково-сланцевой толще верхнего кембрия стратиграфически нормально.

Разрез сложен выдержанными и литологически однообразными породами – разнослоистыми алевролитами от темно-серой до зеленоватого цвета с подчиненными прослоями аргиллитов и аргиллитовых сланцев с редкими пропластками известняков.

В Букантау к нижнему ордовика (тремадоку) относится верхняя часть боктекенской свиты, сложенной в основном сланцами с редкими линзами известняков. В сланцах – конодонты раннего ордовика.

В Северном Нуратау (северные склоны и водораздел) нижний ордовик составляет верхи живачисайской свиты и сложен слюдисто-кремнистыми, известково-углисто-глинистыми сланцами. Мощность 10-15 м. В сланцах обнаружены конодонты предположительно тремадокского возраста.

В центральной части Северного Нуратау в приводораздельной части небольшими полосами распространены образования джалатарской свиты, представленной преимущественно темными слюдисто-кварцевыми, углисто-глинистыми, алевроаргилли-товыми сланцами с редкими прослоями доломитизированных алевролитов и серых глинисто-алевритистых, иногда углистых известняков.

В урочище Кызыл-Мазар (Туркестанский хребет) в тектонически обособленном блоке, обнажаются плитчатые коричневатосерые аргиллиты с редкими прослоями известняковистых алевролитов и песчаников. Мощность около 50 м. В аргиллитах найдены граптолиты характерные для аренига.

В бассейне Зааминсу и Мальгузарских горах отложения аренига представлены акчапканской свитой. По особенностям состава она подразделяется на две подсвиты доломито-известняково-сланцевую и известково-сланцевую. В сланцах остатки граптолитов. Мощность 930 м. Известково-сланцевая подсвита, сложена

алевритистыми и известковистыми сланцами с редкими прослоями и линзами известняков. В сланцах установлены трилобиты, характерные для аренигского яруса. Мощность подсветы 320 м. Общая мощность свиты 1250 м. Небольшой блок нижнеордовикских отложений установлен в Туркестанском хребте (сай Шакуш), где разрез сложен углисто-кремнистыми и углисто-глинистыми сланцами, содержащими граптолиты аренига. Мощность – 25-30 м.

### **Нижний-средний ордовик**

На юге Букантау, южнее карбонатной гряды девон-карбона обнажается телибайская свита, согласно залегающая на боктекенской свите. Разрез свиты сложен зелеными, зеленовато-серыми, голубовато-зелеными плитчатыми кремнями и кремнисто-глинистыми, глинисто-сланцевыми, слюдястыми, аргиллитовыми сланцами, содержащими прослойки желтовато-коричневых доломитов и серовато-зеленых полимиктовых алевролитов, редко темных кремней. Алевролиты обычно приурочены к верхам разреза и образуют тонкое переслаивание со сланцами. В плитчатых кремнях наблюдаются многочисленные бугристые образования (норки?) и различной формы ходы червей. В сланцах встречаются линзовидные прослои, мощностью 10-15 см, органогенно-обломочных, алевритистых известняков с остатками мелких брахиопод, криноидей, а также биогермы овальной формы, сложенные цианобактериальными образованиями.

В низах разреза сланцы содержат характерные для аренига конодонты. Мощность 65 м.

В Северном Нуратау (южный склон) преимущественно по саю Джалатар и в бассейне р.Санзар распространена джалатарская свита. Она сложена (снизу-вверх):

1. Ритмично переслаивающимися тонкослоистыми алевролитами и аргиллитами темно-грязно-зеленого, темно-серого цветов. Порода состоит из чередующихся тонких слоев, имеющих пелитовидную и алевритовую структуры.

Часто в кровле пластов можно наблюдать многочисленные ходы червей самой разнообразной формы, следы ползания трилобитов (?), следы илоедов и норки зарывающихся в осадок животных. В породах наблюдается горизонтальная, косая и косоволни-

стая слоистость. Алевролитовые прослои часто содержат остатки радиолярий, встречающиеся в ордовикских отложениях. Эти породы содержат хитинозои нижнего-среднего ордовика. Мощность не более 60-70 м.

2. Аргиллиты, содержащие прослои известняков. Аргиллиты алевритистые, рассланцованные, черного и темного-грязно-зеленого цвета. В середине пачки встречен пласт мощностью 2-3 см конгломератовидного серого известняка с сохранившимися замками складочек. В этой пачке найдены хитинозои. Мощность пачки определена в 15-30 м.

3. Темно-серые (черные), грязно-темно-зеленые аргиллиты с редкими прослоями плитчатых алевролитов. Породы сложены тонко-структурным агрегатом глинистых минералов. Мощность 10-15 м.

4. Плитчатые кремни черного, серого, голубовато-серо-зеленого цветов с тонкой горизонтальной и косоволнистой слоистостью. В шлифах обнаружены многочисленные остатки радиолярий, выполненных тонкоагрегатным кремнистым веществом.

В породах наблюдаются многочисленные следы жизнедеятельности различных организмов: следы ползания трилобитов, ходы илоедов, норки зарывания. Обычно эти породы переполнены хитинозоями и радиоляриями среднего ордовика. Мощность не более 20 м.

5. На плитчатых кремнях залегают оливково-зеленые, светло-зеленые, буровато-малиновые аргиллиты с прослоями тонко-плитчатых алевролитов. Эта пачка является аналогом «пестроцветной» пачки сланцев по Иланчисаю и др. регионов Северного и Южного Нуратау. Мощность не более 30 м.

### Средний-верхний ордовик

В районе рудника Сулюкта отложения среднего-верхнего ордовика обнажаются в блоках ограниченных разломами. Разрез представлен в основном зеленовато-серыми, массивными, плотными полимиктовыми песчаниками, переслаивающихся с алевролитами и аргиллитами, содержащими комплекс граптолитов, характерный для карадокского яруса. Мощность около 180-200 м.

На юге Букантау к среднему-верхнему ордовику относится люпекская свита, согласно залегающая на телебайской и несогласно перекрывающаяся доломитами нижнего девона.

Свита, представлена сланцевато-алевро-песчаниковыми породами, часто несущими следы неровностей дна, течений. Преобладающий цвет пород зеленовато-серый. В низах разреза (мощностью 120-150 м) преобладают полимиктовые, туфогенные алевролиты и алевритистые аргиллиты. В песчаниках обнаружены граптолиты и конодонты характерные для карадока-ашгилла.

Более верхние части разреза (мощностью 35-50 м) сложены разномерными (от алевритистых до гравийных) песчаниками. На этом уровне преобладают среднезернистые разности, среди которых имеются прослой (5-10 см) крупнозернистых песчаников, часто переходящих в гравелиты. По составу обломочного материала породы близки к выше описанным песчаникам, отличаясь от них лишь присутствием обломков изверженных пород кислого состава. Мощность люпекской свиты (155-200 м).

На северных склонах Северного Нуратау в районе горы Богамбир распространена иланчисайская свита среднего-верхнего ордовика. Низы разреза (мощностью 200 м) характеризуются преобладанием алевролитов над песчаниками и аргиллитами. В алевролитах содержатся многочисленные граптолиты и хитинозои.

Стратиграфически выше в пачке разномерных полимиктовых песчаников и алевролитов содержатся граптолиты, встречающиеся в верхах лландейло и карадоке.

Верхние горизонты (мощностью 150-200 м), соответствующие ашгильскому ярусу, представлены преимущественно полимиктовыми, алевритистыми, часто туфогенными песчаниками и полимиктовыми песчаниками, алевролитами. Песчаники и алевролиты содержат граптолиты и хитинозои карадока и ашгиллия.

В пределах северного склона Северного Нуратау к среднему-верхнему ордовику относится калтадаванская свита, распространенная в основном в восточной части хребта в бассейнах Кызылкияса и Нарванса, где они часто находятся в тектоническом чередовании с живачисайской свитой. Образование ее представле-

ны переслаиванием песчаников, алевролитов и сланцев с прослоями гравелитов. Мощность – 400-500 м.

В Зарафшанском хребте в разрезе урочища Шахриомон и бассейна Кашкадарьи средний ордовик выделяется в объеме обикалонских и обикандинских слоев, охватывающих всю нижнюю и конгломератовую часть шахриомонской свиты. Обикалонские слои сложены преимущественно кварцевыми зелеными алевролитами с прослоями кварцевых и кварцево-слиудистых песчаников общей мощностью до 200 м. В алевролитах и песчаниках установлены многочисленные и разнообразные окаменелости брахиопод, цистоидей, криноидей, трилобитов и пелеципод. Определяющие возраст вмещающих пород в пределах верхи лландейловского карадокского ярусав среднего ордовика.

Обикандинские слои сложены кварцевыми песчаниками, гравелитами, конгломератами и конгломерато-брекчиями с прослоями алевролитов, туфопесчаников и туфов кварцевых порфиров. Линия контакта с подстилающими породами обикалонских слоев неровная со следами размыва осадков. Мощность 60-94 м. Позднеордовикский возраст обикандинских слоев устанавливается условно, исходя из стратиграфического положения в разрезе. Итого мощность среднего ордовика около 250-300 м.

В Зирабулак-Зиаэтдинских горах отложения среднего-верхнего ордовика известны под названием алтыаульской свиты. Нижняя граница не установлена, а верхняя нормальная, с отложениями силура. В нижней части свита сложена болотно-зелеными листоватыми аргиллитовыми сланцами и алевролитами с прослоями кварцево-слиудистых песчаников, а в верхней – песчаниками, конгломератами, конгломерато-брекчиями, туфами, туфолавами кварцевых порфиритов, туфогравелитами и туфоалевролитами с линзовидными прослоями кремовых глинистых и водорослевых известняков. Общая мощность 420 м.

В низах разреза встречаются редкие брахиоподы и трилобиты, характерные для среднего ордовика. В верхней части свиты в прослоях карбонатов обнаружены многочисленные табуляты, брахиоподы, определяющие верхнеордовикский возраст вмещающих пород.

В Кульджуктау разрез среднего-верхнего ордовика составляет казакасуйская свита, сложенная различными песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями конгломератов, гравелитов, известняков, кварцевых порфиров, туфов щелочно-дацитового состава. Мощность свиты 250-300 м. Средне-, верхнеордовикский возраст свиты устанавливается на основании находок комплекса брахиопод, трилобитов.

### Верхний ордовик

На западном окончании северной ветви Южного Нуратау выделена каирская свита, сложенная двумя подсвитами. Разрез свиты, представлен полимиктовыми, часто туфогенными разнотернистыми (до гравийных) песчаниками, алевролитами, слюдисто-кремнистыми сланцами. Преобладающий цвет пород табачно-зеленый. Мощность – 700-800 м. В породе свиты установлены многочисленные граптолиты позднего ордовика.

В Северном Нуратау в приводораздельной части хребта в верховьях сая Минбулак развита кичкиначарвакская свита. Стратиграфические границы ее не установлены. Эта свита является аналогом каирской свиты. Разрез сложен переслаивающимися разнотернистыми песчаниками, алевролитами, меньше сланцами, содержащими граптолиты ашгиллия. Мощность не более 500 м.

В Букантау (район селения Кулкудук) верхнеордовикские отложения слагают тектонический блок субширотного простирания шириной до 200-300 м и протяженностью до 2 км. Сложен разрез зеленовато-серыми кремнистыми, глинистыми сланцами, алевролитами, пироксеновыми диабазами с линзами и прослоями известняков, туфопесчаников, туфоалевролитов. Видимая мощность около 100-120 м. В известняках установлены трилобиты.

В северных предгорьях Алайского хребта в районе горы Улугтау, в тектоническом блоке разрез верхнего ордовика сложен зеленовато-серыми, светло-зелеными аргиллитами, кремнистыми сланцами, песчаниками с прослоями и линзами известняков, диабазов, порфиров и туфоаргиллитов. Мощность – 270 м. В известняках остатки трилобитов ашгильского яруса. В урочище Мадьген (Шакушсай) в основании верхнеордовикского разреза залегают конгломераты. Выше расположены песчаники зеленовато-серые, слоистые с редкими прослоями гравелитов, аргиллитов,

диабазов и линзами известняков с многочисленными остатками трилобитов ашгильского яруса. Мощность, видимая 35-40 м.

В бассейне Кашкадарьи в составе верхнего ордовика выделяются чашмакалонские и арчалыкские слои, верхней части шахриомонской свиты.

Чашмакалонские слои в нижней части сложены охристыми полимиктовыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, ритмически переслаивающимися с темными и темно-зелеными листовидными алевролитами. В верхней части слоев встречается невыдержанные линзы известковистых песчаников и известняков. Породы чашмакалонских слоев содержат богатый комплекс брахиопод, трилобитов, по которым возраст вмещающих пород определяется как ашгильский.

Арчалыкские слои сложены детритусовыми, кораллово-брахиоподовыми и водорослевыми песчано-глинистыми известняками с прослоями известковистых песчаников.

Верхняя половина состоит из плитчатых пелитоморфных известняков, искристых тонкослоистых черных доломитов. Общая мощность 40 м.

Породы содержат богатый и разнообразный по составу комплекс окаменелостей, подавляющее большинство которых приурочено к известняковой части характерные для верхнего ашгилья.

В Кульджуктау к верхнему ордовикау отнесена ойдынбулакская свита, согласно залегающая на казакауской. Она сложена детритусовыми, песчано-глинистыми и глинистыми известняками содержащих остатки табулят и гелиолитид с прослоями алевролитов и песчаников в нижней части. Мощность 100 м.

Другой тип разреза ойдынбулакской свиты сложен в нижней части карбонатными песчаниками с линзами известняков и кремнистых пород, в верхней части – песчаниками, глинистыми сланцами с линзами и прослоями конгломератов, гравелитов и вулканогенных пород. Мощность около 200 м.

Таким образом, в пределах Южного Тянь-Шаня по типам разрезов, систематическому составу фаунистических сообществ различаются две зоны – северная, включающая Кызылкум-Нуратинский и Туркестано-Алайский регионы и южная, охватывающая Кульджуктау, Зирабулак-Зиаэтинские горы, Каратюбе,

Гиссарский хребет. Разрезы ордовика южной зоны сложены преимущественно мелководными терригенными отложениями с горизонтами вулканогенных образований и в меньшей степени карбонатными и глинисто-карбонатными породами, содержащими в основном бентосную фауну, по которым возраст вмещающих пород определяется в пределах среднего и позднего ордовика.

В северной зоне ордовик состоит в основном из относительно глубоководных кремнистых, глинисто-кремнистых и песчано-алевролитовых образований, включающих планктонную фауну, определяющих возраст отложений нижнего, среднего и верхнего ордовика.

### **Силурийская система**

Присутствие силура в Средней Азии стало известно с конца XIX столетия благодаря исследованиям Г.Д.Романовского, И.В.Мушкетова.

Толщи силура в Южном Тянь-Шане, особенно песчано-сланцевые, развитые в Туркестано-Алае, Нуратинских горах и Центральных Кызылкумах довольно сложно дислоцированы, их разрезы очень часто сильно смяты в изоклинальные складки, складки волочения и нарушены многочисленными разломами субширотного и субмеридионального направления.

В литолого-фациальном отношении силур Южного Тянь-Шаня представлен довольно пестрым составом исключительно морских осадочных и вулканогенно-осадочных образований. При всем разнообразии фаций, в строении разрезов силура отдельных регионов Южного Тянь-Шаня достаточно отчетливо наблюдается определенная закономерность. В Туркестано-Алае и Кызылкумо-Нуратинском регионе в нижней части это терригенные, кремнисто-терригенные, карбонатно-терригенные и вулканогенно-кремнисто-терригенные пелагические отложения относительно глубоководных областей седиментации, а в верхней – мелководные карбонатные и терригенно-карбонатные отложения шельфовых и отмельных зон седиментации.

В Зарафшано-Гиссарской горной области, Зирабулакских горах и Кульджуктау в отличии от Туркестано-Алая, Баубашатинского горного узла, Кокшаала и Кызылкумо-Нуратинского региона силур представлен исключительно мелководными, пре-

имущественно карбонатными образованиями и в меньшей степени терригенно-карбонатными и терригенными.

По палеонтологическим данным установлено, что силур в Южном Тянь-Шане присутствует в полном объеме, в основном в южном окончании, в пределах Зарафшано-Гиссарской горной области, Зирабулакских гор и Кульджуктау, где имеет нормальные стратиграфические границы с верхним ордовиком и нижним девонем.

Таким образом, южная часть Южного Тянь-Шаня в пределах Зарафшано-Гиссарской горной области, Зирабулакских гор и Кульджуктау представляла собой в силурийский период – область мелководного, преимущественно карбонатного осадконакопления, а северная часть в пределах Туркестано-Алая, Нуратинских гор, Центральных Кызылкумов являлась областью существенно пелагического осадконакопления в раннем силуре и дифференцированного терригенно-карбонатного и карбонатного осадконакопления в поздневенлокско-позднесилурийскую эпоху.

### **Нуратинские горы**

В пределах Северного и Южного Нуратау силурийские отложения представлены разнофациальными типами разрезов: терригенным, терригенно-карбонатным и карбонатным. Терригенный тип разреза широко распространен в пределах Южного Нуратау и южного склона Северного Нуратау. Терригенно-карбонатный и карбонатный тип разреза в Северном Нуратау обнажается преимущественно в виде отдельных, изолированных, небольших выходов в Шохтауской, Меришкорской, Михин-Даристанской синформных структурах. Взаимоотношения этих терригенно-карбонатных и карбонатных образований силура с подстилающими толщами тектоническое.

### **Нижний силур**

#### **Лландоверийский ярус**

Караташская свита распространена на северных склонах и приводораздельной части Северного Нуратау. Небольшие полосы ее развиты и на его южных склонах в районе Меришкорской структуры, в бассейнах саев Джалатар-Нарван. Нижняя граница

не установлена, верхняя – стратиграфическое несогласие с нижедевонскими карбонатными образованиями.

Разрез представлен ритмично-чередующимися кварцевыми, реже полевошпатовыми песчаниками, алевролитами, кварц-слюдистыми сланцами и аргиллитами табачно-зеленого цвета. Породы переполнены многочисленными граптолитами. Комплекс граптолитов характерен для верхов нижнего-среднего лландоверия. Мощность 130-150 м.

**Накрутская свита** обнажается в центральной и восточной частях Южного Нуратау и преимущественно на южных склонах Северного Нуратау. Нижний контакт тектонический с бадамчалинской свитой нижнего-среднего ордовика, верхний – согласный с джазбулакской свитой. Нижняя часть свиты сложена черными углеродисто-кремнисто-слюдистыми, углеродисто-кварцево-слюдистыми тонкоплитчатыми сланцами с линзами (мощностью 0,5-1 см) темной кремнисто-фосфатной породы. Сланцы содержат в больших количествах граптолиты.

В разрезе по р.Санзар мощность отложений нижней части свиты определяется в пределах 15-22 м.

Верхняя часть свиты охватывает интервал верхов среднего – средней части верхнего лландовери. В этой части разреза, наряду с углеродисто-кремнисто-слюдистыми сланцами, присутствуют прослои аргиллитов, существенно кварцевых зеленовато-серых и тонкозернистых алевропесчаников. Мощность порядка 60-70 м. Суммарная мощность накрутской свиты в бассейне р.Санзар – 80-100 м.

**Джазбулакская свита**, известна в Южном Нуратау в бассейнах саев Актепа-Тусун до восточного окончания Каракчатау. В Северном Нуратау она развита преимущественно на южных склонах.

Джазбулакская свита согласно залегает на накрутской и согласно перекрывается наукатсайской свитой. Нижняя граница фиксируется по появлению в значительных количествах грубозернистых часто полимиктовых разностей песчаников и алевролитов и наличию многочисленных эффузивных пластовых тел (диабазов). Верхний контакт устанавливается по смене грубозернистых вулканогенно-терригенных отложений, содержащих позднелландоверийские граптолиты, на более тонкозернистые

существенно алевропелитовые образования наукатсайской свиты с комплексом ранневенлокских граптолитов. Разрез свиты, сложен кварцевыми алевролитами зеленовато-серого цвета, переслаивающимися с темными, желтовато-серыми аргиллитами, кварцево-слюдистыми сланцами, реже полимиктовыми разнозернистыми (до гравийных) песчаниками.

В аргиллитах и алевролитах многочисленные граптолиты. Мощность джазбулакской свиты 100-110 м.

### **Венлокский ярус**

**Наукатсайская свита** занимает значительные площади на южных склонах хребта Северный Нуратау и в Каракчатау. Нижняя граница ее согласная с джазбулакской свитой и проводится по исчезновению грубозернистых прослоев песчаников, верхняя согласная с карачальской свитой.

Наукатсайская свита объединяет тонкозернистые существенно алевросланцевые образования нижнего и верхнего венлока. Разрез представлен тонкопереслаивающимися пестроокрашенными (малиновыми, бурыми, белесыми, табачно-зелеными) аргиллитовыми сланцами, с прослоями толстослоистых полевошпатово-кварцевых алевролитов и алевропесчаников с горизонтальной и косоволнистой слоистостью и гиероглифами. Для этой части разреза характерно присутствие граптолитов.

Верхи наукатсайской свиты (100-105 м) сложены ритмично переслаивающимися кварцевыми песчаниками, алевролитами, кварц-слюдистыми сланцами. На поверхности песчаников и алевролитов наблюдаются многочисленные гиероглифы. Преобладающий цвет пород зеленовато-серый. Мощность наукатсайской свиты 150-160 м.

**Кызколысайская свита** – развита в Михин-Даристанской структуре, где представлена тонкогоризонтальнослоистыми, темно-серыми (до черных) аргиллитами, аргиллитовыми сланцами с подчиненными (мощностью 3-5 см, редко 10-15 см) прослоями органогенных, тонкослоистых, глинистых известняков и известковистых алевропесчаников. Мощность 15-20 м.

**Сарыкеризская свита.** Ее нижняя часть обнажается в Шохтауской структуре и сложена глинистыми, глинисто-известко-

вистыми сланцами с многочисленными граптолитами характерными для верхнего венлока. Мощность — 10-20 м.

**Курбулакская свита** распространена в пределах Меринкорской структуры, сложена песчано-алевролитовыми образованиями.

Свита охарактеризована исключительно бентосными сообществами фауны, состоящими из строматопорат, брахиопод. Нижняя граница свиты тектоническая, верхняя нормальная с верхним силуром. Мощность — 670 м.

**Уртакульская свита** обнажается в Михин-Даристанской структуре, состоит из чередующихся пачек темно-серых и черных алевролитов и обломочных известняков. Мощность — 80 м.

### Верхний силур

Отложения верхнего силура характеризуются достаточно заметной фациальной пестротой. Они представлены как мелководными карбонатными, терригенно-карбонатными, так и карбонатно-терригенными пелагическими образованиями чалташской, аккаякской, восточно-даристанской, карачаальской свит и их фациальными и возрастными аналогами в районе Нуракских возвышенностей и в западном окончании Северного Нуратау.

На северном склоне Северного Нуратау на горе Меришкор к отложениям этого возраста относятся алевролиты, аргиллиты с редкими прослоями песчаников и известняков верхней части абартканских слоев, содержащих граптолиты, табуляты, характеризующих лудловский уровень. Мощность — 40 м.

Следующим членом верхнесилурийского разреза горы Меришкор является чалташская свита, нормально залегающая, на образованиях хатынбулакской свиты. Внизу она представлена зелеными песчаниками и гравелитами и розовыми турбидитными криноидно-брахиоподовыми известняками, мощностью 129-160 м. Породы содержат табуляты, брахиоподы, трилобиты, на основании которых низы чалташской свиты рассматриваются как лудловские.

Верхняя часть чалташской свиты, сложена разнородными водорослево-органогенными серыми известняками мощностью 75 м.

На северном склоне Северного Нуратау в бассейне Кельвасая и Даристансая верхний силур присутствует в составе верхней части уртакульской свиты, сложенной массивными строматактоидными светло-серыми рифогенными известняками с остатками брахиопод, характеризующимися уровнем лудловского яруса.

Выше согласно залегают карбонатные отложения аккаякской свиты общей мощностью 400 м. В нижней части она сложена темно-серыми разнослоистыми разнозернистыми доломитизированными известняками с редкими прослоями коричневых кремнистых пород. Верхняя часть свиты состоит из ритмичного чередования конгломерато-брекчий, криноидных известняков и тонкозернистых, плитчатых, темно-серых известняков с желваками и линзами коричневых пород. Породы свиты содержат строматопораты, табуляты, трилобиты, брахиоподы, конодонты. Таким образом, аккаякская свита охватывает возрастной интервал от верхней части лудлова по пржидолий включительно.

**Мазарская свита**, выделена в объеме лудлова и нижней части пржидолия. Нижний контакт тектонический, верхний согласный с вышележащей аузыкенской свитой. Свита сложена серыми, светло- и темно-серыми разнослоистыми и массивными известняками с брахиоподами, табулятами встречающиеся в лудлове. Мощность 100-385 м.

**Аузыкенская свита**, выделена в объеме пржидолия-нижнего девона. Разрез свиты в нижней части, относящейся к верхнему силуру, представлен глинистыми, слоистыми известняками с желваками кремней и прослоями карбонатной брекчии. В известняках брахиоподы, табуляты. Мощность – 155 м.

К верхнему силуру в объеме лудлова относятся средняя и верхняя части сарыкеризской свиты, обнажающиеся в Шохтау в 2 км юго-западнее кол.Сарыкериз. Нижняя граница согласная с венлокскими отложениями, верхняя неизвестна.

Разрез сложен известковистыми, углисто-глинистыми, алевринистыми сланцами с прослоями глинистых известняков. В сланцах граптолиты нижней части лудлова. Мощность 180-200 м.

**Восточно-даристанская свита**, распространена в Михин-Даристанской структуре. Верхняя граница не установлена, нижняя согласная с кзылколкысайской свиты. По литолого-палеонтологическим признакам она подразделяется на нижнюю и

верхнюю подсвиту, граница между которыми совпадает с границей лудловского-пржидольского ярусов. Она фиксируется появлением в больших количествах темно-серых глинистых, плитчатых известняков, которые заметно преобладают в верхней части восточно-даристанской свиты. Нижняя подсвита, представлена темно-серыми аргиллитовыми сланцами и зеленовато-серыми алевролитами с подчиненными прослоями (мощность 1-5 см) тонкозернистых алевропесчаников и органогенных известняков. Последние обогащены обломками раковин тонкостенных брахиопод, криноидей и различного детрита и резко выделяются своей рыжевато-желтой окраской среди темных сланцев. Самые низы разреза (мощностью 20-30 м) охарактеризованы комплексом граптолитов формами широкого стратиграфического распространения.

В более высоких слоях нижней подсвиты (мощность 50 м), сложенных аргиллитовыми сланцами с прослоями глинистых известняков, содержатся граптолиты встречающиеся в лудловском ярусе. Мощность 70-80 м.

Верхняя подсвита (мощностью 40-50 м) сложена переслаивающимися темно-серыми до черных плитчатых известняками с тонкослоистыми аргиллитовыми сланцами, с прослоями.

### **Туркестано-Алайская горная область (Южная Фергана)**

Силурийские отложения в Туркестано-Алайской горной области имеют очень широкое распространение и повсеместно слагают нижние части обнаженного палеозойского разреза. В литолого-фациальном отношении состав толщ в регионе весьма пестрый.

### **Нижний силур**

#### **Лландоверийский и венлокский ярусы**

**Сюгетская свита.** Она имеет широкое распространение в Туркестано-Алае. Это пестроцветная терригенная толща в нижней части свита сложена темно-серыми и черными глинистыми и углисто-глинистыми сланцами и алевролитами с прослойками и линзами кремнистых сланцев, фтанитов, кварцитовидных и полимиктовых песчаников. В подчиненном количестве присутствуют прослои и линзы известняков и доломитов, диабазов, порфиритов, их туфов, гравелитов и конгломератов. Верхняя часть представлена полимиктовыми песчаниками, чередующимися с

темно-серыми глинистыми сланцами, которые вверх по разрезу доминируют, а песчаники присутствуют в виде редких прослоев. Мощность свиты колеблется в широких пределах от 200-600 м до 1400-2000 м.

### **Нижний и верхний силур**

#### **Венлокский, лудловский и пржидольский ярусы**

**Пульгонская свита.** В нижней части сложена серыми полимиктовыми песчаниками, переслаивающимися с серо-зелеными алевролитами, а в верхней – глинистыми и углисто-глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, линзами и прослоями известняков и доломитов. Свита имеет широкое распространение в Туркестано-Алае и отличается заметной фациальной изменчивостью. В отдельных случаях, в ее составе существенное место занимают глинистые и биогермные известняки в верхней части разреза.

**Дальянская свита.** Это толща слоистых и массивных, преимущественно серых известняков с кораллово-раковинной фауной, мощностью до 600-700 м на р.Исфаре. Она широко известна в литературе под названием пентамеровых слоев. Нижняя часть свиты мощностью до 300 м сложена мелкозернистыми разностями. В основании залегает базальный горизонт гравелитов, песчано-гравийных и песчано-глинистых замусоренных карбонатных пород мощностью до 30 м, содержащий строматопораты, кораллы и брахиоподы.

Верхняя часть дальянской свиты сложена светло-серыми и серыми массивными и толстослоистыми известняками, содержащими банки пентамерид и крупных пелеципод. В составе этой части свиты имеются пачки тонкослоистых темно-серых детритовых известняков с целентератами и брахиоподами, позволяющие относить эту часть дальянской свиты к верхнему силуру. Мощность около 400 м. Верхняя граница нормальная с исфаринской свитой.

**Исфаринская свита.** Это сложнопостроенная карбонатная толща, широко развитая в Туркестанском хребте и характеризующаяся достаточно заметной фациальной изменчивостью по латерали. Нижняя часть мощностью 210 м состоит из тонкослоистых и плитчатых темно-серых с прослоями глинистых сланцев

детритовых известняков с многочисленной кораллово-раковинной фауной и редкими граптолитами.

В средней части (68 м) она сложена серыми тонкослоистыми разнотернистыми рифтогенного облика известняками с обильными остатками кораллов и строматопорат.

В верхней части (278 м) преобладают тонкослоистые глинистые комковатые известняки с горизонтом толстослоистых разностей с многочисленными целентератами и брахиоподами.

Таким образом, возраст исфаринской свиты определяется интервалом, соответствующим верхам лудлова и пржидольскому ярусу. Общая мощность свиты 600 м.

### **Зарафшанский и Гиссарский хребты**

В отличие от северных регионов Южного Тянь-Шаня, силурийские отложения Зарафшано-Гиссарской горной области, Зирабулакских гор и Кульджуктау весьма специфичны как по составу пород, слагающих разрезы, так по составу фаунистических сообществ. Это преимущественно карбонатные разрезы, охарактеризованные сообществами мелководной бентосной фауны. Характерной чертой силурийских отложений рассматриваемых регионов является их преимущественно доломитовый состав, чередующийся в отдельных случаях с глинистыми, песчано-глинистыми и песчаными породами. В Зарафшано-Гиссарской горной области это широко распространенные в лландовери и венлоке известняково-глинисто-доломитовые образования шингской свиты, известняково-доломитовые образования южносумсарской свиты и песчано-известняково-доломитовые образования зинахской свиты. В верхнем силуре это доломитовые образования аргской серии в объеме кутуракской и купрукской свит и промежуточные известняково-доломитовые разрезы.

Наряду с этим в долине реки Дукдон на территории Зарафшано-Гиссара известны пелагические отложения силура, представленные углито-глинистыми сланцами с прослоями известняков, содержащие граптолиты лландовери. В отличие от Зарафшано-Гиссарской горной области, нижний силур Зирабулакских гор характеризуется терригенным составом, а в Кульджуктау он представлен двумя типами разрезов – карбонатным и вулканогенно-терригенным с мелководной бентосной фауной.

Нижняя граница силура нормальная с верхним ордовиком.

### Нижняя силур

#### Лландоверийский и венлокский ярусы

В Зарафшано-Гиссарской горной области этому уровню соответствуют южносумсарская, шингская и зинахская свиты, представляющие собой латеральный ряд мелководных известняково-доломитовых и песчано-доломитовых фаций нижнего силура широко развитых в пределах региона.

**Южносумсарская свита.** Представлена темными доломитовыми известняками и доломитами, либо глинисто-детритовыми известняками минкучарских слоев в основании. Свита широко развита в бассейне р.Кашкадарья, известна также на востоке в бассейне р.Фан-Дарья на Агба-Шире. Согласно залегает на отложениях верхнего ордовика и согласно перекрывается породами кутуракской свиты. Мощность свиты около 400 м. В составе комплекса фауны преобладающими являются целентераты (строматопораты и кораллы) и брахиоподы.

Другой фациальный тип нижнего силура представлен толщей глинисто-доломитовых слоистых и листоватых темных известняков шингской свиты с многочисленной и разнообразной бентосной фауной. Типовой разрез свиты на горе Даурич. Ее аналоги широко развиты в бассейне р.Кашкадарья. Свита согласно залегает на верхнем ордовике и согласно перекрывается доломитами аргской серии. Мощность варьирует в пределах 200-230 м.

Более мелководной фацией нижнего силура являются отложения зинахской свиты, развитой в Ганза-Чимтаргинском районе (бассейн рек Пасруд и Ягноб). Она сложена светло-серыми, фиолетовыми и зеленовато-серыми кварцитами и кварцитовыми песчаниками с прослоями листоватых кварц-карбонатных и кварц-слюдистых сланцев, глинистых известняков и доломитов. Свита содержит табуляты, ругозы, строматопоры и брахиоподы лландовери-венлока. Мощность 500-700 м.

#### Верхний подъярус венлокского яруса - лудловский ярус

**Кутуракская свита.** Это темно-серые и черные мелкозернистые тонкополосчатые доломиты, доломитовые брекчии с горизонтами светлых доломитовых известняков в средней и верхней частях и кварцевых песчаников в низах. Залегает согласно на

шингской свите, либо на южно-сумсарской свите. Мощность 300-600 м.

### **Верхний силур**

#### **Пржидольский ярус**

**Купрукская свита.** В прошлом она была широко известна под названием фолидофилидовых слоев. Это разнородные темные доломиты и пятнистые доломитовые, иногда глинистые известняки с многочисленными кораллами семейства триплазматид, табулятами и брахиоподами, позволяющие сопоставить этот комплекс с комплексом фауны пржидолия Южной Ферганы и рассматривать вмещающие отложения, как пржидольские. Мощность 300-500 м. Верхняя граница нормальная с нижним девонем.

#### **Кульджуктау, Зирабулакские горы**

##### **Нижний силур**

В Кульджуктау, на этом стратиграфическом уровне выделяются два типа разрезов – вулканогенно-терригенный с карбонатными прослоями и карбонатный. Это дарбазинская свита, развитая в южной части Кульджуктау (кол. Учкудук) и янгиказганская свита известняков, широко развитая на северном склоне Кульджуктау.

В Зирабулакских горах возрастным аналогом дарбазинской и янгиказганской свит является терригенная дараитутская свита.

**Дарбазинская свита,** сложена песчаниками, гравелитами, туфами андезито-дацитового состава, линзовидными прослоями известняков, конгломератами, алевролитами и аргиллитами. Известняковые прослои содержат многочисленные строматопораты, табуляты, брахиоподы, характеризующие лландоверийский возраст. Мощность 600 м.

**Янгиказганская свита** представляет карбонатный тип разрезов лландовери, сложенный светло-серыми, реже темно-серыми тонкослоистыми и плитчатыми криноидными и крупнозернистыми известняками мощностью до 500 м. Лландоверийский возраст их установлен по многочисленным органическим остаткам.

В Зирабулакских горах возрастным аналогом описанных свит является дараитутская свита сланцев с линзовидными прослоями песчаников и известняков мощностью до 500 м. Лландоверийский возраст свиты устанавливается по находкам криноидей.

## Венлокский ярус

В составе венлока Кульджуктау установлены две свиты – учкудукская известняковая и дженгельдинская известково-доломитовая.

**Учкудукская свита.** Это своеобразные комковатые-зеленовато-серые, темно-серые глинистые известняки с включениями кремнистых пород. Известняки мелкозернистые, доломитизированные, частично ожелезненные, окремненные, битуминозные. Свита широко развита в центральной и западной части Кульджуктау, согласно залегает на дарбазинской свите лландовери. Мощность 50-170 м.

В составе комплекса окаменелостей присутствуют табуляты, брахиоподы, криноидеи, определяющие возраст в объеме примерно соответствующем венлоку.

В Зирабулакских горах в южной части Зирабулакских гор в районе Алтыаула, Джилгасая, Сыпкисая и др. Она сложена тонкослоистыми темными глинистыми комковатыми известняками, серыми доломитовыми известняками и верхней части темно-серыми известняками с прослоями розовато-серых алевролитов с граптолитами. Породы свиты содержат разнообразную фауну, характерные для венлокского яруса. Свита нормально залегает на отложения лландовери. Мощность 70-200 м.

**Джангельдинская свита.** Она сложена доломитами с прослойками алевролитов, глинистыми доломитами и кремнисто-кварцевыми породлами и доломитизированными известняками с аргиллитами в верхней части разреза. Свита согласно залегает на породах учкудукской свиты. Мощность до 900 м.

В Зирабулакских горах возрастным аналогом дженгельдинской свиты является доломитовая толща терикбабинской свиты. Мощность до 320 м. Нормально залегает на катаджарской свите.

## Верхний силур

В Кульджуктау верхнесилурийские отложения представлены серыми и темно-серыми разнослоистыми и массивными известняками и доломитами башгужумдинской свиты, содержащей многочисленную и разнообразную фауну, характеризующие по заключению специалистов верхний силур в целом. Мощность

600-700 м. Свита согласно залегает на отложениях венлока и согласно перекрывается отложениями нижнего девона.

В Зирабулакских горах на этом стратиграфическом уровне выделяется толща темно-серых и темных слоистых доломитовых известняков и доломитов пьязынской свиты. Мощность 600-700 м.

### **Девонская система**

Образования девона имеют наиболее широкое распространение и представлены существенно морскими карбонатными, кремнисто-карбонатными, терригенно-карбонатно-кремнистыми и терригенными отложениями различных седиментационных зон.

Подавляющее большинство осадочных образований девона Южного Тянь-Шаня хорошо палеонтологически охарактеризовано как бентоносными, так и пелагическими группами фауны, что позволяет с большой степенью достоверности установить возраст-растные объемы серий, свит и толщ практически всех фациальных типов и корреляцию на всей территории распространения девона.

### **Кызылкумо-Нуратинский регион**

В Тамдытау, Аристантау, Северном Нуратау девон присутствует почти в полном объеме и представлен существенно карбонатными отложениями и в меньшей степени терригенными. Это преимущественно доломиты, доломитовые известняки и известняки, нередко рифогенные, охарактеризованные обширным комплексом бентосных и пелагических групп фауны.

### **Нижний девон**

#### **Лохковский и пражский ярусы**

Дженгельдинская свита в Тамдытау и Аристантау составляет основание девона. Она сложена черными и темно-серыми слоистыми и массивного сложения доломитами и глинистыми доломитами мощностью от 600-800 м. В основании свиты залегают конгломераты, гравелиты, песчаники и сланцы с прослоями доломитов. Породы свиты содержат многочисленные остатки строматопорат, кораллов и брахиопод, определяющие раннедевонский возраст пород в объеме лохковского и пражского ярусов.

## Эмский ярус

**Маданиятская свита.** В нижней части сложена черными плитчатыми глинистыми доломитами, в верхней – известняковыми склоновыми брекчиями и органогенными доломитами. Породы содержат кораллы, брахиоподы, тентакулиты и конодонты, характеризующие уровень эмского яруса. Мощность свиты в Аристантау 260 м, в Тамдытау – 188-255 м. изаской свитой в Аристантау и южнобоздонской свитой в Тамдытау.

## Нижний-средний девон

**Изаская свита.** Это толща слоистых темно-серых известняков, красно-бурых алевролитов перемеживающихся с пачками доломитов, брекчиевидных пород с линзами и желваками кремней, разнослоистых известняков и известковистых алевролитов с включениями редких желваков кремней. Мощность 267-762 м. Свита, развита в юго-западной части гор Аристантау.

## Средний девон

**Аяккудукская свита** распространена в центральной части гор Аристантау. Представлена известняками и доломитами, переслаивающимися с водорослевыми известняками и редкими прослоями доломитовых брекчий. В средней и верхней частях развиты рифогенные органогенные постройки массивного сложения с остатками кораллов и водорослей. Мощность 230-369 м.

**Бешащикская свита,** сложена слоистыми, преимущественно темноцветными органогенными известняками, переслаивающимися с микритовыми глинистыми разностями и редкими прослоями доломитов. Органогенные известняки строматопоратовые, брахиоподовые и реже коралловые. В отдельных пересечениях в нижней части свиты прослеживаются прослой брекчиевидных доломитизированных известняков. Мощность 254 м. В комплексе фауны присутствуют строматопораты, кораллы, и др. живетского возраста.

## Верхний девон

**Центральноаристантауская свита.** Сложена черными и темно-серыми органогенными известняками с редкими прослоями серых доломитизированных глинистых разностей и светло-

серых и серых доломитов общей мощностью 360 м. Породы свиты охарактеризованы строматопоратами, брахиоподами, определяющие франский возраст свиты.

**Джанахметская свита**, сложена известняками с прослоями доломитов, имеет ограниченное распространение в горах Аристантау. Породы свиты содержат фораминиферы, брахиоподы, характеризующие фаменский возраст. Мощность 217-401 м.

**Азнекская свита**. Она является самым верхним членом девонского разреза региона. Свита, представлена доломитами, сменяющимися доломитизированными известняками и известняками темно-серого цвета. Мощность 54-213 м. В составе комплекса фауны присутствуют фораминиферы и строматопораты, характеризующие фаменский возраст отложений.

### Нижний, средний, верхний девон

**Рабиджанская свита** узкой полосой протягивается с запада на восток, начиная с южных предгорий Южного Нуратау и на западе через Зирабулакские горы, Чупонота в Самарканде и далее на востоке, установлена на южных склонах гор Чумкуртау.

Сложена, свита в основном кремнистыми породами с подчиненным количеством прослоев аргиллитов, единичных линз известняков и базальтов. Для всех пород свиты характерно присутствие многочисленных остатков радиолярий и конодонтов, определяющие возраст вмещающих пород в пределах нижнего, среднего и верхнего девона. Мощность – 200 м.

**Акбасайская свита** около 200 м. Распространена в долине р.Зарафшан, где представлена в нижней части плитчатыми и тонкослоистыми яшмовидными кремнями с прослоями кремнисто-глинистых сланцев, тентакулитовых, криноидно-детритовых, обломочных известняков и известняковых брекчий. В верхней части сложена петроцветными (красные, малиновые, зеленые, серые, фиолетовые), глинистые, глинисто-кремнистые алевролиты, сланцы с редкими прослоями глинистых известняков, гравелитов, туфов, песчаников. Общая мощность свиты колеблется от 180 до 200 м. Нижняя граница свиты нормальная с подстилающимися отложениями и носит скользящий во времени характер, начиная с уровня лохкова и кончая верхним девоном. Из органических остатков в свите присутствуют тентакулиты, конодонты, кораллы,

строматопораты, брахиоподы, криноидеи, фораминиферы и другие группы фауны, характеризующие возраст свиты в объеме всей девонской системы.

### **Зарафшанский и Гиссарский хребты**

Девонские отложения в рассматриваемом регионе развиты очень широко. Они представлены здесь карбонатными, кремнисто-карбонатными и карбонатно-терригенно-кремнистыми отложениями, охватывающими всю девонскую систему.

### **Нижний девон**

#### **Лохковскнй и пражский ярусы**

**Мадмонская свита.** Это комплекс рифогенных пород, представленный толстослоистыми и массивными детритусово-сгустковыми, водорослево-сгустковыми, биоморфными строматоктоидными известняками, доломитовыми известняками и склоновыми брекчиями. Мощность от 70 до 1000 м. Нижняя граница с купрукской свитой верхнего силура нормальная, но носит фациально скользящий характер. Верхняя граница нормальная с ходжакурганской свитой.

**Ходжакурганская свита.** В стратотипе по саю Ходжакурган свита имеет отчетливо трехчленное строение. Нижняя часть состоит из разнослоистых органогенно-обломочных известняков и известняковых брекчий, чередующихся с толстослоистыми разностями. Породы содержат обширный комплекс окаменелостей, среди которых наиболее характерны строматопораты, табулятоморфные кораллы, ругозы, брахиоподы, тентакулиты, граптолиты, конодонты характеризующие уровень раннеэмского яруса.

Средняя часть в объеме джауских слоев (133 м) состоит из плитчатых и листоватых пелитоморфных гониатитово-тентакулитовых известняков с горизонтами толстослоистых органогенно-обломочных известняков, представляющих собой турбидитные образования. В составе комплекса фауны доминируют тентакулиты, гониатиты, конодонты. Бентосные группы фауны приурочены в основном к горизонтам турбидитных известняков. Верхняя часть свиты в объеме обисафитских слоев (250-300 м) представляет собой ритмически чередующиеся криноидно-детри

товые темно-серые и серые, средне- и толстослоистые известняки. Характерно значительное развитие в толще черных подушечных кремней и горизонтов карбонатных склоновых брекчий. Общая мощность свиты 700 м. Нижняя и верхняя границы свиты нормальные с подстилающими и перекрывающими отложениями, но фациально скользящие.

### **Средний и верхний девон**

**Ятавлукская свита** сложена в нижней части сгустково-афанитовыми, детритусово-сгустковыми толстослоистыми известняками. В верхней части она представлена ритмически чередующимися сгустково-афанитовыми и детритусово-сгустковыми толстослоистыми и массивными известняками, известковыми брекчиями с толстоплитчатыми темными и темно-серыми биомикритовыми известняками с линзовидными прослойками розоватых глинистых пород и кремнями. Свита широко развита в бассейне реки Кашкадарья. Ее мощность колеблется в интервале 490-620 м. Комплекс окаменелостей нижней половины свиты, представленный целентератами, брахиоподами, конодонтами, характеризует возрастной интервал эйфеля и живета.

Верхняя половина свиты содержит в своем составе строматопораты, табуляты, брахиоподы, тентакулиты и конодонты, характеризующие франский и фаменский возраст этой части свиты. В целом свита охватывает стратиграфический интервал среднего и верхнего девона в объеме эйфельского, живетского, франского и фаменского ярусов общей шкалы.

### **Карбоновая система**

#### **Алайский и Туркестанский хребты**

Отложения каменноугольной системы представлены тремя отделами, распространенными неравномерно. Выделяются несколько типов разреза, дифференциация которых наиболее отчетливо проявилась в среднем и верхнем карбоне.

Нижнекаменноугольные отложения широко распространены в высоких предгорьях Туркестанского и Алайского хребтов. Вместе с девонскими образованиями они слагают карбонатные массивы, выступающие в рельефе широко вытянутыми хребтами и отдельными горами. В межгорных депрессиях между известняко-

выми массивами развиты кремнистые и кремнисто-карбонатные отложения нижнего карбона. Более локально нижний карбон развит в низких предгорьях и приосевой части Туркестано-Алая. Это терригенно-карбонатные отложения серпуховского яруса, тесно связанные с нижнебашкирскими отложениями среднего карбона.

В отложениях среднего и верхнего карбона установлены полные и неполные разрезы. Полные разрезы представлены преимущественно терригенными прибрежно- и мелководноморскими толщами (Карачатырский и Южноалайский типы, одноименные зоны), а также известково-кремнистыми и флишоидными толщами (Джилисуйский тип в приосевой части Туркестано-Алая).

### **Низкие предгорья Алайского и Туркестанского хребтов – Карачатырская зона**

Разрезы карбона здесь расположены в зоне Южно-Ферганского глубинного разлома. Выделяются две подзоны: северная – собственно Карачатырская включает разрезы гор Карачатыр, Гузан, Каратау, Гальчабаши, Коктепе; южная – Шуранская (Вуадильская) – северного склона гор Катран, горы Баткен (Бужунь) и Тохтабуз. Различия в строении разрезов проявляются начиная с московского яруса. Более древние отложения карбона в этих подзонах представлены однотипно. Всюду это терригенно-карбонатные и терригенные толщи, содержащие местами, особенно в нижней части башкирского яруса эффузивы и туфогенные песчаники.

### **Нижний карбон Серпуховский ярус**

В Карачатыре, на южном крыле Тулейканской синклинали к серпуховскому ярусу относится нижняя часть (27 м) коксарайской свиты, сложенная известняками (преимущественно глинистыми и окремнелыми) с прослоями аргиллитов и алевролитов.

### **Средний карбон Башкирский ярус**

В Карачатыре к нижнебашкирскому подъярусу отнесена верхняя часть коксарайской свиты, мощностью в 20-28 м.

Верхнебашкирские отложения установлены в нижней части калмакбулакской свиты. Это довольно мощная толща (700-750 м) чередующихся зеленовато-серых песчаников и темных глинистых сланцев, алевропелитов с прослоями гравелитов и, реже, песчанистых и обломочных известняков с микрофауной.

### **Московский ярус**

Нижнемосковский подъярус установлен в верхней части калмакбулакской свиты. Мощность его ориентировочно оценивается в 1000 м. В нижней части разреза преобладают песчаники, в верхней – алевролиты и аргиллиты. Верхнемосковские отложения, выделенные в актерекскую свиту, начинаются конгломератами (до 60 м). В отличие от нижележащих отложений среднего карбона они характеризуются большей пестротой литолгического состава и более частой сменой пород по вертикали. Среди них «мусорные» алевролиты с галькой метаморфических, карбонатных и кремнистых пород, а также пачки частого чередования песчаников и алевролитов. Мощность около 2000 м.

### **Верхний карбон**

Наиболее полно отложения верхнего карбона представлены в Карачатыре, где все подразделения верхнего карбона охарактеризованы морской фауной. В западном направлении мощность отложений верхнего карбона уменьшается и прибрежно-морские образования постепенно замещаются континентальными.

### **Касимовский ярус**

Касимовский ярус составляют джингильсайская и учбулакская свиты. Джингильсайская свита (265-380 м) сложена алевролитами, песчаниками и линзами органогенных известняков с фузулинидами. В основании свиты прослой гравелитов и конгломератов, по которым проводится граница с песчаниками среднего карбона. Учбулакская свита залегает с небольшим размывом на джингильсайской. Внутри свиты также наблюдаются небольшие размывы, один из которых подразделяет свиту, на две подсвиты. Нижняя подсвита (300-325 м) имеет груборитмичное строение. Нижние элементы ритмов – конгломераты, гравелиты и песчаники, верхнее – тонкопереслаивающиеся алевролиты и песчаники

линзами и прослоями известняков, паттумов и конгломератов. Верхняя подсвита (1300-1500 м) с микрофауной сложена песчаниками, конгломератами и алевролитами, которые формируют две толщи: нижнюю, где преобладают песчаники и конгломераты волноприбойного и подводнодельтового фациальных поясов и верхнюю, ритмично переслаивающихся песчаников и алевролитов. Фузулиниды приурочены к прослоям и линзам известняков, встречающихся в обеих толщах.

### Гжельский ярус

В Карачатыре гжельский ярус представлен дастарской свитой, залегающей согласно с подстилающими (учбулакской свитой) и покрывающими (каркидонской свитой) отложениями. Свита сложена алевролитами, песчаниками, разнообразными известняками, встречающимися в виде прослоев, пачек и линз различной мощности и протяженности. В нижней части разреза (215-300 м), наряду с тонкослоистыми часто переслаивающимися песчаниками и алевролитами, присутствуют довольно мощные пачки тонкослоистых песчаников и известняковых конгломератов, а на южном крыле синклинали «горизонт с включениями» (глыбами учбулакских известняков) и следами подводных оползней. Средняя часть разреза (120-150 м) флишоидная, образованная частым переслаиванием песчаников и алевролитов, при преобладании алевролитов. К ней приурочен мощный биогерм, слагающий гору Дастар. Верхняя часть разреза (750-900 м) состоит из песчаников и известняков, которые образуют пачки с преобладанием той или иной породы. В известняках встречаются фузулиниды, брахиоподы, кораллы, мшанки, двустворки, гастроподы, в нижней части разреза известны гониатиты.

### Кызылкумо-Нуратинский регион

Рассматриваемый регион охватывает центральную часть пустыни Кызылкумы с разобщенными горными возвышенностями сложенными палеозойскими отложениями – Букантау, Джетымтау, Тохтатау, Тамдытау, Ауминзатау, Сангрунтау, а также хребет Северный Нуратау и горы Мальгузар.

Каменноугольные отложения широко распространены в регионе и в их составе выделяются фаунистически обоснованные

только образования нижнего и среднего отделов системы. Разрезы карбона обычно представлены отдельными фрагментами, сложнодислоцированными, содержащими редкие определимые органические остатки. Все это затрудняет их расчленение и корреляцию. В целом разрезы карбона региона подразделяются на две части: нижнюю, представленную преимущественно карбонатными образованиями в интервале от турнейского яруса нижнего карбона до середины московского яруса среднего карбона и верхнюю – терригенную часть (верхи среднего карбона и верхний карбон?).

### **Нижний карбон – башкирский ярус среднего карбона**

Отложения нижнего карбона и нижней части башкирского яруса среднего карбона неразрывно связаны между собой. Они представлены разнообразными типами разрезов – карбонатными, карбонатно-терригенными, карбонатно-кремнистыми, вулканогенно-терригенными.

В горных возвышенностях Центральных Кызылкумов (Южное Букантау, Тамдытау, Аристантау, Мурунтау, Сангрунтау) нижний карбон, в составе всех трех ярусов, представлен единой карбонатной толщей.

Нижняя граница карбона проводится в основании кочербайской свиты по появлению брахиопод. Кочербайская свита отчетливо делится на две пачки: нижнюю (50 м) – контрастного переслаивания доломитов и известняков с горизонтом палеохористов в кровле и верхнюю (150 м) – переслаивания известняков и доломитовых известняков. Для отложений свиты характерно присутствие многочисленных брахиопод. Отложения визейского и серпуховского ярусов представлены довольно однообразной толщей оолитовых, микрозернистых, преимущественно толсто-слоистых известняков, местами с пластами обломочных и органично-детритовых разностей. Эти известняки подразделяются в основном по фауне на байменсайскую и южномурункудукскую свиты или выделяются как единое тело – мютенбайская свита. Раннекаменноугольный возраст этих отложений обоснован многочисленными сборами разнообразных органических остатков.

В Северном Букантау (в окрестностях кол.Серкеш) известны отложения серпуховского яруса составляющие непрерывный

единый карбонатный разрез с нижнебашкирскими отложениями и выделяемые в единую серпуховскую свиту. Они представлены массивными конгломератовидными известняками с прослоями оолито-комковатых разностей. Возрастное положение обосновано комплексами аммоноидей серпуховского и нижней части башкирского веков.

На территории Центральных Кызылкумов и Северном Нурау в карбоне выделяется ряд свит вулканогенно-терригенного состава. Эта тубабергенская, шавазская, сангрунтауская, андеевская свиты, а также толщи олистостромого генезиса и хисарская свита. Отложения этих свит имеют локальное распространение, приурочены к зонам глубинных разломов или участвуют в строении тектонических покровов и не имеют ясных стратиграфических взаимоотношений с окружающими отложениями. Возрастная принадлежность данных свит и их отношение к определенному типу разреза до настоящего времени вызывает очень много споров. Вызвано это неоднозначностью понимания их вещественного состава, слабой палеонтологической охарактеризованностью и частым нахождением фауны в переотложенном состоянии. На основании того, что возраст находок самой молодой фауны в них не выходит за пределы башкирского века среднего карбона, то следовательно их возраст не моложе карбона.

### **Средний карбон Башкирский ярус**

В Центральных Кызылкумах палеонтологически доказанные отложения среднего карбона начиная с верхнебашкирского подъяруса относятся к двум типам разреза. Северный тип развитый в Северном Букантау, Джетымтау и Тахтатау представлены мощными терригенными толщами, обнимающими верхнебашкирский подъярус и оба подъяруса московского яруса. Южный тип, обособленный в Тамдытау, в горах Актау и Мурунтау сложен внизу карбонатными отложениями верхнебашкирско-нижнемосковского подъярусов, вверху также нижнемосковскими терригенными отложениями.

В Актау и Мурунтау к верхнебашкирскому подъярису относится сложенная известняками белькудукская свита. Всюду верхнебашкирские известняки залегают несогласно на известняках

верхнего визе. К основанию свиты приурочены гнезда, иногда довольно выдержанные тела бокситов и бокситоподобных пород, образование которых связано с предверхнебашкирским перерывом. Среди известняков белькудукской свиты преобладают оолитовые, водорослево-фораминиферовые, шламово-детритовые и мелкозернистые разновидности. Известняки от тонко- до среднеслоистых серой и темно-серой окраски. В Актау и Мурунтау известняки пятнистые, содержат линзовидные прослои и стяжения кремня, часто перекристаллизованы и мраморизованы, причем в Актау этот процесс проявился в большей степени, чем в Мурунтау. Окаменелости свиты довольно разнообразны (брахиоподы, кораллы, хететиды, гастроподы, фораминиферы, водоросли). Наиболее полная мощность свиты 90 м.

### Московский ярус

Отложения московского яруса в Тамдытау литологически распадаются на две части. Нижняя часть представлена карбонатными породами (кокчинской и боздонской свит), верхняя — терригенными (ажриктинская и мурынкудукская свиты). Отложения кокчинской свиты, связаны постепенным переходом с подстилающими известняками белькудукской свиты и покрывающими известняками боздонской. В наиболее полном разрезе расположенном на восточном окончании ур.Боздон (Мурунтау) мощность кокчинской свиты 80 м. Известняки внизу темно-серые, тонкослоистые, микрозернистые (8-10 м), выше — светло-серые, тонкослоистые, органогенные (фораминиферовые, водорослевые, брахиоподовые), органогенно-комковатые и микрозернистые с редкими стяжениями кремня. Известняки боздонской свиты в этом же разрезе отличаются от нижележащих более темной окраской и отсутствием стяжений кремня. Это переслаивающиеся светло-серые и серые тонко- и среднеслоистые водорослево-фораминиферовые, сгустково-детритовые и органогенно-обломочные известняки. Мощность 150 м.

В основании терригенной ажриктинской свиты, развиты черные рассланцованные аргиллиты с плохо сохранившимися органическими остатками. Стратиграфически выше-ритмичное переслаивание темно-серых песчаников, алевролитов, аргиллитов, которым подчинены линзовидные прослои гравелитов и мелкога-

лечных конгломератов. К верхней части свиты приурочены обломки и глыбы известняков с разновозрастной фауной девона и нижнего карбона и водорослями кембрия. Мощность свиты 520 м.

Мощные терригенные толщи среднего карбона, развитые в Северном Букантау, Джетымтау и Тахтатау известны под названиями архарской и тахтатауской свит. Архарская свита, отнесена к верхнебашкирскому и нижнемосковскому подъярусам, тахтатауская – к верхнемосковскому подъярису.

Архарская свита включает (снизу вверх): 1 – пачку граувакковых песчаников (250 м) представлена крупнозернистыми грубослоистыми песчаниками зеленоватой окраски; 2 – алевролитопесчаниковую пачку, образованную переслаивающимися алевролитами и песчаниками с редкими прослоями гравелитов и аргиллитов (до 600 м); 3 – гравелито-песчаниковую пачку, состоящую из ритмично переслаивающихся конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов (800 м). Остатки морских беспозвоночных встречаются крайне редко, чаще присутствует флора не всегда определяемая из-за плохой сохранности. М.Н.Соловьева у кол.Джиракудук в детритовых известняках, залегающих среди грубозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов выделила верхнебашкирский комплекс фораминифер, а стратиграфически выше в известковистых песчаниках басс.р.Тащибулак нижнемосковские формы фораминифер.

Следующая свита тахтатауская по трансгрессивному залеганию на архарской и присутствию в гальке конгломератов микрофауны нижнемосковского подъяруса, отнесена к верхнемосковскому подъярису среднего карбона. Я.Б.Айсанов делит ее на три подсвиты: нижнюю, образованную грубообломочными песчанистыми конгломератами (180-200 м), среднюю пестроцветную песчаниково-гравелито-конгломератовую (300 м) и верхнюю сероцветную песчано-сланцевую, известную и как пачка голубых песчаников (400 м). В Букантау разрез палеозоя заканчивается толщей плохо отсортированных вулканогенных конгломератов с линзами гравелитов и песчаников, залегающая несогласно на тахтатауской свите и более древних породах. Она условно отнесена к верхнему карбону.

По литологическим признакам тахтатауская свита в Тахтатау подразделяется на четыре толщи, каждой из которых придается значение свит (снизу-вверх): ажриктинская, оргузская, джелътум-сукская и бассайская.

Ажриктинская свита по литологическому сходству с одноименной свитой Тамдытау и по аналогии с ней отнесена к нижнемосковскому подъярису. Мощность свиты около 400 м. Свита, представлена тонкопереслаивающимися рассланцованными алевролитами, граувакковыми песчаниками с подчиненными им прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Следующие две свиты содержат комплекс фораминифер характерный для верхнемосковского подъяруса. Огузская свита залегает несогласно на ажриктинской. Состоит из двух пачек, нижней преимущественно конгломератовой (400-500 м) и верхней, преимущественно песчаниковой (400 м), которые связаны между собой постепенным переходом. Окаменелости морского происхождения (брахиоподы, двустворки, гастроподы, фораминиферы) приурочены к прослоям известковистых песчаников и запесоченных известняков, встречающимся начиная с верхней части конгломератовой пачки. В обеих пачках обильные остатки наземной флоры, в верхней, кроме того, волноприбойные знаки ряби, трещины усыхания и другие признаки прибрежного мелководья. Джелътум-сукская свита, представлена переслаивающимися алевролитами, песчаниками, гравелитами и известняками. По преобладанию тех или иных пород свита четко делится на две пачки: нижняя – песчано-алевролитовая (360 м) и верхняя – алевролитово-известняковая (до 620 м). В первой пачке, кроме указанных пород присутствуют прослой гравелитов, конгломератов и известняков (оолитовых, песчанистых, известняков-ракушняков), количество последних увеличивается вверх по разрезу; в основании пачки – тонкослоистые конгломераты (от 2-3 до 12 м). К известнякам приурочены иногда обильные остатки брахиопод, двустворок, гастропод, мшанок, хететид, фораминифер.

Бассайская свита также подразделяется на две части: нижняя – песчано-конгломератовая и верхняя конгломератовая. Первая (320 м) образована ритмично переслаивающимися алевролитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами; вторая (100-380 м) – красно-бурыми грубослоистыми конгломератами с многочис-

ленными линзовидными прослоями гравелитов и плохосортированных песчаников.

Таким образом, в Южном Тянь-Шане строение разрезов карбона разнообразно. В нижнем преобладают морские мелко- и глубоководные образования – карбонатные, кремнистые, терригенно-кремнистые и вулканогенно-карбонатно-кремнистые.

В среднем карбоне отмечаются два крупных несогласия регионального характера: предпозднебашкирское и предпозднемосковское, связанные с усилением тектонической активности, приведшие к смене карбонатного осадочного осадконакопления терригенным, а к концу среднего карбона к существенному сокращению площадей морской седиментации и смещению их в восточные районы. Среди мощных терригенных толщ получают развитие как прибрежно-морские и морские (нижнемолассовые или шлировые, реже флишоидные, олистостромовые и карбонатно-вулканогенные), так и континентальные (молассовые) формации, нередко соседствуя друг с другом по простиранию или разрезу.

Верхнекаменноугольные отложения морского или частично морского происхождения также приурочены к восточным регионам, где они заполняют прогибы типа Карачатырского, Южно-алайского, Южногиссарского. Подобно верхнемосковским отложениям они образованы терригенными толщами с подчиненными карбонатными породами и принадлежат нижнемолассовой (шлировой) формации. Для них характерны значительные колебания мощностей и полноты разрезов за счет выпадения отдельных звеньев. Перерывы в осадконакоплении, в отличие от среднекаменноугольной эпохи, носят в большинстве местный характер. Вместе с тем известны разрезы, где верхний карбон связан постепенными переходами со средним карбоном и нижней пермью.

## **Пермская система**

### **Карачатыр**

#### **Нижняя пермь (Ассельский ярус)**

В Карачатыре расположен лучший разрез ассельского яруса, послуживший основой (стратотипом) для выделения керкидонского горизонта в субрегиональной схеме перми Тянь-Шаня.

Здесь в непрерывной последовательности установлены все подразделения ассельского яруса (керкидонского горизонта), а также отложения смежных ярусов. Разрез мощностью в 1500 м представлен прибрежно- и мелководно-морскими отложениями — песчаниками, алевролитами и аргиллитами, с обильной и разнообразной фауной морских беспозвоночных в прослоях и линзах известняков, количество которых существенно возрастает вверх по разрезу. Нижняя часть яруса (300-350 м), литологически близка к отложениям гжельского яруса верхнего карбона. Она представлена алевролитами и песчаниками с прослоями глинистых, песчаных и детритовых известняков, а на южном склоне хребта — конгломератами и гравелитами. Стратиграфически выше среди терригенных пород появляются протяженные линзы массивных и биоморфно-слоистых органогенных известняков (водорослевые биогермы и биостромы мощностью до 20-40 м) с фузулидами средней зоны (600-650 м).

#### **Сакмарский ярус**

Отложения сакмарского яруса представлена лагунными отложениями, состоящими из пестроцветных аргиллитов с прослоями мергелей, алевролитов и ракушняковых известняков. Мощность — 70 м.

#### **Верхняя пермь**

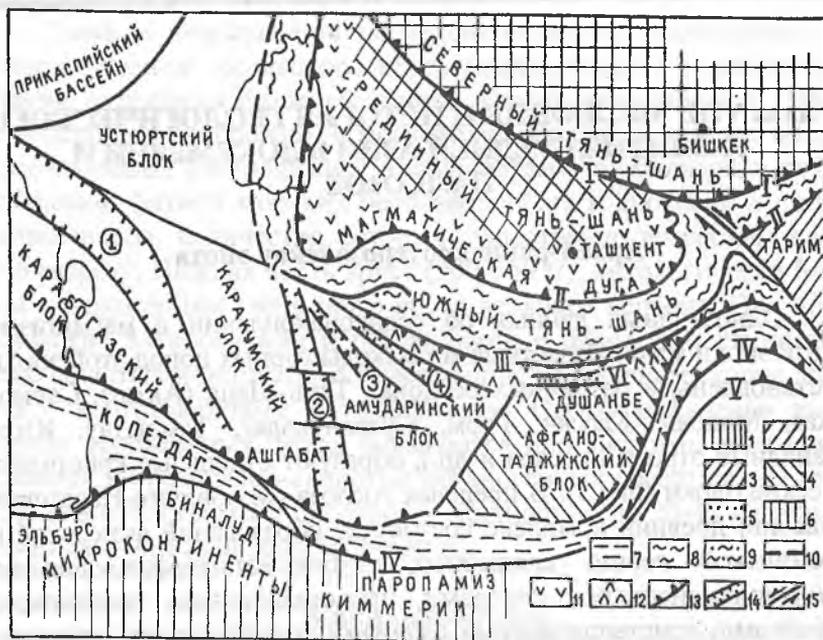
Тудейканская свита развита в бассейне р.Араван. Низы свиты представлены серыми конгломератами с прослоями песчаников (500 м). Верхняя часть свиты, сложена красноцветными конгломератами и песчаниками мощностью до 1500 м.

## Глава VIII. ЭВОЛЮЦИЯ И ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СРЕДНЕЙ АЗИИ В ДОКЕМБРИИ И ПАЛЕОЗОЕ

### Архей-раннепротерозойская эпоха

Однозначных данных об осадконакоплении и магматизме этой эпохи мало. Известные же выходы горных пород этой эпохи установлены в различных регионах Тянь-Шаня (Актюз, Сарыджаз, Макбал, Кассан, Гарм, Султануиздаг, Тамдытау. Юго-западные отроги Гиссара и др.), образуют отдельные кристаллические блоки (рис.3). В пределах Актюза (Муюнкумо-Наратский массив) древний комплекс состоит из образований актюзской и кеминской серии, сложенных глубокометаморфизованными, сильноизмененными породами, представленными различными гнейсами, кристаллическими сланцами амфиболитами, мраморами. Мощность порядка 8000 м. Первичный состав образований актюзской серии соответствует вулканитам среднего и кислого состава. Наиболее древние магматиты в составе актюзской свиты имеют возраст равный  $2780+250$  млн. лет (U-Pb метод). Значительно большее количество магматических образований встречается в кеминской серии, объединяющей куперлисайскую и кокбулакскую свиты ( $2550+250$  млн. лет, U-Pb метод). В районе Макбала (Макбало-Бурханский кристаллический блок) образования данной эпохи представлены киргизской и каиндинской сериями, сложенными глубокометаморфизованными породами ( $2156+50$  млн. лет). Среди образований этого блока проявлен в Киргизском хребте кашкаджольский комплекс, состоящий из аплитовидных и пегматитовых гранитов, гнейсогранитов.

В пределах Срединного Тянь-Шаня (Сарыджаз, Кассан, Пскемский и Сандалашский хребты) к образованиям этой эпохи относятся свита куйлю (2000м), глубокометаморфизованные образования Кассана (5000м), сложенные амфиболитами, гнейсами, кристаллическими сланцами, восстановленный состав которых соответствует metabазальтовой формации.



**Рис.3. Схема основных структурных элементов палеозоя Средней Азии (В.И.Троицкий)**

1-6 – микроконтиненты и блоки: 1 – Северный Тянь-Шань, 2 – Срединный Тянь-Шань, 3 – Тарим, 4 – Афгано-Таджикский, 5 – Амударьинский, Каракумский, Карабогазский, Устьюртский, 6 – микроконтиненты Киммерии, 7 – складчатая система Северного Памира – Бандитуркестана, 8-9 – складчато-надвиговые пояса Южного Тянь-Шаня (8 – Букантау-Кокшаальский, 9 – Гиссаро-Восточно-Алайский), 10 – граница между складчатыми поясами, 10-12 – магматические дуги (11 – Курамино-Бельтауская, 12 – Южно-Гиссарская), 13 – основные сuture закрывшихся палеоокеанов: Киргизско-Терской (I), Туркестанской (II), Зарафшанской (III), Палеотетиса (IV), Мезотетиса (Рушано-Пшартская сutura -V), Гиссарский океанический рифт (VI), 14 – палеорифты (1 – Мангышлакско-Туаркырский, 2 – Хива-Мургабский, 3 – Амударьинский, 4 – Бухаро-Хивинский), 15 – разломные границы, сдвиги.

В Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта древние образования развиты в Байсунтау, Сурхантау и Сусызтау и представлены глубокометаморфизованными породами, восстановленный состав которых соответствует метабазальтовой формации. Мощность — 10000 м.

Главные особенности этих гранитоидных образований сводятся к следующему: а) в целом, однообразный характер магматитов, обладающих натровым реже калинатровым типом щелочности, чем и обусловлено обилие в их составе плагиогранитов. Интенсивность и масштаб гранитообразования падают с севера на юг и в этом направлении наблюдается смена нормальных гранитоидов (Северный, Южный Тянь-Шань) формациями чарнокитов (Памиро-Нуристанский массив, романитский комплекс); б) широкое развитие гнейс-гранитных куполов, к ядрам которых приурочены мелкие дайкообразные, жилеобразные тела, небольшие плутоны; в) их явно автохтонный облик, чем обуславливается удовлетворительная корреляция их состава с составом рамы; г) абиссальная и ультраабиссальная фация глубинности.

Данная эпоха гранитообразования будучи сквозной, пантяньшанской, свидетельствует о создании первичной зрелой коры континентального типа на территории современного Тянь-Шаня.

Очевидно, что эта кора была по своему типу неоднородной. Процесс ее формирования был длительным и неодновременным, о чем свидетельствует разброс данных о возрасте гранитоидов, колеблющихся в рамках  $PR_1$ - $PR_2$ . Формирование гранитоидов носило сложный характер. Так, выделяются четыре рубежа их активного проявления: 1,9-2,1 млрд. лет; 1,4-1,3 млрд. лет; 1,1-1,1 млрд. лет и 830 млн. лет.

### **Рифей-вендская эпоха**

Раннерифейский этап. Образования нижнего рифея не имеют широкого распространения. Они установлены только в пределах Северного Тянь-Шаня (Киргизский, Таласский, Сусамырский хребты). Представлены нижнерифейские образования в целом кварцито-песчаниковыми и карбонатными толщами (джилубулакская, кзыллойская свиты) небольшой мощности. Сравнительное постоянство состава осадков формирование их в условиях мелкого эпиконтинентального морского режима, преобладание в

составе пород кварцевых песчаников и карбонатов, а также простые формы дислокации толщ позволяют сделать вывод о платформенных условиях их накопления.

### **Среднерифейский этап (первая половина)**

В начале среднего рифея началась деструкция древнего континента и возникла первая серия параллельных друг другу трещин разделивших его на ряд кристаллических блоков. Рифтогенные структуры сформировались в пределах Киргизского, Таласского хребтов (Северный Тянь-Шань), Джетымтау, Нарынтау (Срединный Тянь-Шань) и Западного Узбекистана (Южный Тянь-Шань). Они заполнялись вулканогенно-обломочными образованиями (экургенкольская, бельчийская, чиимташская свиты, толща "нижних порфиритов"). При заполнении рифтовых впадин отмечается антидромность вулканизма, продукты которого чередуются с конгломератами и песчаниками. Петрохимические исследования вулканогенных образований слагающих рифты, позволяют относить их к базальт-липаритовой формации. Процессы деструкции и формирование рифтовых структур в пределах Северного и Срединного Тянь-Шаня привели к интенсивному утонению континентальной коры, предшествовавшему полному разрыву и образованию океанических структур.

В Южном Тянь-Шане рифтогенез проявился в среднем рифее, но был он более интенсивным и глубоким и привел к полному разрыву континентальной коры.

Среднерифейский этап (вторая половина). Вторая половина среднего рифея ознаменовалась крупной трансгрессией моря, покрывшей все пространство Северного и Срединного Тянь-Шаня, выступы кристаллического фундамента и рифтогенные впадины. В накоплении осадков наблюдается четко выраженная фациальная закономерность, характерная для поднятых участков и морских впадин. В глубоководных впадинах, образовавшихся на месте рифтогенных структур на протяжении всего времени их существования накапливались глинистые, углеродисто-глинистые, глинисто-карбонатные илы.

В пределах приподнятых участков, расположенных между рифтогенными впадинами в условиях мелкого моря формировались преимущественно карбонатные, карбонатно-органогенные

формации. В конце среднерифейского этапа рифтогенные впадины и глубоководные прогибы были залечены, заполнены осадочно-вулканогенными образованиями, что привело к спаиванию микроконтинентов в единый континент. Большую роль при становлении континента играют продукты интрузивного магматизма. Целая цепочка массивов (Турукский, Мингторский, Ашугорский и др.) приурочена к "важнейшей структурной линии Тянь-Шаня" и Аютор-Керчетайскому разлому. Сложены они диоритами, плагиогранитами (диорит-плагиогранитовая формация).

Интрузивные массивы этой формации известны в Таласском хребте под названием бабаханского комплекса, в Кассанском блоке, - это образования терекских и зексайского комплексов.

В пределах Гиссарского блока сформировались гранитоидные массивы - Обинаврузский, Вахшиварский, Гуматагский, сложенные кварцевыми диоритами, диоритами, гранодиоритами, тоналитами, аплитовидными гранитами (диорит-гранодиорит-гранитовая формация).

### Позднерифейский этап

Начало позднерифейского этапа характеризуется проявлением нового мощного рифтогенеза в пределах Северного и Срединного Тянь-Шаня, приведшего к расколу единого континента на несколько континентальных блоков, разделенных сериями рифтовых впадин (Восточно-Терской район, Макбало-Бурханский блок, Чилико-Кеминский район, Джетымтау). Формирование рифтовых структур началось с накопления грубообломочных образованиях, сложенных конгломератами, гравелитами, песчаниками.

Дальнейшее раздвижение континентальных блоков привело к расширению и углублению рифтогенных впадин и формированию первых океанических структур, заполнявшихся вулканогенно-обломочными образованиями. Причем процессы вулканизма имели антидромный характер. Вулканы ашугорской, бельтепшинской, ириторской, ичкесуйской, шукурторской свит, составляющие основное содержание рифтогенных впадин относятся к толеитам и очень близки к толеитам океанических рифтов.

Осадочное заполнение, слагающее океанические бассейны помимо базальтов представлено мощными образованиями терригенного и карбонатного флиша, континентально-склоновыми осадками с горизонтами турбидитов. В это время в межрифтовых блоках шло накопление шельфовых, мелководных терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных осадков.

В Южном Тянь-Шане верхи верхнерифейского разреза сложены карбонатно-кварцитовыми образованиями тасказганской свиты.

Закрытие океанических структур произошло в самом конце позднего рифея путем сближения микроконтинентов и континентальных блоков и заполнения остаточных прогибов морскими, а затем континентальными молассаами, сложными кварцитовидными валунно-галечниковыми конгломератами, пестроцветными песчаниками, алевролитами.

Таким образом, конец позднего рифея ознаменовался закрытием океанических структур, формированием в остаточных впадинах сперва морских и завершился континентальными молассаами. В итоге сформировалась единая платформа, охватывающая всю территорию Северного, Среднего и Южного Тянь-Шаня.

### Поздний рифей - вендский этап

В самом конце позднего рифея и в венде проявляется мощный рифтогенез, приведший к разрушению платформы, расколу и раздвигу континентальных блоков и формированию между ними океанического бассейна (рис.4). Реликты разреза офиолитового комплекса установлены в пределах Киргизско-Терской зоны, где в основании разреза залегает гипербазит-габбровый комплекс, а на нем толща толеитовых базальтов каракатинской свиты. К северу и югу от рифтогенной впадины располагались континентальные блоки, которые получили наименование Североказахстанского и Киргизского микроконтинентов южную и северную окраину которых соответственно составляли Карабалтинская и Чаткало-Нарынская зоны.

Таким образом, весь ход событий разрушения и распада Палеоказахстанского континента и заложения рифтогенных структур и формирования океанических бассейнов протекали в следующей последовательности:

1. Ранний рифей - на всей площади Палеоказахстанского континента режим эпиконтинентального моря, накапливаются отложения платформенного типа.

2. Средний рифей-проявление первых континентальных рифтов и формирование в Северном и Среднем Тянь-Шане рифтогенно-депресссионных, а в Южном рифтогенно-океанического бассейна с накоплением соответствующих осадков. Конец среднего рифея – на всей площади Тянь-Шаня эпиконтинентальное море с карбонатными платформенными осадками.

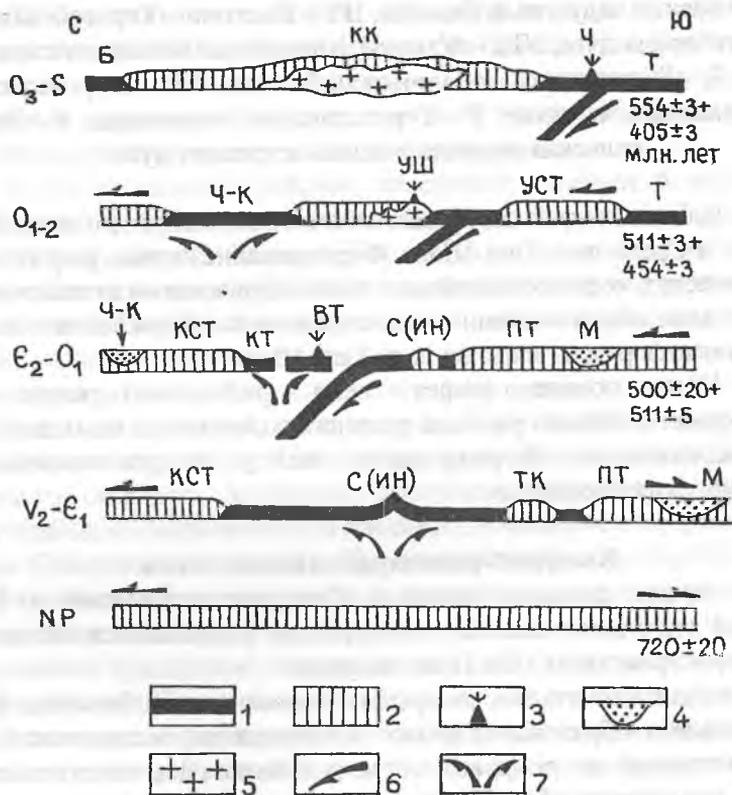


Рис.4. Схема эволюции Киргизско-Терской (Сакского) океанического бассейна и возникновения Киргизско-Казахского микроконтинента в венде-раннем палеозое (А.А.Бакиров, Р.А.Максумова)

1-2 – тип разреза литосферы (1 – океанический, 2 – континентальный), 3 – энсиматическая островная дуга, 4 – рифты, 5 – проявления гранитоидного магматизма, 6 – направление субдукции, 7 – мантийный плюм. Буквенные обозначения: ДЖ – Джетымский рифт на окраине Гондваны, КСТ – Кокчетав-Северо-Тяньшаньский микроконтинент, С (ИН) – Сакский (Ишим-Нарынский) океанический бассейн, ТК – Талассо-Каратауский террейн, ПТ – Палеотаримский континент, М – Майбашский рифт, ЧК – Чонкеминский задуговой рифт, КТ – Киргизско-Терскойский задуговой бассейн, ВТ – Восточно-Терскойская энсиматическая дуга, УШ – Утмек-Шыргыйская магматическая дуга, Б – Балхашский океанический бассейн, КК – Киргизско-Казахский континент, Т – Туркестанский палеоокеан, 4 – Чаткальская энсиматическая островная дуга.

3. Поздний рифей-повторный континентальный рифтогенез в Северном и Среднем Тянь-Шане. Формирование первых рифтогенно-океанических морских бассейнов с соответствующими вулканогенно-осадочными образованиями и последующая позднерифейская карбонатная платформа на всей площади Тянь-Шаня.

4. Конец позднего рифея - венд - рифтогенез, разрушение платформы и начало распада древнего континента на отдельные микроконтиненты. Формирование между микроконтинентами океанических бассейнов.

### **Кембрий-раннеордовикская эпоха**

В начале раннего палеозоя Североказахстанский и Киргизский микроконтиненты окончательно разделяются океаническим пространством. (См. Приложение).

В начальные стадии раскрытия океанического бассейна формирующиеся образования имеют все признаки океанической коры, состоящей из покровов натровых базальтов, сопровождающихся небольшим объемом натровых липаритов, дацитов.

Плутонические формации представлены парными дайками габбро-диабазов, свидетельствующими о спрединге океанического дна. Осадочные образования представлены фтанитами, яшмами, глинистыми сланцами, указывающий на глубоководный характер осадконакопления.

К северу к югу океанические формации по латерали сменяются континентально-склоновыми образованиями, распространенными в Карабалтинской и Чаткало-Нарынской зонах, составляющих соответственно пассивные окраины Североказахстанского и Киргизского микроконтинентов.

В Чаткало-Нарынской зоне выделяется характерный для этой зоны тип разреза, который узкой полосой протягивается на севере до района Байконурского синклиория, а на востоке тянется в область хребта Куруктаг (Таримский массив).

Для данного типа разреза характерным является небольшая мощность (600-700м), карбонатно-кремнисто-сланцевый состав. Накопление осадков происходило в течение длительного отрезка времени от раннего кембрия до раннего ордовика включительно. Такие разрезы относятся к конденсированным.

В более южных районах пассивной окраины в верховьях р.Чаткал, в пределах Талассо-Каратауской зоны, Таримской платформы в горах Батамма-Тау, горном крыже Агзамбулак-Таг Сугет-Таг в это время формируется карбонатный тип разреза.

В пределах Карабалтинской пассивной окраины все выходы нижнепалеозойского покрова по сравнению с одновозрастными образованиями океанической впадины имеют иной состав-карбонатно-глинистый, меньше мощности и образуют простые складчатые структуры. Таким образом, на протяжении кембрия - раннего ордовика протекали процессы раскрытия Киргизско-Терскойского океанического бассейна, к северу и югу располагались Североказахстанский и Киргизский микроконтиненты, соответствующие по составу осадков пассивным окраинам атлантического типа. В самом конце раннего ордовика раскрытие бассейна сменилось процессом сжатия, вызванное субдукцией океанического дна под Североказахстанский микроконтинент, приведшее, по видимому, к формированию интрузивных образований (габбро-монцонит-сиенитовый карабулакский комплекс и тоналит-гранодиорит-монцонитовый джергалачский комплекс).

К югу на территории современного Южного Тянь-Шаня в кембрии значительной тектонической перестройки по сравнению с поздним рифеем не произошло. Кембрийские отложения в основном сложены карбонатными и глинистыми породами, широко

распространенными на территории Алайского и Туркестанского хребтов, в горах Мальгузар, Северном и Южном Нуратау.

### **Ранне-среднеордовикско-раннесилурийская эпоха**

В конце раннего ордовика начинается процесс закрытия Киргизско-Терской бассейна, формируются олистостромовые толщи, непосредственно предшествующие накоплению мощной флишевой формации среднего ордовика и продолжается субдукция океанической коры под Североказахстанский микроконтинент.

Формирование олистостромовых толщ указывает на начало тектонического скупивания. Ведущим процессом формирования олистостромовых образований были подводные оползни, вызванные процессами шарьирования и началом тектонического скупивания. В пределах выступов океанического дна и кристаллических блоков формируются в основном субдукционные вулканогенные образования, состоящие из андезитовых и базальтовых порфиринов, дацитов и их туфов (толща Утмек).

В пределах пассивной окраины Киргизского микроконтинента (Чаткало-Нарынская зона) в это время накапливаются вулканогенно-кремнисто-терригенные образования. Заканчивается разрез нижнего палеозоя молассоидами верхнего ордовика. В Пскемском и Сандалашском хребтах – это авторская свита. Закрытие океанического бассейна происходит в результате сближения Североказахстанского и Киргизского микроконтинентов. Последний был отторгнут от южного (Гондванского) континента в процессе раскрытия Туркестанского палеоокеана. Закрытие происходило по зоне субдукции, наклоненной на север под Североказахстанский микроконтинент, о чем свидетельствует формирование, туфобрекчий, игнимбринов, туфов кварцевых порфиринов над зоной субдукции (ширгийская свита).

В конце рассматриваемой эпохи Североказахстанский, Киргизский микроконтиненты и Макбало-Бурханский кристаллический блок сближаются и образуют единый Североказахстанско-Киргизский микроконтинент. Коллизионные процессы происходящие в результате столкновения микроконтинентов вызывают скупивание, шарьирование содержимого океанов, осадков склонов и формирование покровно-складчатого сооружения. Ороген-

ные магматические формации начинаются мощным гранитоидным плутонизмом (диорит-гранодиоритовая, диорит-гранодиорит-гранитовая формации). Для этого типа гранитоидного магматизма свойственно образование из так называемых "водонасыщенных" расплавов, что и объясняет слабое развитие их вулканических комагматов. С раннего ордовика начинается образование серии расколов, вспышка вулканической деятельности - начало формирования Туркестанского палеоокеана. Раскрытию Туркестанского палеоокеана предшествовал рифтогенез, оставивший след в виде осадочных и вулканогенных формаций. Многочисленные аллохтонные массивы офиолитов в шовной зоне между Средним и Южным Тянь-Шанем являются свидетелями рифтогенеза. К ним относятся массив Сартале в Южной Фергане, массив Хиссар в Северном Нуратау, массив Бассумар (Тескудук) в Северном Тамдытау и ряд мелких в Букантау, Сангрунтау, Дарбазатау. Почти во всех массивах установлено характерное для офиолитов трехчленное строение: нижняя часть представлена перidotитами, сильно серпентинизированными, постепенно переходящими в массивное и полосчатое габбро; средняя часть представлена параллельными дайками диабазов, подушечными и шаровыми лавами основного состава и верхняя часть - тонкие пелагические осадки. Раскрытие палеоокеана привело к формированию шельфовых и батинальных зон. В батинальной зоне начиная с раннего-среднего ордовика происходит накопление кремнистых, кремнисто-глинистых образований, на северных склонах гор Мальгузар в междуречье Зааминсу р.Санзар. Образования сложены ритмично переслаивающимися флишевыми пачками окремененных аргиллитов и темно-серых кремнистых сланцев с небольшими линзами серых, темносерых известняков (джалатарская свита в Северном Нуратау, пестроцветная пачка в Южном Нуратау, кремнисто-сланцевые толщи Букантау и Джетымтау).

К концу ордовика выяснилось положение южной континентальной окраины Туркестанского палеоокеана. Признаки возникновения зоны субдукции наклоненной на юг под Алайско-Таджикский микроконтинент намечается во второй половине ордовика - начало силура с появлением контрастной базальт-липаритовой формации в узкой субшироотно-вытянутой зоне ох-

ватывающей Зарафшанский хребет (Шахриомон, Каратюбе), Зи-рабулак-Зиаэтдинские горы, Кульджуктау.

Главные события силурийского периода Туркестанского палеоокеана выразились в продолжении субдукции океанической коры на юг в раннем силуре и накопление мощных карбонатных образований во второй половине силура в пределах шельфа. Карбонатные формации второй половины силура составляют шельф пассивной южной окраины Туркестанского палеоокеана (районы-Кульджуктау, Зирабулак-Зиаэтдинских гор, Зарафшанского хребта).

В более южных районах Алайско-Таджикского микроконтинента на южных склонах Гиссарского хребта отложения верхнего ордовика известны в междуречье Кызылдарьи и Туполанга. Они обнажаются в верховьях Алмали, Чиликсу, Иргайлик по саям Кунда-Джуаз, Шаргунь, где представлены доломитизированными и органогенными известняками с прослоями песчаников.

На северном борту Туркестанского палеоокеана индикаторы субдукции отсутствуют. Северный склон, по-видимому в силуре представлял собой пассивную окраину. В пределах пассивной окраины (Чаткало-Кураминский регион) силурийские отложения формировались в двух впадинах (Моголтау-Сардобская и Сумсар-Коксарекская) и представлены терригенными образованиями. Здесь намечаются фациальные изменения состава нижнесилурийских образований с юга на север. На севере в составе толщи возрастает роль грубообломочных конгломератов, появляются красноцветные осадки, преобладают остатки бентосной фауны. Граница суши с силурийским морским бассейном проходила вероятно, где-то в осевой части Чаткальского хребта, т.к. далее в пределах Чаткало-Нарынской зоны отложения силура неизвестны. По-видимому, в это время микроконтинент составлял северную пассивную окраину Туркестанского палеоокеана. Вся остальная территория микроконтинента (Северный и Срединный Тянь-Шань) представляла собой поднятую сушу.

В центральной части Туркестанского палеоокеана в раннесилурийский этап продолжается спрединг океанического дна. Об этом свидетельствуют проявления толеитовых базальтов джазбулакской и алянгузской свит. Образования джазбулакской свиты

распространены на южных склонах Северного Нуратау. Наряду с толеитовыми базальтами в бативальной зоне накапливаются гемипелагические осадки, образованные в нижних частях континентального склона и в пределах абиссальной равнины в условиях замедленного осадконакопления (накрутская и наукатсайская свиты Нуратау).

Таким образом, в конце раннего силура прекратилась субдукция океанической коры на юг. Континентальные окраины перешли в режим пассивных шельфов. В центральной части палеоокеана продолжают активно развиваться процессы спрединга и новообразования океанической коры.

Геодинамическая обстановка в Тянь-Шане на ранний ордовик – ранний силур, может быть представлена так. Закрытие Киргизско-Терской бассейна началось с конца раннего ордовика и продолжалось до позднего силура включительно. Первый этап закрытия охватывает ранний ордовик-раннесилурийское время. В результате пододвигания океанической коры палеоокеанической структуры на север началось спаивание Северо-Казахстанского и Киргизского микроконтинентов. Процессы сжатия и шарьирования 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.

Процессы сжатия в Киргизско-Терском бассейне вызвали растяжение и расширение океанического пространства Туркестанского палеоокеана в раннем-среднем ордовике.

### **Позднесилурийско-раннедевонская эпоха**

В начале данной эпохи в пределах Североказахстанско-Киргизского микроконтинента отдельные участки испытали общее дифференцированное воздымание. Наряду с поднятиями развивались также узкие грабенообразные прогибы, где формировались специфические грубообломочные отложения, в составе которых преобладали наземно-вулканогенные образования. Накопление этих образований свидетельствует об тектонической активизации этой территории, приводящей к разрушению и усложнению как древней, так и вновь созданной коры континентального

типа. Активизация тектонической деятельности и формирование континентально-рифтовых структур в пределах Североказахстано-Киргизского микроконтинента, по-видимому, вызвано продолжающимися процессами субдукции океанической коры. Рифтовые впадины выполнены молассоидно-вулканическими образованиями. Вулканиды представлены отложениями базальт-андезит-риолитовой формации (баркольская свита).

По существу территория микроконтинента - это ареал внутриплитного магматизма, который характеризуется тесной генетической связью интрузивной и вулканической форм с образованием серии вулcano-плутонических ассоциаций. Есть все основания считать, что этот ареал-продолжение гигантского Казахстанского пояса девонского вулканизма, но и не исключено влияние погружения океанической коры Туркестанского палеоокеана. Анализ строения и состава раннедевонских магматических комплексов в пределах Североказахстано-Киргизского микроконтинента позволяет сделать вывод о том, что формируются известково-щелочные и субщелочные формации в ассоциации с красноцветными молассоидными образованиями. Для магматических образований характерны проявления базальт-андезит-дацит-риолитовой (баркольская, алмерекская свита) и габбро сиенитовой формации.

В раннедевонское время в пределах Туркестанского палеоокеана продолжают процессы спрединга океанического дна, о чем свидетельствует мощный базальтовый вулканизм (яшская, араванская, баткенская свиты), представленный породами натровых базальтов и тесно сопряженной с ней пикрит-габбро-диабазовой формацией (каиндинский, ташрабатский и др. комплексы). В глубоководной части бассейна накапливаются кремнисто-глинистые и кремнисто-карбонатные осадки. Одновременно со спредингом происходила субдукция океанической коры и глубоководных осадков под окраину Североказахстано-Киргизского микроконтинента. С этой субдукцией связано формирование по всей континентальной окраине комплекса последовательно дифференцированных известково-щелочных вулканидов (баркольская и аральская свиты в Северном Тянь-Шане; катрангинская, калканатинская, бандская и их аналоги в Чаткало-Кураминском регионе).

На юге Туркестанского палеоокеана в пределах шельфа пассивной континентальной окраины Алайско-Таджикского микроконтинента в течение девона накапливаются в основном карбонатные, карбонатно-терригенные толщи. Во второй половине силура и в начале девона в пределах пассивной окраины Алайско-Таджикского микроконтинента проявляются процессы растяжения, о чем свидетельствуют протяженные на многие километры дайки габбро-диабазового состава. Растяжение земной коры привело к формированию крупной Киттармай-Ягнобской рифтогенной структуры, заполненной продуктами щелочно-оливин-базальтовой формации китармайской свиты. Наиболее полно она развита в Зиаэтдинских горах и в Зарафшанском хребте (ягнобская свита). Киттармай-Ягнобская рифтовая структура разделила Алайско-Таджикский микроконтинент на две части: Алайскую и Таджикскую. В дальнейшем на месте рифтовой структуры сформировался Зарафшанский палеоокеан, в пределах которого шло накопление кремнисто-глинистых осадков с линзами базальтов (рабиджанская свита в Зирабулакских горах, южных предгорьях Южного Нуратау, Чупаната; акбасайская свита в бассейне р.Зарафшан).

Таким образом, в поздний силур-раннедевонское время происходит сокращение площади Туркестанского палеоокеана, разделяющего Североказахстано-Киргизский и Алайско-Таджикский микроконтиненты и формируется Киттармай-Ягнобский палеорифт, а затем Зарафшанский палеоокеан.

### **Средне-позднедевонско-раннекарбоновая эпоха**

Геодинамическое развитие Северного и Среднего Тянь-Шаня в эту эпоху всецело определено положением Североказахстано-Киргизского микроконтинента в сопредельных океанических структурах. Северная половина микроконтинента в пределах Муюнкумо-Наратского массива развивалась в режиме вулканно-плутонического пояса. Здесь в условиях формирования грабенов и горстов накапливаются красноцветные молассоиды и соленосные континентальные образования. Они сопровождаются излиянием трахибазальт-трахиандезитовой (аральская свита) и риолит-трахириолитовой (талдысуйская свита) формаций, а также внедрением интрузивных образований лейкогранитовой форма-

ции. Южная половина микроконтинента (Чаткало-Нарынская, Чаткало-Кураминская зоны) развивалась в спокойных плитных условиях. Это, по-видимому, объясняется некоторым спадом активности за счет временного прекращения субдукционных процессов, происходящих на северной окраине Туркестанского палеоокеана. Эта половина континента в среднем- позднем девоне, по-видимому представляла собой приподнятую сушу, где накапливались континентальные грубообломочные красноцветные образования (тюлькубашская свита), синхронные вулканогенным толщам (талдысуйская свита) северных районов микроконтинента. К позднему девону различие в составе отложений Срединного Тянь-Шаня выравнивается и в фаменском веке почти на всей территории накапливаются выдержанные карбонатные и кремнисто-карбонатные отложения, отвечающие пассивной окраине континента.

В центральной части Туркестанского палеоокеана во второй половине девона спрединговой зоны уже не существовало, и здесь скорее всего установились пелагические условия осадконакопления. На южной окраине палеоокеана в пределах передовой части шельфа Алайско-Таджикского микроконтинента продолжают сохраняться условия пассивной окраины, что фиксируется продолжением накопления карбонатных пород вплоть до среднего карбона.

К концу раннего карбона на южной окраине Североказахстано-Киргизского микроконтинента возникают разрозненные вытянутые рифтоподобные впадины, заполненные вулканогено-обломочными образованиями (трахибазальтовая формация) (уинская свита) вызванные субдукцией океанической коры.

В пределах Зарафшанского палеобассейна продолжается накопление глубоководных кремнистых, кремнисто-глинистых осадков до конца раннего карбона (акбасайская, рабиджанская свиты).

Процессы сжатия проявившиеся в Туркестанском палеоокеане в раннем карбоне привели к растяжению коры на юге в пределах Алайско-Таджикского микроконтинента и вызвали формирование Гиссарского рифта, которое началось с образования узких параллельных друг другу континентальных грабен с обнажением, меланократового фундамента (Захча, Кундажуаз, Шатут) и

накоплением грубообломочных отложений совместно с вулканами-оливиновыми базальтами, трахибазальтами, образующими силлы и покровы (зойская свита). Образования зойской свиты слагают основание каменноугольного разреза этого региона. Пояса мафитов и ультрамафитов приурочены к системе параллельных глубинных разломов: Южно-Гиссарского и Южно-Сурхантауского. К этим же поясам приурочены поля распространения базальтов, габбро-диабазов и кислых вулканитов. Раннекаменноугольные базальты Гиссара тесно связаны с параллельными дайками, рассекающими докембрийский метаморфический фундамент. К северу от осевой зоны раннекаменноугольные разрезы сложены преимущественно карбонатными образованиями (рифтовые известняки, мраморы). Океанические образования начинаются ходжирбулакской, каратагской и вахшиварской свитами. Возраст отложений этих свит соответствует верхнему визе и нижнему намюру (нижний карбон), но различаются они по составу слагающих их пород, мощности и районах распространения. По-видимому, они занимают различное положение в палеорельефе океанического бассейна. Образования ходжирбулакской и каратагской свит более глубоководные. Вахшиварская формировалась в прибрежной, шельфовой части бассейна. Латеральная зональность в размещении вулканогенных формаций в рамках раннего карбона выражена наиболее четко. В осевых зонах раскола, где обнажается кора океанического типа, преимущественно развиты нормальные, слабодифференцированные базальты. По мере перехода в смежные зоны (Байсунская на юге и Османталинская на севере), где мощная континентальная кора, базальтовый вулканизм сменяется кислым. Таким образом, анализ распространения осадочных и магматических формаций среднего девон-раннекаменноугольного времени показывает, что процессы деструкции континентальной коры смещаются в пределы Таджикского микроконтинента и приводят к образованию сперва рифтогенной структуры, а затем Гиссарского палеобассейна, расположенного между Таджикским микроконтинентом и Таримским массивом. В то же время на севере продолжается сокращение Туркестанского палеоокеана, за счет пододвигания океанической коры под южный край Североказахстано-Киргизского микроконтинента, что приводит к формированию островной дуги и Кызылкумо-

Кураминского окраинно-континентального вулканического пояса.

### Средне-позднекарбонвая эпоха

Эта эпоха занимает особое место в истории развития Средней Азии, отличаясь наиболее активной плутонической и вулканической деятельностью. Главные события в это время - разнообразные субдукционные и коллизионные процессы, приведшие к закрытию всех палеоокеанических структур.

На территории Североказахстано-Киргизского микроконтинента тектоническая обстановка стабилизируется за исключением ее северной (Муюнкумо-Наратский массив) и южной окраин (Чаткало-Кураминская зона). Постепенно развивается тенденция к прогибанию. Формируются сравнительно обширные депрессии, заполненные осадками мелководно-морского происхождения. Депрессии изолированы друг от друга и представляют собой крупные внутриплатформенные впадины - синеклизы, разделенные массивами выхода на поверхность фундамента платформ. В пределах северной половины микроконтинента в небольших депрессиях продолжается накопление наземных терригенных красноцветных и серо-цветных слабо угленосных обломочных толщ (каракистанская, ортокская свита). Только лишь в некоторых депрессиях накапливаются маломощные морские известняки и мощные соленосные лагунные осадки. Чаткало-Нарынская зона характеризуется широким распространением карбонатно-терригенных, карбонатно-обломочных образований. Южное окончание Североказахстано-Киргизского микроконтинента представляло собой активную окраину Туркестанского палеоокеана. В грабеновых структурах формировались наземные вулканогенные образования базальт-андезит-липаритовой формации.

Главные особенности развития Туркестанского палеоокеана - переход из режима спрединга в режим сжатия и возникновения на его северной окраине зоны поддвига, о чем свидетельствуют синхронное проявление известково-щелочного вулканизма на краю Срединного Тянь-Шаня и формирование олистостромов внутри океанической структуры.

В Туркестанском палеоокеане процессы тектонической активности привели к прекращению излияния подводного базальтового вулканизма и смене карбонатного осадконакопления тер-

ригенным, а к концу среднего карбона к существенному сокращению площади морской седиментации и смещению их в восточные районы. Среди мощных терригенных толщ получают развитие как прибрежно - морские и морские (нижне-моллассовые или шлировые, олистостромовые и карбонатно-вулканогенные), так и континентальные (моллассовые) формации.

Процессы пододвигания пассивной окраины под окраину Северо-Казахстано-Киргизского микроконтинента привели к закрытию океанического бассейна. Но местами еще сохранялась остаточные погобы типа Карачатырского, Южно-Алайского, заполняемые верхнекаменноугольными отложениями морского или частично морского происхождения, образованные терригенными толщами с подчиненными карбонатными породами, принадлежащие нижне моллассовой (шлировой) формации.

На крайнем юге, возникший в раннем карбоне Гиссарский палеобассейн в эту эпоху также полностью закрывается, при столкновении Таримского массива с Таджикским микроконтинентом. Формирование крупного Гиссарского гранитоидного массива также может быть аргументом в качестве доказательства коллизии двух континентальных блоков (Таджикского микроконтинента с Таримским массивом).

Время реального существования Гиссарского палеоокеана оказалось недолгим и уже в среднем карбоне он начинает сокращаться, а в позднем карбоне полностью исчезает. Показательно, что, несмотря на короткий отрезок времени, приходящийся на собственно океаническое развитие в нем образуется полный ряд соответствующих индекс-формаций: в осевых зонах-слабодифференцированные натровые базальты, габбро-диабазы, обладающие толеитовым трендом эволюции составов, сопровождающиеся альпинотипными гипербазитами (кукджарский комплекс).

К северу от Гиссарского плутона размах магматизма несколько сокращается (Киттармай-Ягнобская зона). Севернее этой зоны выделяется новый значительный ареал гранитоидного магматизма (Зарафшанский, Нуратинский хребты, Центральные Кызылкумы), представленный гомодромными диорит-гранодиорит-гранитными ассоциациями. На месте Туркестанской палеоокеанической структуры гранитоидный магматизм проявлен слабо и представлен, в основном плагиогранитоидами (тоналит-

трондьемитовая формация, Бокалинский массив). Таким образом в геодинамике Тянь-Шаня средне-позднекаменноугольная эпоха является определяющей. Именно в это время сформированы главнейшие структурные элементы региона. К концу позднекаменноугольного периода Алайский, Таджикский микроконтиненты нарастали с юга Северо-Казахстано-Киргизский превратив последний в довольно значительный по площади Казахстанский континент.

### Пермская эпоха

В раннепермское время большая часть территории Казахстанского континента представляла собой горное сооружение и служила областью сноса. Остаточный мелководный морской бассейн сохранился на стыке Срединного и Южного Тянь-Шаня. Осадочные морские (флишево-молассовые) толщи развиты в горном обрамлении Ферганской долины. В Северной Фергане (Босбутау, юго-восточный склон Чаткальского хребта) нижнепермские (мамайская свита) отложения представлены прибрежно мелководно-морскими терригенными породами с прослоями известняков. Нижнепермские, морские отложения установлены в Кассанском грабене (жаенсуйская, манакамская свиты), Карачатыре, Каратау, Гузане, кичик Алае, Каракульдже (маматская свита). Остальная территория континента представляла собой сушу, где формировались наземные континентальные образования. На севере континента (Заилийский, Кунгейский, Киргизский, Терской, Сонкульский хребты, Нарынский район) в грабенообразных впадинах накапливались наземные вулканогенно-молассоидные, молассоидно-соленосные толщи. Среди вулканогенных формации небольшое распространение имеют отложения ашукольторской, белеутской и коксайской свит.

В Каржантау-Чаткало-Кураминском регионе и в Гиссарском хребте формировались континентальные вулканогенно-осадочные образования. Общая тенденция к поднятию привела в середине пермского периода к постепенной регрессии моря и накоплению на всей территории континента наземных верхнемолассовых и осадочно-вулканогенных образований (Чаткало-Кураминский регион - равашская и кызылнуринская свита, Кара-

тау-мадыгенская свита, северо-восток Ферганы-карасуйская свита, Гиссарский хребет - ханакинская свита).

Рассматриваемая эпоха геологического развития является «сквозной», «пантяньшаньской» и характеризуется, ареальностью проявления магматических процессов и сложным сочетанием в пространстве продуктов кислых, основных и субщелочных магм, которые составляют вулканоплутонические ассоциации; в целом антидромным строением вертикальных рядов формации. Намечается два крупных этапа пермского магматизма. Ранний этап кислого вулканизма и сопряженного с ним гранитоидного плутонизма, а последующий - этап преимущественно базальтоидного магматизма повышенной щелочности.

Анализ пространственно-временных соотношений, особенностей строения и состава магматических комплексов раннего этапа показывает их связь с дальнейшей эволюцией окраинно-континентальных структур Гиссарского и Туркестанского палеоокеанов. В пределах бывшей северной окраины Алайско-Таджикского микроконтинента образовались: сначала контрастные габбро-гранитовые, диабаз-гранитоидные комплексы (шатрутский, сангардакский, кугитангский), затем-риолиты, трахириолиты сухтинской, барзангинской, лючобской, диамалекской свит и лейкограниты обизарангского комплекса, и, наконец, произошли излияния субщелочных базальтоидов и внедрение габбро-монцонит-сиенитовых интрузий (кайракский, алмалысайский комплексы).

Почти аналогичная последовательность событий наблюдается и вдоль южной окраины Казахстанского континента. В пределах Ферганского, Туркестанского хребта, в Карачатырских горах и особенно в Чаткало-Кураминском регионе происходила бурная наземная вулканическая деятельность, приведшая к образованию полифациальных риолит-трахириолитовых толщ оясайской, келематинской свит. Вслед за этим произошло внедрение монцонит-гранодиорит-лейкогранитовых и гранит лейкогранитовых интрузий кичикалайского, кокшаальского, ачикалминского и по-видимому, арашанского комплекса.

Гранитоидные комплексы этого этапа представлены гомодромными многофазными интрузиями и являясь, обычно, мезоабиссальными и относительно малоглубинными, принадлежат

преимущественно к типу субавтохтонных или аллохтонных относительно водонасыщенных S-гранитов, сформировавшихся в условиях сжатия.

Рассматриваемый (ранний) этап пермского кислого магматизма и образования молласоидных толщ, обычно именуемый позднеорогенным, по сути является заключительной фазой коллизионных процессов, протекавших на обширной территории активных окраин Гиссарского и Туркестанского палеоокеанов. Таким образом, можно считать, что коллизия микроконтинентов начав в среднем карбоне, к рубежу поздний карбон-ранняя пермь достигла своей кульминации и завершилась на ранних стадиях ранне-пермской эпохи. С этого времени Тянь-Шань вступил в субплатформенный режим развития.

Дальнейшая эволюция структур Тянь-Шаня на ранних стадиях нового-внутриплитного этапа развития была обусловлена процессами "эпирогенного" рифтогенеза, с которыми связаны излияния базальтоидов повышенной реже нормальной щелочности и внедрение их плутонических комагматов.

В Северном Тянь-Шане вулканогенные образования ранних стадий данного этапа представлены породами ашукольторской, келемчинской, белетукской свит. В различных частях Срединного Тянь-Шаня в эту группу включаются породы шурабсайской, коксайской, каргалыкской и арчалинской свит, а в Южном Тянь-Шане кайракский трахибазальтовый и казнокский фанолит-трахитовый комплексы.

Плутонические формаций представлены мезо и гипабиссальными образованиями габбро-монцонит-сиенитового ряда, такими как инрузивные тела бобоиобского алмалисайского, восточно-тамдытауского, саутбайского, комплексов. В Северном Тянь-Шане и в западной части Нарынского хребта им соответствуют субщелочные габброиды, монцониты и сиениты кокмойнакского и шаматорского комплексов. Кроме того, по возрасту, структурному положению и условиям образования в Северном Тянь-Шане к ним близки монцонитоиды и щелочные сиениты оротокойского и курганского комплексов, а в Южном Тянь-Шане щелочные габброиды, нефелиновые сиениты, зардалекского, суртекинского комплексов, а также ассоциация сиенитов, щелочных сиенитов и щелочных гранитов алайского комплекса.

Последующие стадии пермского этапа внутриплитного развития фиксируются образованием трубок взрыва, штокообразных тел и дайковых роев условно пермо-триасового возраста, породы которых составляют комплекс "базальтоидных даек регионально-го распространения" в Чаткало-Кураминском регионе, южно-тяньшаньский комплекс щелочных габброидов, щелочных базальтоидов и лампрофиров, распространенных в Букантау, Северном Нуратау, в Гиссарском и Алайском хребтах, а также чагатайский карбонатитовый комплекс в Южном Нуратау.

Возраст всех этих комплексов лишь условно определяются как пермо-триасовый или позднепалеозойско-раннемезозойский. Вероятнее всего, эти образования являются полихронными. Часть из них являются позднепермскими (трахибазальты из чиназской скважины, ряд базальтоидных даек Чаткало-Кураминских гор, большинство тел, образующих кокджарский комплекс), а другая, по-видимому, связана с более поздними стадиями внутриплитного магматизма.

В свете вышеизложенного, резюмируя, можно констатировать, что пермский период занимает особое место в истории геологического развития Тянь-Шаня. Именно в это время различные регионы Тянь-Шаня, несмотря на индивидуальные особенности их строения и различную предисторию развития, начинают реагировать на эндогенные процессы как единое целое. Разумеется, подобная "гомогенизация" не была «одномоментным» явлением и заняла значительный отрезок времени (по-видимому, от гжельского века позднекаменноугольной эпохи до ассельского века раннепермской эпохи включительно).

Субдукционный и коллизионный этапы развития и связанные с ними магматические процессы были полностью завершены уже к середине раннепермской эпохи и территория Тянь-Шаня начала развиваться в субплатформенных условиях. Индикатором этого являются продукты магматической деятельности имевшей очагово-ареальный характер. При этом сам магматизм отчетливо разделяется на два крупных этапа. Первый из них является завершающей фазой коллизионных процессов. Магматизм ранних стадий второго этапа знаменует собой начало нового - внутриплитного этапа развития Тянь-Шаня.

Таким образом, история геологического развития Тянь-Шаня в докембрии и палеозое отличается рядом особенностей.

Главной особенностью Тянь-Шаньских линейно-вытянутых покровно-складчатых сооружений является однотипность их развития, полностью отвечающая циклу Вилсона. Первая стадия - рифтогенез континентальной коры и образование внутриконтинентальных грабен, заполняющихся вулканогенно-молаассоидными образованиями; вторая стадия - раскрытие океанического бассейна и обнажение меланократового фундамента; третья стадия - формирование офиолитового комплекса, сложенного кремнистыми, кремнисто-глинистыми, глинистыми породами, яшмами, дайковым комплексом и толеитовыми базальтами; четвертая стадия - начало сближения континентальных блоков, тектоническая дифференциация, выразившаяся формированием островодужных сооружений, сложенных андезито-базальтами, андезитами, базальт-липаритами.

Пятая стадия - континентальная коллизия с образованием орогенных моласс, гранитоидных плутонов и формированием шовных (офиолитовых) сутур по границе континентальных блоков.

Различаются между собой Тянь-Шаньские блоки по возрасту офиолитовых комплексов, выполняющих узкие сутуры и постепенно омолаживающиеся с севера на юг. Основным мотивом истории развития Тянь-Шаня является последовательно смещающийся на юг и омолаживающийся рифтогенез континентальной коры и формирование океанических бассейнов. Смещение рифтогенеза и последующего формирования океанических бассейнов имела одну главную особенность, а именно - она постоянно была направлена от активной окраины микроконтинентов к пассивной. Если активная континентальная окраина наращивалась за счет скупивания, субдукции океанической коры и приращения очередного микроконтинента, то пассивная окраина подвергалась процессам разрушения, дробления, благодаря заложению новой более молодой рифтовой зоны. Таким образом, происходила постепенная деструкция южного «гондванского» континента, отделение, и обособление отдельных микроконтинентов, их дрейф в северном направлении, приращение и наращивание Североказахстанского микроконтинента. Причем, открытие каждого юж-

ного бассейна, происходило одновременно с закрытием соседнего северного. Закрытие океанического бассейна сопровождалось коллизией микроконтинентов, покровно-складчатыми деформациями осадочных образований, накоплением моласс и формированием гранитоидных плутонов. Эта тенденция развития не только не прекратилась к концу палеозоя, а продолжалась в мезозойское и кайнозойское время при формировании океанических бассейнов Тетиса.

## **ТУРАНСКАЯ ЭПИПАЛЕОЗОЙСКАЯ ПЛИТА**

### **Общая характеристика**

Средняя Азия в мезозое и кайнозое развивалась под влиянием океана Тетис. К началу мезозоя завершилось становление континентальной коры. Мезозойские бассейны покрыли гетерогенные по возрасту и составу верхнепалеозойские отложения.

К середине триаса сформировалась единая денудационная поверхность – постгерцинский пенеплен. В Северном Тянь-Шане – позднегерцинские впадины, выполнены отложениями карбона и перми. Южнее их сменили осадочные и вулканогенно-осадочные покровы областей обширных позднепалеозойских опусканий Амударьинской и Мургабской депрессий, Северных Каракумов и Устюрта. Эпигерцинский пенеплен завершил длительную историю формирования палеозойских складчатых систем Тянь-Шаня и сопредельных территорий. Последующие деформации пенеплена в мезозое и палеогене развивались по иному сценарию и привели к возникновению Туранской плиты.

Туранская плита граничит на северо-западе с Восточно-Европейской платформой, на севере с герцинидами Южного Урала, на востоке с каледонидами Казахского нагорья, а на юго-востоке с Тянь-Шанем. Плита с юга ограничена альпийским складчатым сооружением Копетдага, а на западе скрывается под водами Каспия и далее соединяется со Скифской плитой.

Туранская плита подразделяется широтной системой разломов – Бухарской ступенью (Мангышлакско-Гиссарским разломом) на две части: северо-восточную с каледонским фундаментом, относящуюся к Урало-Монгольскому и относительно приподнятую и юго-западную с герцинским фундаментом, отно-

сительно опущенную, принадлежащую Альпийско-Средиземноморскому поясу. В пределах поднятий фундамент залегает на глубинах 0,5-3 км, а во впадинах 6-14 км.

К югу от Бухарской ступени герцинский фундамент вскрыт скважинами на Карабогазском и Центрально-Каракумском сводах. Около Красноводска обнажаются гранито-гнейсы и разнообразные вулканы. Туранская плита поперечными разломами разделена на следующие блоки – Устюртский, Каракумский, Амударьинский и Афгано-Таджикский с характерными типами разрывов мезо-кайнозоя.

Промежуточный комплекс Туранской плиты состоит из комплекса сероцветных и красноцветных отложений с разнообразными по составу эффузивами пермского и триасового возрастов, распространен в западных и южных районах и выполняющий грабенообразные впадины.

Они с резким несогласием залегают на подстилающих толщах среднего-верхнего карбона. Они широко развиты в южной половине плиты, к югу от Бухарской ступени, также и в районе Устюрта и Западного Приаралья.

Платформенный чехол. Юрские отложения имеют широкое распространение на территории Средней Азии, где они представлены тремя основными типами разрывов – Устюртский, Амударьинский и Тяньшаньский.

Устюртский тип разреза характеризует верхнетриасовые и юрские отложения Устюртского массива. Они сложены преимущественно мелкозернистым терригенно-глинистым составом пород. В нижней половине разреза преобладают сероцветные терригенные накопления (верхний триас-бат), в верхнем широкое развитие получают пестроцветные толщи.

Амударьинский тип разреза охватывает обширные области Каракумо-Таджикского массива. Границами этого бассейна являлись поднятия Кызылкумов, Зарафшанских и Алайских гор на севере. С юга бассейн был ограничен Северным Памиром, а на юго-западе он сопрягался с бассейном Копетдага и Большого Балхана. В состав этого бассейна входят обнажения юго-западных отрогов Гиссарского хребта, Бешкентского прогиба, Бухарской и Чарджоуская ступени. Главной особенностью строения этого типа разреза является трехчленное строение - преимуще-

щественно сероцветные терригенные образования верхнего триаса-нижнего келловей, карбонатные отложения нижнего келловей-нижнего кимериджа и сульфатно-полигалогенные накопления верхнего оксфорда-титона. В целом они образуют единый комплекс осадочных образований, где нижняя и верхняя границы сопровождаются региональными стратиграфическими перерывами.

В пределах Афгано-Таджикской впадины триасовые и юрские отложения залегают в основании осадочного чехла. Повсеместно они подстилаются сложно дислоцированными образованиями фундамента.

Верхнетриасовые и юрские отложения имеют широкое распространение на территории, где они слагают единый в историко-геологическом плане комплекс осадочных формаций. Главной особенностью строения разреза является обособление трех основных стратиграфических комплексов, преимущественно терригенного сероцветного угленосного (верхний триас-нижний келловей), карбонатного (средний келловей-оксфорд) и сульфатно-галогенного (верхний оксфорд-титон). Их накопление происходило в условиях нараставших морских трансгрессий.

Юрские отложения юго-западных отрогов Гиссарского хребта, благодаря их насыщенности палеонтологическими остатками и прекрасной обнаженности, являются эталонными в стратиграфии юга Средней Азии. Разработанная на их примере региональная схема положена в основу стратиграфии отложений Афгано-Таджикской и Амударьинской впадин и используется при геологическом картировании, поисковых и разведочных работах на многие виды полезных ископаемых.

В стратотипическом разрезе Кугутанг в составе нижне-среднеюрского комплекса терригенных отложений выделяются санджарская (верхний триас-нижняя юра), гурудская (аален-нижний байос), дегибатамская (верхний байос), тангидувальская (нижний-средний бат) и байсунская (верхний бат-нижний келловей) свиты. Перекрывающие их верхнеюрские кугитангская карбонатная и гаурдакская сульфатно-полигалогенная серии включают ряд местных подразделений – зармасскую, захарлинскую, гуджумскую, курекскую, туполангскую и другие свиты, развитые в юго-западных отрогах Гиссарского хребта.

Таким образом, верхнетриасовые и юрские отложения Амударьинского типа разрезов характеризуют строение обширной территории юга Средней Азии, в состав которой входят Афгано-Таджикская депрессия, юго-западные отроги Гиссарского хребта и Амударьинская впадина. Последняя на территории Узбекистана включает Бешкентский прогиб, Чарджоускую и Бухарскую тектонические ступени. Главной особенностью строения разрезов этих мест является трансгрессивное залегание выделенных стратиграфических подразделений, выраженное общим уменьшением их мощности с юга на север на фоне последовательного выклинивания стратиграфических секций по мере приближения к древним поднятиям Гиссарского хребта, Зирабулак-Зиаэтдинским горам и Кызылкумам.

Тяньшаньский тип разреза объединяет отложения верхнего триаса-юры, развитых на территории Кызылкумов, речных долин, межгорных впадин, Ферганской впадины и др. Главной особенностью осадков является континентальный генезис слагающих пород. Неустойчивость режима аккумуляции и последующие размывы обусловили разобщенность седиментационных районов, что выразилось в чрезвычайно сложное строение разрезов.

Главной особенностью строения разрезов меловых отложений Средней Азии является трансгрессивный характер их залегания выраженный во времени расширением аккумулятивных пространств за счет поглощения и сокращения площади древних поднятий. На ранних стадиях развития обособилась область обширных опусканий, охвативших огромные территории юга и запада Средней Азии от Афгано-Таджикской впадины на востоке до депрессии Устюрта на западе. Внешняя граница материковых покровов устанавливается по выклиниваю отложений неокома в полосе южных склонов Южного Тянь-Шаня. Процесс дальнейшего вовлечения Туранской плиты в общее погружение сопровождался все расширяющимися трансгрессиями апта, альба, сеномана, турона и маастриха. Морские отложения постепенно отесняли на северо-восток вглубь Тянь-Шаня накопления континентальных, часто красноцветных образований.

Устюртский тип разреза меловых отложений, развитых на территории Устюртского массива по внутреннему строению и

стратиграфической последовательности и полноте очень близки к разрезам Амударьинского типа, распространенные в пределах Каракумо-Таджикского массива, но отличаются только лишь более тонкозернистым составом отложений, менее выраженной ритмичностью, меньшей насыщенностью карбонатными породами в апте-сеномане, и, наконец, широким развитием мергельно-карбонатных накоплений турона-маастрихта. Отличия Устюртского и Амударьинского типов разрезов, вероятно, объясняются тем, что Амударьинский тип разреза формировался под влиянием океана Тетис, а Устюртский тип разреза накапливался в условиях платформенного режима.

Меловые отложения амударьинского типа непрерывной полосой обнажаются в юго-западных отрогах Гиссарского хребта и на его южных склонах, в Афгано-Таджикской депрессии (Баба-таг). Отложения повсеместно развиты на равнинных пространствах, где они вскрыты многочисленной сетью буровых скважин. Главнейшими особенностями разрезов этого типа является большая мощность и стратиграфическая полнота отложений, четкое обособление ритмических серий, преобладание морских фаций, насыщенность разрезов горизонтами с морской фауной.

Тяньшаньский тип разреза является связующим звеном между областями погружений юга и запада Средней Азии и расположенными севернее системами Сырдарьинской и Ферганской впадин. Поэтому меловые отложения в Кызылкумах, Нуратинских и Зирабулакских поднятиях, в системе Зарафшанского, Туркестанского и Алайского хребтов отличаются резкой фациальной изменчивостью.

На ранних стадиях развития в неокоме обособилась область обширных опусканий, охвативших огромные территории юга и запада Средней Азии от Афгано-Таджикской впадины на востоке до депрессии Устюрта на западе. Внешняя граница материковых покровов устанавливается по выклиниванию отложений неокома в полосе южных склонов Южного Тянь-Шаня и Кызылкумов. Процесс дальнейшего вовлечения Туранской плиты в общее погружение сопровождался все расширявшимися трансгрессиями апта, альба, сеномана, турона, достигшими максимума в маастрихтский век. Морские отложения постепенно оттесняли на северо-восток вглубь Тянь-Шаня накопления континентальных, часто

красноцветных формаций. Различные сочетания континентальных, и морских формаций на фоне общего расширения фронта морских трансгрессий вызывает определенные трудности при районировании территории и типизации разрезов. Несомненно, главнейшими регионами являлись территории обширнейших устойчивых прогибаний Туранской плиты и примыкающие к ним области Тянь-Шаня и Кызылкумов, что нашло отражение в стратиграфической полноте разрезов, слагающих их формаций.

Палеогеновый период был временем максимального развития морских трансгрессий. Акватории морских бассейнов полностью накрывали территорию Средней Азии и отдельными морскими заливами проникали в Северный Тянь-Шань в Чу-Сарысуйскую и Иссык-Кульскую впадины. Главной особенностью строения отложений является выдержанность стратифицированных горизонтов, наибольшая мощность разрезов, преобладание в их составе глинистых и карбонатных накоплений при полном отсутствии грубообломочных образований, господство морских и лагунных условий осадконакоплений. Отличительной особенностью строения разрезов является также выдержанность литологического состава выделяемых стратиграфических подразделений (свит, горизонтов) и их насыщенность органическими остатками. В числе последних особое значение имеют представители фораминифер и коколитофорид, позволивших уверенно коррелировать разрезы с международной стратиграфической шкалой.

По условиям осадконакопления территория Средней Азии в целом может быть разделена на три региона. Западная часть Средней Азии (Каракумы, Устюрт, Приаралье) характеризуется разрезами Устюртского типа, представленных относительно глубоководными отложениями, возраст которых надежно датируется планктонными микрофоссилиями. Разрезы запада Средней Азии являются эталонными при разработке региональной стратиграфической схемы региона.

Восточнее в Кызылкумах и Бухаро-Хивинской области и Таджикской депрессии все большее значение начинают приобретать накопление мелководных фаций. Наконец, на крайнем востоке в Приташкентском районе, и Ферганской впадине широким распространением пользуются отложения лагунных фаций с характерными для них эндемичными формами.

До недавнего времени основной трудностью разработки единой региональной стратиграфической схемы Средней Азии являлось различие в строении разрезов западных и восточных регионов, отличающихся как составом отложений, так и содержащимися в них органических остатков. Однако, благодаря обнаружению на разных уровнях представителей наннопланктона в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, Афгано-Таджикской и Ферганской впадинах появилась возможность более уверенной корреляции разрезов запада и востока Средней Азии.

Отложения палеогена имеют широкое распространение на юго-востоке Средней Азии, где они обнажаются на юго-западных отрогах Гиссарского хребта и Афгано-Таджикской впадине, а также вскрыты многими скважинами. Ранее они расчленялись согласно схеме, разработанной для Ферганской впадины. Позднее благодаря специализированным исследованиям эта схема была детализирована. В настоящее время эта схема является эталонной для Востока Средней Азии.

Палеогеновые отложения отличаются большой мощностью, четкой стратификацией подразделений и характеризуются широким представительством комплексов органических остатков — фораминифер, коколидофорид, остракод, двустворчатых моллюсков и микроспор.

Отложения неогена широко распространены и характеризуются отличительными чертами в пределах трех регионов — Устюртский массив, Каракумо-Таджикский массив и предгорные и межгорные впадины Тянь-Шаня. В районе Бухаро-Каршинской депрессии и Южном Приаралье они формируют покров, состоящий из песчано-алеврито-глинистых образований морского, лагунного и континентального генезиса. А в пределах Устюрта их сменяют морские и лагунные осадки.

Отложения неогена имеют широкое распространение на территории плиты, где они слагают самостоятельный структурный этаж. На востоке в Ферганской, Приташкентской, Кашкардарьинской и Сурхандарьинской впадинах они представлены исключительно континентальными, часто грубообломочными отложениями большой мощности. Западнее в Бухаро-Каршинской области, Центральных Кызылкумах и Южном Приаралье они образуют материковый покров. В составе отложений преобладают

песчано-алеврито-глинистые накопления морских, лагунных и континентальных фаций. На крайнем западе в пределах Устюрта их сменяют морские и лагунные образования миоцена с широко развитыми среди них карбонатами и сульфатами. Резкая фациальная изменчивость и перерывы внутри разрезов формаций, отсутствие представительных комплексов фаун и флор создают большие трудности в расчленении и корреляции разрезов.

В соответствии со сложившимися представлениями выделяется три основных региона, характеризующихся особыми чертами их развития и стратиграфии. В их числе Устюрт, междуречье Амударьи и Сырдарьи (Юго-Восточное Приаралье, Кызылкумы и Бухаро-Каршинская область), предгорные и межгорные впадины Тянь-Шаня (Приташкентский район, юго-западные отроги Гиссарского хребта, Ферганская, Сурхандарьинская и другие впадины).

Отложения неогена получили широкое распространение на рассматриваемой территории обнажаются вдоль бортов местных впадин и вскрыты многочисленными скважинами. Главной особенностью их строения является преобладание песчано-алеврито-глинистых, умеренной мощности, слагающих четыре стратиграфических комплекса (серии). Их выделение палеонтологическими определениями макро- и микрофауны обосновывается особенностями литолого-фациального состава и окраски отложений и, особенно, развитием региональных несогласий.

Отложения четвертичной системы завершают разрез покровных образований платформенных и орогенических структур Средней Азии.

Разнообразие ландшафтов предопределило сложное строение разрезов. Они слагаются терригенными, часто грубообломочными отложениями коллювиальных, делювиальных, пролювиальных и аллювиальных фаций, формировавшихся в условиях контрастного рельефа. Схема стратиграфии четвертичных отложений базируется преимущественно на историко-геологических принципах расчленения и корреляции разрезов. В качестве таксонов стратиграфической шкалы приняты осадочные комплексы, соответствующие основным стадиям развития ландшафтов.

Осадочные комплексы коррелируются с синхронными им накоплениями равнинных пространств.

В связи с ростом поднятий и расширением их площади, каждый более молодой комплекс оказывается вложенным в нижележащий и залегает гипсометрически ниже последнего, в результате отмечается обратная стратиграфическая последовательность в залегании отложений. При этом фрагменты разрезов древних образований и сопряженные с ними террасы занимают более высокое гипсометрическое положение по отношению к более молодым и отделены от них геоморфологическими уступами. Таким образом, во впадинах Тянь-Шаня выделены нанайская, сохская, ташкентская, голодностепская и сырдарьинская комплексы. Причем в бассейнах Зарафшана и Кашкадарьи и в районах Приаралья выделяются им соответствующие комплексы, но под другими местными названиями.

Эоплейстоцен (нанайский комплекс) в составе четвертичных отложений Тянь-Шаня выделяется условно и представлен долинным аллювием во впадинах, террасовым комплексом по их бортам, а также лессовым покровом. В составе отложений – различные сортированные, окварцованные песчаники, охристо-желтые алевролиты и глины общей мощностью до 150-200 м.

Нижний плейстоцен (сохский комплекс) представлен в аллювиальных и пролювиальных фациях. В составе отложений преобладают песчаники, алевролиты и глины со следами огипсования. Конгломераты развиты преимущественно в зонах поднятий. Широким распространением пользуются лессы и лессоводные суглинки. Мощность 100-250 м.

Средний плейстоцен (ташкентский комплекс) отличается более грубым, патгумным составом обломочного материала и широким развитием селевых осадков. В составе обломочных пород преобладает галька палеозоя. Мощность – 100-200 м.

Верхний плейстоцен (голодностепский комплекс) представлен грубообломочными накоплениями морен и озерных глин. Осадочное выполнение долин в основном представлено аллювием. Мощность – 20-60 м.

Голоцен (сырдарьинский комплекс) включает осадки, слагающих пойму, первую и вторую надпойменные террасы большинства рек Тянь-Шаня. В головных частях долин преобладают русловые галечники с подчиненными им песками, супесями и суглинками. В средних и нижних частях наряду развиты старич-

ные и озерные алевролиты и глины. Общая мощность голоценовых осадков не превышает первых десятков метров.

Таким образом, в пределах Туранской плиты можно выделить три основных типа разреза платформенного чехла. 1-ый тип — наиболее мощный, представленный морскими и лагунными отложениями, начиная с лейаса и кончая миоценом, развит в юго-западной части плиты во внешней зоне Альпийско-Средиземноморского пояса. 2-ой тип разреза приурочен к Урало-Тяньшаньской зоне. Континентальные отложения нижней-средней юры выполняют отдельные впадины и грабены, а сплошной чехол умеренной мощности начинается лишь с верхней юры. 3-ий тип разреза приурочен к северо-восточной части плиты с каледонским фундаментом, где чехол начинается по существу, лишь с отложений верхнего мела. В целом с запада на восток происходит смена морских отложений континентальными.

---

## Глава IX. ЭВОЛЮЦИЯ И ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СРЕДНЕЙ АЗИИ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

К началу мезозоя в ходе финального магматизма и общей коллизии герцинских структур завершилось становление консолидированной континентальной коры. В ее составе нашли свое отражение сложные процессы развития разновозрастных Киргизско-Терской, Туркестанской, Зарафшанской, Гиссарской и Северо-Памирской океанических бассейнов. С их закрытием многие связывают гетерогенность и разновозрастность консолидированной коры Средней Азии.

При тектоническом районировании Средней Азии в мезозое и кайнозое выделяют две основные категории структур – Туранская платформа и постплатформенный ороген Тянь-Шаня. В их строении принимают участие два главных структурных этажа, соответствующих главным эпохам тектонического развития:

**Мезозойско-палеогеновый структурный этаж** характеризовался ступенчатой ритмической сменой орогенных континентальных структур юры и раннего мела равнинобразовательными (платформенными) в позднем мелу и палеогене, образующих в целом самостоятельную тектоническую эпоху.

**Позднекайнозойский структурный этаж** знаменовал новую эпоху орогенеза, развивающегося резко несогласно по отношению к мезозойско-палеогеновому структурному плану. Латеральный ряд структур представлен эпиплатформенным орогеном Тянь-Шаня на востоке и Туранской неоплатформой на западе.

В мезозое и палеогене Туранская платформа по мере своего развития поглощала структуры дейтероогена Тянь-Шаня и к концу палеогена занимала всю территорию Средней Азии. В позднем кайнозое, орогенические структуры занимали все большую площадь, поглощая пограничные участки Туранской платформы. Поэтому граница между платформой и орогеном не оставалась постоянной. В мезозое-палеогене она смещалась к востоку, а в позднем кайнозое к западу.

## **Мезозойско-палеогеновая тектоническая эпоха и формирование Туранской платформы и дейтероорогена Тянь-Шаня**

Эпоха знаменовала принципиальную перестройку предшествовавшего ей структурного плана герцинского основания. Вовлечение в орогенез самых разных по предистории регионов завершилось в палеогене оформлением материковых покровов Туранской плиты и сопряженных с нею сводовых поднятий Тянь-Шаня. Неоднократная смена горообразовательных и равнинообразовательных режимов выражено обособлением в разрезе платформенного этажа трех структурных ярусов-комплексов формаций среднего триаса-юры, мела и палеогена.

### **Триас-юрская эпоха**

Рассматриваемая эпоха объединяет терригенные гумидные формации триаса-средней юры и карбонатные, эвапоритовые и терригенные красноцветные аридные формации конца средней и поздней юры. Закономерности развития структуры на ранних стадиях выражено системой линейных грабенообразных впадин как в Тянь-Шане, так и на Туранской плите. С средней юры начинают оформляться структуры Туранской плиты – Афгано-Таджикская, Амударьинская и Устюртская синеклизы. На завершающих стадиях в поздней юре наиболее полные разрезы получают развитие в Амударьинском и Афгано-Таджикском бассейнах.

Поздний триас-юрский этап развития Тянь-Шаня характеризовался процессом денудации. В триасе-ранней юре произошло заложение впадин в районе Сулюкты, Мадыгена, Шураба, Ангрена.

Во второй половине средней юры, по мере снижения контрастности структур, все большую роль получили накопления озерной формации. В пределах Южно-Тяньшаньского свода, отдельные депрессии выводились в периферию пояса (адырная зона Ферганы, Кызыл-кия, Абшир, Ташкумыр).

Келловейские отложения сосредотачиваются в мульдообразных понижениях периферии Ферганской котловины и Восточно-Приаральской впадины. Среди них ведущее значение приоб-

рели зелено-песроцветные озерные формации: пестрые молассы играли подчиненную роль.

К юго-западу от Тянь-Шаньского сводового поднятия располагается область обширнейших опусканий Туранской равнины-плато Устюрт, Каракумы, Мургабская и Амударьинская впадины. Для мезозоя и палеогена она включала юго-западные отроги Гиссарского хребта и Афгано-Таджикскую впадину.

Отложения верхнего триаса-нижней юры, являются базальными и повсеместно подстилаются корами выветривания. Их накопления, знаменовали зарождение выступов складчатого основания с внутренними эрозионно-тектоническими понижениями-грабенообразных впадин и относительно плоских, унаследованно развивавшихся с позднего палеозоя депрессий типа синеклиз.

В пределах Устюртского-Каракумского блока уже в ранней юре наметилось обособление унаследованных Саамской, Барсакельмесской и Южно-Мангышлакско-Ассакеауданской впадин. В составе отложений преобладают алевролитовые и песчаные породы, объединяемые в молассовую и центрально-озерную формации. Общая мощность до нескольких сотен метров. Положительными структурами являлись Актумсукское поднятие и Центрально-Устюртский линейный свод. Центральное положение занимало крупное поднятие, включающее Карабогазгольский и Центрально-Каракумский изометричные своды. Строение юрских разрезов меняется. Основу составляют перерывные формации с бокситами и сопряженные с ними угленосные песчано-глинистые массы небольшой мощности (до 100 м). Аналогичное строение обнаруживают юго-западные отроги Гиссарского хребта.

Аален-раннебайосское время является важнейшим, оно выразилось в четком геоморфологическом оформлении области обширнейших опусканий юга и запада Средней Азии. К концу раннего байоса, большая часть территории оказалась полностью открытой. Устойчивое поднятие сохранилось лишь только в пределах Карабогазгольского свода. Разрезы толщи имеют четкое двухчленное строение. В основании, обычно, залегает пачка базальных конгломератов, гравелитов и песчаников мощностью до 50-100 м. Выше отмечается ритмическое чередование русловых песчаников с пойменными алевропелитами, глинами и углями.

В пределах Амударьинско-Таджикского блока четко наметилась область Хива-Мургабского, Амударьинско-Бешкентского и Южно-Таджикского опусканий.

Поздний байос ознаменовался первой крупной морской трансгрессией, охватившей огромные пространства к югу от Центрально-Устюртского линейного свода и Южного Тянь-Шаня. Отложения представлены чередующимися пачками карбонатных и некарбонатных песчаников, алевролитов глин (аргиллитов) с прослоями и линзами известняков и углей.

Бата-ранний келловей является важнейшим этапом в триасюрской тектонической истории развития. С этого времени, все более контрастно проявляются различия в эволюции структур, лежащих к западу и востоку от Урало-Кайенского линейамента. В западном блоке отложения этого возраста с размывом и несогласием (Туаркыр, Горный Мангышлак и др.) залегают на подстилающих своим базальным горизонтом (русловыми, подводно-дельтовыми или волноприбойными накоплениями).

К востоку от Урало-Кайенского разлома отложения позднего бата-раннего келловей имеют иное строение. Среди них преобладают морская удаленная пелитовая формация (до 250 м), по периферии замещающая сложным комплексом прибрежных формаций-шлировой и вклинивающейся в нее карбонатной ракушняково-оолитовой.

В среднем келловее-оксфорде западный блок испытывал слабое дифференцированное погружение с накоплением в пределах центральных частей унаследованных впадин удаленной пелитовой формации. Масштабы погружения не превышали 250-300 м. Восточный блок, наоборот, все более втягивался в прогибание. Общая зональность выражалась обособлением по периферическому кольцу сплошного комплекса прибрежных формаций - шлировой, оолито-ракушняковой карбонатной, рифогенной, лагунной сульфато-доломитовой. Общая мощность разрезов достигала 500-700 м.

Отложения кимериджа-раннего титона формировались в условиях резкой аридизации климата. В это время, большая часть аккумулятивных пространств на западе Средней Азии была выведена из седиментации. Наоборот, южные регионы продолжали испытывать интенсивнейшее погружение (до 1200 м), сопровож-

давшееся образованием сложного комплекса солероднобассейновых эвапоритовых формаций.

Имея неоднородное внутреннее строение, Устюртский блок представлял собой макроструктуру, в развитии которой отмечаются многие общие особенности. Прежде всего, замедление темпов аккумуляции во времени, вовлечение в сферу поднятия положительных структур, состав формаций, региональные перемены между юрой и мелом и т.д. Важно отметить, что если в ранней и средней юре различия между Устюртским и Амударьинским блоками были весьма сглажены и устанавливались только по отдельным деталям, то в поздней юре они стали особенно контрастными по составу формаций-преимущественно терригенно-глинистым на западе и карбонатно-галогенным на юге в Амударьинском блоке. Граница между ними устанавливается в полосе от Султансанджара и Тахта на севере до Центрально-Каракумского свода на юге. И если раньше эти два блока соединялись посредством Заунгузского (Тахтинского) прогиба, то, начиная с позднего келловоя, их разделяла структурная перемычка.

В поздней юре опускание охватило огромную территорию юга Средней Азии. Намечается два крупных региона погружения. Первый – охватывает обширные пространства юго-восточных Каракумов к востоку от Зеагли-Дарбазинского поднятия. Его северная граница простиралась вплоть до Бухарской тектонической ступени и непосредственно подступала к поднятиям Кульджуктау и Зирабулак-Зияэтдинских гор. Система Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта отделяла его от второго погружения, ограниченного на севере южными склонами Гиссара, на востоке – Дарвазом, и на юге – Северо-Афганскими структурами.

Позднеюрский оксфорд-титон-время устойчивого тектонического режима. Нарушение связи с морями Тетиса сопровождалась развитием сближенных межформационных перерывов и размывов, появлением следов динозавров на поверхности верхнеоксфорд-нижнекимеридских слоев. В среднем кимеридже-титоне карбонатная седиментация сменилась эвапоритовой. Верхнеюрский бассейн, прежде всего его центральная часть, была глубоководной, то к концу юры его поверхность слилась с поверхностью суши, превратив его в такырную равнину – сухое рапное озеро.

## Меловая эпоха

Меловая эпоха представляет собой вполне самостоятельную в историко-геологическом и тектоническом смысле эпоху. Рубеж юры и мела повсеместно на территории Средней Азии характеризовался перерывом в осадконакоплении. В Фергане, Туркестано-Алае, Кызылкумах, Мангышлаке и других районах он и сопровождался стратиграфическим и даже угловыми несогласием. Вдоль него получают развитие коры выветривания. Широкое проявление предмелового перерыва при отсутствии синхронных ему накоплений грубообломочных масс может указывать лишь только на предельное выравнивание рельефа.

Ранний мел является горообразовательным. С ранне-среднеюрским горообразовательным этапом его сближает положение пояса опусканий на юге и западе Средней Азии.

Поздний мел, особенно его заключительная часть является равнинно образовательным и обнаруживает общие черты зональности с позднеюрским планом. Последнее выражается заметным отставанием в погружении Устюрского блока и усиленным прогибанием Амударьинской и Афгано-Таджикской впадин. В пределах Тянь-Шаня седиментация охватывала большие пространства, поглощая периферические части сводов.

Перестройка структурного плана Тянь-Шаньского поднятия в раннем мелу проявилась особенно ярко в восточной его части при сближении с Северо-Памирскими структурами. Восточный сектор Южного Тянь-Шаня представлял собой линейно-глыбовое поднятие, круто обрывавшееся к Ферганской, Афгано-Таджикской и Заалайской впадинам. Именно в этих участках превышения рельефа оказывались максимальными, что сопровождалось формированием северной и южной полос подгорных моласс.

Таким образом, главной особенностью развития Тянь-Шаня в меловом периоде являлось расширение площади аккумулятивных пространств Сырдарьинской, Ферганской и Заалайской впадин, развивавшихся на фоне сокращения площади сводовых поднятий. К концу мела их размеры резко сократились и они представляли собой островные поднятия. Почти полностью были перекрыты Центральные Кызылкумы.

Иное строение характеризовало области обширных опусканий на юге и западе Средней Азии, образовавших единый осадочный покров Туранской платформы.

Первые признаки опускания наметились уже в барриасе-валанджине, когда в пределы выровненных равнин Устюрта, Каракумов, Мургабской и Афгано-Таджикской впадин и юго-западных отрогов Гиссарского хребта на востоке до Каракумов и Устюрта на западе. Далее, они сливаются с аналогичными накоплениями Южной Эмбы и Прикаспия.

На большей части территории Устюрта, отложения представлены карбонатами и сероцветными глинами с прослоями песчаников и алевролитов. На крайнем северо-западе появляются прослои мергелей и известняков. В формационном отношении их следует относить к морской мелководной карбонатной и пелитовой формациям (Центральные части впадин) и формациям прибрежным-лагунным и шпировым в сводах унаследованных поднятий, а также вдоль восточной границы.

Меловое развитие завершает сенонский формационный ряд. В Устюртско-Каракумском блоке он представлен удаленной карбонатно-мергельной формацией, ассоциирующей на западе с формацией писчего мела. Прибрежные оолито-карбонатные формации получают распространение на юге области в Карабогазголе и Центральных Кызылкумах. Мургабского-Таджикская впадина продолжала заполняться удалёнными формациями. По периферии они сменялись прибрежным комплексом (прибрежные карбонатные, лагунные гипсово-доломитовые и сопряженные с ними формации).

На нижнемеловом этапе Северо-Устюртская впадина включала Самский и Кокбулакский прогибы, отделенные от Барсакельмесских погружений Актумсукским выступом. Мощность отложений меняется от 900 до 1300 м. В позднем мелу конфигурация структур сохраняется, но несколько уменьшается степень контрастности структур. Максимальные мощности до 600-700 м.

Амударьинско-Таджикская область опусканий характеризовалась интенсивным погружением (более 2000 м) основными структурами являлись собственно Мургабская и Афгано-Таджикская впадины.

Для неокома характерна направленная эволюция климата. Климатическая зональность подчёркивается сочетанием двух типов ландшафтов. Первый характеризуют накопления красноцветной молассы, второй – бассейновые (озёрные, лагунные, мелководно-морские).

Начиная с позднего этапа все большие территории стали вовлекаться в сферу морской седиментации. Постепенно увлажнение климата способствовало разработке речных систем, обеспечивших заполнение впадин преимущественно терригенными запасами. Неслучайно в этот период получают развитие каолиновые коры выветривания и карстовые бокситы.

Двухкратное повторение в разрезах мощных глинистых толщ глубоководного бассейна позднего апта-раннего альба и среднего сеномана – среднего турона (чаршангинская, гоздаганинская и другие свиты) совпадает с эвстатическими трансгрессиями.

Начиная с позднего турона происходит снижение общих объёмов терригенных масс, поставляемых с континента. В результате происходит сокращение ореалов терригенной седиментации и её смена процессами карбонатакопления. В позднем туроне карбонатакопление охватило западную часть региона (Усюрт, Каракумы), где разрезы представлены относительно глубоководными мергельно-известняковыми фациями. Восточнее их сменяли более мелководные структурные детритусовые известняки, переслойные глинами. Пульсирующие трансгрессии сенона обусловили продвижение зон карбонатакопления вглубь континента в коньяке, раннем сантоне, ренне кампане и позднем маастрихте. Неустойчивыми оставались и климатические условия. Стадии увлажнения приходились на ранний сантон и кампан, аридизации – на поздний сантон. В результате в периферических частях бассейна отмечается сложное чередование нормально соленых рудистовых известняков с пестроцветными глинистыми пачками.

В позднем туроне, коньяке и сантоне огромная территория от Аральского моря и Кызылкумов до Чаткало-Кураминских гор представляла собой плоскую аккумулятивную равнину с развитыми на ней аллювиально-равнинными, дельтовыми и прибрежными волноприбойными ландшафтами.

Начиная с позднего мела, по мере перекрытия внутренних поднятий Кызылкумов, основные источники сноса смещались в области Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня, где в настоящее время обнаружены многочисленные фрагменты врезаемых в цокольные формации эрозионных речных долин, открывавшихся в морские бассейны Чу-Сарысуйской, Сырдарьинской и Приташкентской впадин.

На рубеже мела и палеогена на большей части Средней Азии фиксируется перерыв. Последующие трансгрессии эоцена полностью перекрыли пространства Средней Азии, захоронив тем самым реликты сохранившихся поднятий. Этим был завершён длительный этап формирования мезозойского рельефа. И, если на территории Средней Азии поверхности оказались захороненными, то в Центральном Казахстане они вошли в состав современного рельефа.

### Палеогеновая эпоха

Палеогеновая эпоха являлась равнинно образовательной и завершила формирование осадочного покрова Туранской платформы. Главной особенностью строения палеогенового структурного яруса является выдержанность стратифицированных горизонтов, небольшая мощность разрезов, преобладание в их составе глинистых и карбонатных накоплений при полном отсутствии грубообломочных, господство морских и лагунных условий осадконакопления.

На востоке, в Приташкентском районе, по периферии Нура-тинских и Зирабулак-Зиаэтдинских поднятий, в Ферганской и Афгано-Таджикской впадинах получили развитие различные мелководные, прибрежные и лагунные накопления с кварцевыми песками, доломитами и сульфатами. Наоборот, на крайнем западе, в разрезах палеоэоцена-эоцена преобладают более глубоководные мергельно-карбонатные формации.

Восточные регионы, включавшие Ферганскую и Афгано-Таджикскую впадины, характеризовались большей тектонической активностью, что нашло своё отражение в составе формаций, проявлении внутренних перерывов и размывов, преобладании мелководных и лагунных условий. От более западных районов они отделены субмеридианальной зоной структур перифе-

рии Чаткало-Кураминского выступа, периклинальных частей Зарафшанского и Туркестанского линейных сводовых поднятий и юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Эта субмеридианальная зона глубокого заложения отделяла бассейны с разным типом седиментации, подчёркивая особенности перестройки структурного плана региона. Вдоль неё устанавливаются внутрiformационные перерывы, сокращается мощность разрезов.

Основными структурами, сформировавшимися в конце эоцена, являлись Афгано-Таджикская (до 1000-1200 м), Алайская (до 1000 м) и Ферганская (до 600-700 м) впадины, разделённые линейным сводовым Алай-Туркестан-Зарафшанским поднятием. Чаткало-Кураминский свод выступал в качестве области сноса только в своей северо-восточной части.

Сырдарьинская впадина (до 300-400 м) на юго-западе через Каракатинскую, Ергашкудукскую и другие мелкие впадины (до 200 м) смыкалась с системой Центрально-Кызылкумских поднятий (до 100 м). Западнее их сменяли Таджикизганская (до 300 м) и Восточно-Аральская (до 500 м) впадины и Предкопетдагский прогиб (до 1000 м). Севернее его сменяли погребённые Центрально-Каракумское (до 200 м) и Карабогазгольское (до 200 м) сводовые поднятия, разделённые субмеридиальными впадинами (до 300 м).

Устюртский регион включал Южно-Мангышлак-Аскакеуданскую систему впадин (до 300-350 м), отделённых от погружений Устюрта Центрально-Устюртским поднятием, включающим горный Мангышлак (до 100-200 м). Погружения северного Устюрта представлены Барсакельмесской (до 450 м) и Самской (до 500 м) впадинами и Актумсукским (до 100 м) поднятием.

Начиная со среднего эоцена, на востоке по периферии структур Альпийско-Средиземноморского пояса стали появляться элементы тектонической перестройки регионального структурного плана. С этим временем совпадают проявления щелочного базальтоидного магматизма к востоку от Таласо-Ферганского сдвига (Иссыккуль, Тоюн).

Раннепалеоценовая стадия развития бассейнов представлена двумя типами ландшафтов — мелководным мергельно-карбонатным и лугунным доломито-сульфатным. Западные тер-

ритории (Устюрт, Каракумы) характеризовались развитием мелководных морских ландшафтов с нормальной солёностью вод. В составе отложений преобладают тонкодетритусовые известняки, мергели. В участках местных поднятий (Мангышлак и др.) их сменяют волноприбойные кварцевые пески. Наиболее глубокая часть бассейна располагалась в пределах Копетдага.

Восточнее морской бассейн был ограничен системой поднятий Аральского выступа и Кызылкумов, а также субмеридиональной цепью островов, протягивающихся от Султануиздага до Кушки. Сопряжённые с ними прибрежные песчано-глинистые накопления отделяли морской бассейн от связанных с ним лагунных периферических областей проникновения морских вод. Область их распространения включала Приташкентский район, Амударьинскую, Заалайскую и Ферганскую впадины.

Минимальный твёрдый сток с континента в условиях аридно-го климата определял механизм седиментационных процессов — биогенных на западе и хемогенных на востоке.

В позднем палеоцене-ипре, в связи с дальнейшим развитием трансгрессии и повышением уровня морских акваторий, режим бассейна становится нормально солёным, а лагунные фации смещаются в самые удалённые его зоны (Фергана).

Особенности седиментации складывались из ограниченного твёрдого континентального стока, углубления дна бассейна и не достаточной степени компенсации осадками тектонического погружения дна бассейна. Этим предопределялась зональность ландшафтов. Их зональность представлена красноцветными пестроцветными аллювиально-веерными ландшафтами в Северном Тянь-Шане. Их сменяли мелководно-морские и прибрежные обстановки накопления песчано-алеврито-глинистых отложений. В зависимости от гидродинамики и связи с акваторией обособлялись сульфатно-глинистые или кварц-песчаные фации.

На большей части территории крупных впадин (Сырдарьинская, Амударьинская, Афгано-Таджикская) осадконакопление происходило в условиях относительно мелководного, часто стагнирующего бассейна. Отлагавшиеся здесь глины обогащены сапропелевой органикой; известны горючие сланцы. В составе фауны преобладает планктон.

## Позднекайнозойская тектоническая эпоха и формирование Туранской платформы и постплатформенного орогена Тянь-Шаня

Неоген-четвертичное время занимает особое место в геологической истории Средней Азии, когда в ходе её развития на месте палеогеновой платформы на востоке была сформирована горная страна – постплатформенный ороген Тянь-Шаня. Суммарная амплитуда вертикальных движений, как об этом можно судить на примере Ферганской, Афгано-Таджикской и других впадин и разделяющих их Туркестанского, Алайского и Зарафшанского хребтов, составило не менее 10-12 км. Одновременно в пределах Туранской равнины (плиты) им соответствуют меньшие по масштабам вертикальные перемещения. С ними связано окончательное оформление структуры платформенного этажа.

Вопрос о разграничении платформенной и орогенной тектонических эпох вызывает принципиальные споры среди исследователей. Вероятно его правильное решение в признании, что перерождение платформенных структур в орогенические совершалось неоднократно и оказалось растянутым во времени и было обусловлено нарастанием орогенических тенденций в развитии территории в позднем кайнозое.

Эпоха постплатформенного оргенеза складывается из закономерно сменявших друг друга стадий развития, отделённых поверхностями стратиграфических перерывов, нередко сопровождаемых складчатостью. Формирование современной структуры Туранской платформы и постплатформенного орогена Тянь-Шаня складывается из двух главных этапов рельефообразования.

### Неогеновая эпоха

Отложения неогена имеют широкое распространение в Средней Азии, где они вместе с олигоценом слагают самостоятельный структурный этаж. На востоке, в Ферганской, Приташкентской, Кашкадарьинской и Сурхандарьинской впадинах они представлены исключительно континентальными, часто грубообломочными отложениями большой мощности. Западнее, в Бухаро-Каршинской области, Центральных Кызылкумах и Южном Приаралье они образуют материковый покров песчано-глинистых накоплений морских, лагунных и континентальных фаций. На

крайнем западе (Устюрт, Каракумы) их сменяют морские и лагунные образования с широко развитыми среди них карбонатами и сульфатами. Отложения олигоцена-нижнего миоцена характеризуют первую стадию неотектонического этапа развития Средней Азии, где они представлены трансгрессивно-регрессивной серией. В пределах Устюрта её строение отражается в условиях морского бассейна, относительно глубоководного в раннем олигоцене и мелководного в позднем олигоцене раннем миоцене. Восточнее, вплоть до Приташкентского района и Кашкадарьинской впадины, их сменяли ландшафты мелкого моря с расположенными внутри островами. Чаткало-Кураминское, Туркестанское и Зарафшано-Гиссарское поднятия обрамлялись полосой слившихся конусов подгорно-верного фациального пояса. Во внутренних впадинах Тянь-Шаня седиментация была ограничена их пределами. Центральная часть впадин была представлена озёрами, обрамлявшимися веерами конусов выноса.

Олигоцен-ранний миоцен являлся первой стадией развития постплатформенного орогена Тянь-Шаня. На территории Устюрта она завершилась складчатостью и глубокой эрозией свода структур осадочного чехла платформы. В юго-восточном Приаралье, Кызылкумах и Бухаро-Хивинской области были обозначены структуры новейшего этапа – островные и линейные поднятия Букантау, Тамдытау, Кульджуктау, Янгиказгана и др., разделённые мелкими впадинами. На востоке в Тянь-Шане обособились внутренние впадины. Глинистый состав отложений красноцветных аналогов майлисайской и шурысайской свит во внутренних впадинах Чаткало-Кураминского, Туркестанского, Алайского и Зарафшанского хребтов указывает, что в олигоцен-раннем миоцене поднятия ещё не получили геоморфологического выражения орогенных структур.

Средний-поздний миоцен соответствует второй стадии развития рельефа. На Устюрте ей соответствует трансгрессивная серия морских карбонатно-глинистых, часто с сульфатами отложений среднего сармата. Восточнее их сменяли красноцветные пресноводно-бассейновые и подножно-равнинные континентальные ландшафты. В центральных частях внутренних впадин Тянь-Шаня им соответствуют соленосные и гипсоносные озерные фации.

В среднем-позднем миоцене получили развитие типично платформенные структуры Устюрта, Бухаро-Хивинской области, Кызылкумов и Сырдарьинской впадины, выполненные мало-мощными покровами карбонатных и глинисто-карбонатных морских фаций, сменяющихся к востоку плоскими депрессиями, заполненными красноцветной, существенно глинистой формацией внутренних континентальных бассейнов. Вблизи Тянь-Шаня они сопрягались с системой присклоновых депрессий Приташкентского района и Кашкадарьинской впадины. Восточнее их сменяли внутренние Пенджикентская, Матчайская, Самаркандская, Чаткальская, Ангренская и др. впадины. Ферганская и Афгано-Таджикская впадины развивались автономно.

Плиоцен – важнейший рубеж неотектонического развития Средней Азии. В этот период произошло общее поднятие Устюртского блока. Одновременно на востоке в Тянь-Шане возникла система высокогорных поднятий не только поставляющих во внутренние впадины огромные массы грубообломочного материала, но и, что наиболее важно, обеспечивших вынос терригенных наносов на равнины Кызылкумов и Приаралья.

Орогенез этой фазы диастрофизма обусловил последовательное вовлечение и поднятие бортовых зон Ферганской и Афгано-Таджикской впадин, выведение из покровной седиментации ряда внутренних впадин в Чаткало-Кураминском регионе, Зарафшанском, Туркестанском и Алайском хребтах. Именно с этого бактрийского времени современная структура постплатформенного орогена Тянь-Шаня получает своё чёткое геоморфологическое оформление.

В результате стрессовых напряжений массагетские миоценовые красноцветные и буро-пестроцветные формации, вместе с подстилающим их палеогеном и мезозоем, испытали интенсивную складчатость. Особенно сильно она проявилась в полосе адырных и заадырных складок. Складчатость сопровождалась надвигообразованием. Известно много случаев надвигания палеозойских массивов на борта молассовых впадин (Наукат, Нарын, Ангрен, Чаткал и др.).

В этот период были сформированы основные черты рельефа горных сооружений Тянь-Шаня. К этому периоду завершилось формирование складчатой структуры платформенного этажа, ко-

гда чётко обособились Янгиказганское, Газлинское, Каганское и Мубарекское поднятия, Тузкойский, Рометанский и Ямбапшинский прогибы на Бухарской тектонической ступени.

Рассматриваемые отложения Туранской равнины слагают единую аккумулятивную поверхность и образуют второй, после Устюртского плато, ярус рельефа. Изменение мощности отложений, появление пролювиальных фаций вблизи внутренних поднятий Кызылкумов и Бухаро-Хивинской области свидетельствуют о низкой дифференциации рельефа.

В Тянь-Шане отложения этого типа занимают определённое структурное положение. В высокоподнятых и зажатых окружающими их хребтами впадинах они залегают несогласно на красноцветных и образуют сохранившиеся от последующей эрозии фрагменты эрозионно-аккумулятивной поверхности. Только в центральных частях Ферганской, Приташкентской и Кашкадарьинской впадин отмечается согласное залегание пород.

На рубеже раннего и позднего плиоцена на равнинных пространствах Средней Азии стали закладываться основные элементы современного рельефа. Его возникновение было обусловлено общим поднятием и последующим эрозионным расчленением аккумулятивной поверхности материковых покровов дегизкульской свиты и её аналогов.

В ходе расчленения дегизкульской (заунгузской) поверхности была образована сложная система эрозионных и эрозионно-тектонических понижений – линейных щелевидных различных котловин и проток. Их осадочное выполнение представлено заирской, садыварской и ташакырской свитами и их стратиграфическими аналогами. Строение разрезов свидетельствует о развитии акчагыльской и аншеронской трансгрессий Каспия, проникавших с юго-запада вдоль эрозионно-тектонических понижений. В Приаралье и Кызылкумах происходит смена озёрно-бассейновых накоплений отложениями наземных дельт и равнинного аллювия. Восточнее они переходят в системы конусов выноса. Пролувиальные шлейфы окружали островные поднятия Кызылкумов и отрогов Тянь-Шаня. Таким образом, к концу эоплейстоцена завершилось формирование сравнительно маломощного, слабо деформированного покрова Туранских равнин.

### Антропогенная эпоха

С четвертичного времени Средняя Азия вступила в завершающий этап своего развития. Главной его особенностью является вовлечение в поднятие не только Тянь-Шаня, но и равнинных территорий. Именно с этого периода начинается формирование принципиально новых геоморфологических форм рельефа. Важнейшим признаком этого периода являются особенности залегания четвертичных отложений. Каждая более молодая серия обычно вложена в эрозионные понижения и залегает гипсометрически ниже вмещающих более древних серий. Нормальная стратификация отмечается только по оси прогибавшихся впадин. Пределы колебаний абсолютных высот разновозрастных террасовых комплексов в Тянь-Шане (сохский от 700-900 м. до 1500-2000 м., ташкентский – не выше 500-700 м. и голодностепский – ниже 400 м.) указывают на размах вертикальных движений и темпы роста гор.

Строение рельефа равнинных пространств Кызылкумов, Приаралья и Бухаро-Каршинской области подчинено тем же закономерностям. Разница выделяемых здесь террасовых поверхностей на превышает первой сотни метров. Их образование связано с деятельностью постоянных и временных пролювиальных потоков, а также стадийностью формирования дефляционных котловин.

Четвертичные отложения отражают особенности строения огромного бассейна транзитных рек Амударьи и Сырдарьи вместе с Аральским морем. Составляющие их ландшафты представлены латеральным рядом типовых разрезов межгорных и предгорных впадин Тянь-Шаня, мелкосолончаков и равнин Кызылкумов, долин Амударьи и Сырдарьи и Аральского моря.

Эоплейстоцен завершает позднеакчагыл-апшеронскую стадию развития ландшафтов. Повсеместно им соответствуют пролювиальные и аллювиальные отложения исписарской свиты и её аналогов, а также древние каменные лессы и карбонатные коры выветривания низких междуречных водоразделов. В Кызылкумах и Приаралье апшерон представлен трансгрессивно-регрессивным циклом озерно-бассейновых, аллювиально-веерных и пролювиальных фаций.

Нижний плейстоцен отделён от подстилающих перерывом. Главной особенностью условий осадконакопления являлось региональное увлажнение климата, увеличение степени водообильности ландшафтов и резкая активизация тектонических движений с оформлением в Тянь-Шане контрастного рельефа. Отложения представлены накоплениями конусов выноса пролювия и аллювия аллювиальных и аллювиально-озерных равнин, дельт и конечного бассейна стока. Они входят в состав двух главных бассейнов речного стока Амударья и Сырдарья. В разделяющем их между речья Кызылкумов существовали местные водотоки.

Средний плейстоцен в целом унаследовал черты зональности раннеплейстоценовых ландшафтов. В этот период сохранилось положение основных транзитных рек Амударья и Сырдарья; Зарафшан достиг западных окончаний Кульджуктау. В Кызылкумах продолжалось формирование пролювиальных шельфов и озерных котловин. Устанавливаются фрагменты погребённых речных долин. В Приаралье завершилось накопление озёрных отложений.

В конце среднего плейстоцена климат становится более засушливым, с чем связана повышенная карбонатизация в кровле серии. В Каракумах на этом уровне установлены горизонты золых песков, перекрытых осадками хвалынской трансгрессии.

Верхний плейстоцен совпадает с коренной перестройкой гидрографической сети, когда Амударья повернула в сторону Аральского моря. Это сопровождалось резкой активизацией поднятия. В результате сократилась площадь аккумуляции, произошло смещение конусов выноса вглубь впадин при одновременной глубинной эрозии по долинам рек. В составе долинного аллювия широкое развитие получило накопление болотных (торфяники) и озёрных фаций, каштановых почв.

С увлажнением климата и поворотом Амударья связано формирование дельтового комплекса в юго-западном Приаралье и общий подъём уровня акватории Аральского и Сарыкамышского бассейнов до 75 м.

Конец плейстоцена, как и в предыдущие циклы, совпал с аридизацией и иссушением климата, что сопровождалось крупной регрессией Арала, карбонатизацией почвенных горизонтов. В

них обнаружен полигорскит. К этому уровню приурочены горизонты золотых песков.

Голоцен, по мнению многих исследователей, характеризовался аридизацией климата и опустыниванием равнинных пространств Каракумов и Кызылкумов. Интересна в связи с этим судьба Аральского моря, уровень которого за этот период неоднократно менялся вплоть до полного иссушения акватории. Не исключено, что современное катастрофическое падение уровня моря обусловлено не только нерациональной деятельностью человека, а является природным явлением. Общая картина геодинамической зональности Средней Азии в мезозое и кайнозое отражает глобальные процессы схождения литосферных плит Гондваны и Евразии, сопровождаемого в ареалах их сопряжения образованием сложных ансамблей микроплит и блоков литосферы и коры. Положение Туранской платформы в составе Азиатской литосферной плиты между Альпийско-Средиземноморским складчатым поясом, орогенными поднятиями Центральной Азии и Русской платформы определяло особенности её развития. В мезозое и палеогене она входила в состав структур континентальной Азии и развивалась преимущественно в режиме автономной внутриплитной геодинамики вертикальных движений, нарушаемых пароксизмами сжатия и сдвига вдоль разломных границ. Её связи с южными регионами подчеркиваются трансгрессиями океана Тетис. В позднем кайнозое в связи с общей коллизией континентальных окраин океана всё большее развитие получали резонансные структуры сжатия и сдвига. Именно эти различия мезозоя-палеогена и позднего кайнозоя являются важнейшими при изучении геодинамики и эволюции Туранской платформы и постплатформенного орогена Тянь-Шаня.

## АЛЬПИЙСКО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ПОЯС

Альпийско-Средиземноморский складчатый пояс, протягивается в широтном направлении более чем на 8000 км, начиная от Гибралтара на западе и кончая Индонезией на востоке. Ширина в среднем не превышает 800 км в западной части, где располагается между двумя древними платформами – Восточно-Европейской на севере и Африкано-Аравийской на юге.

Альпийско-Средиземноморский складчатый пояс разделяется на две полосы: северную и южную. Северная состоит из сравнительно неширокой полосы герцинид, перекрытых чехлом мезозойских и кайнозойских отложений и превратившихся в эпипалеозойские плиты. Это – Мезийская, Скифская и ее восточное продолжение – южная половина Туранской плиты. Северо-восточная часть Туранской плиты относится к Урало-Монгольскому поясу. В строении Альпийско-Средиземноморского пояса наблюдается характерная для него извилистость основных структур, нередко образующих петли, которые огибают континентальные блоки эпипалеозойского, либо эпибайкальского возраста, либо глубоководные впадины, часто с океаническим типом строения земной коры. Заложение Альпийско-Средиземноморского пояса произошло в рифее. Наиболее отчетливо в пределах пояса выражена герцинская эпоха, которая завершилась складчатостью, метаморфизмом, гранитоидным магматизмом и накоплением моласс. В мезозое и кайнозое в их пределах формировался платформенный чехол, и эти районы превратились в молодые «плиты».

Южная полоса с запада на восток состоит из следующих структурных единиц:

1. Складчатого сооружения Восточных Карпат.
2. Поднятие Горного Крыма, большая южная часть которого погружена в Черное море.
3. Складчатые сооружения Большого и Малого Кавказа, разделенные Закавказской межгорной зоной.
4. Антиклинории Большого Балхана и Копетдага.
5. Еще восточнее альпийские складчатые сооружения прослеживаются в Северном Иране и Афганистане (Банди-Туркестан, Паропамиз, Гиндукуш).
6. Памир.

В составе пояса описаны Памирская складчатая область, Копетдагская складчатая область.

---

## Глава X. ПАМИРСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

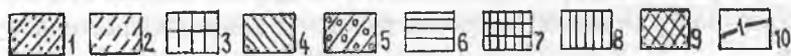
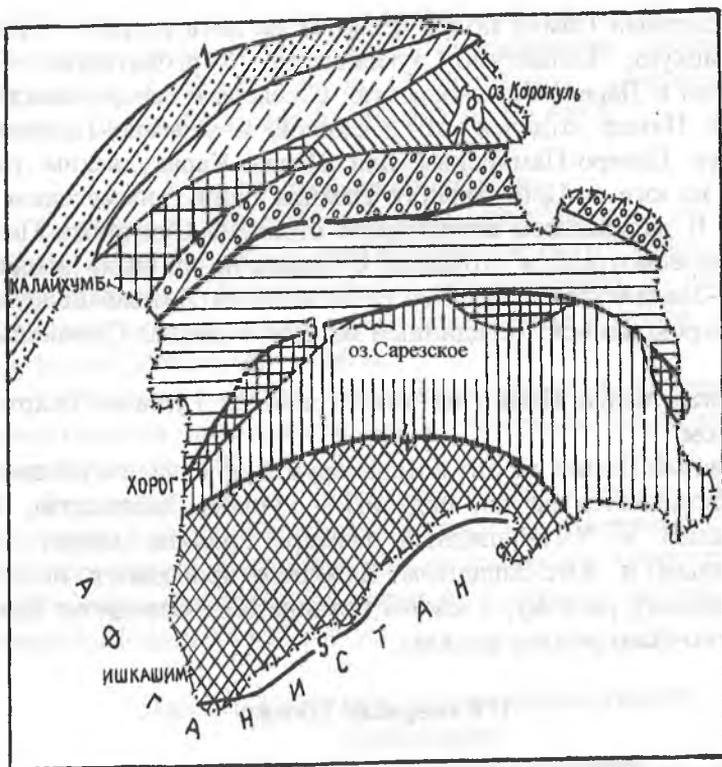
Памир входит в состав Альпийско-Средиземноморского пояса и представляет собой горное сооружение в составе Высокой Азии. По строению рельефа Памир подразделяется на Западный и Восточный. Западный Памир – это район высокогорных хребтов с абсолютными высотными отметками далеко за 7000 м, дугообразно изогнутых к северу. Восточный Памир представляет собой высоко поднятое нагорье на 5500-6500 м.

Геологические исследования на Памире были начаты еще в конце XIX века Д.Л.Ивановым, И.В.Мушкетовым, К.И.Богдановичем и продолжены в начале XX века Д.В.Наливкиным, В.А.Николаевым, А.П.Марковским, И.Б.Губиным, П.П.Чуенко, а в дальнейшем в послевоенное время Б.П.Бархатовым, В.И.Будановым, Г.В.Винниченко, Н.Г.Власовым, В.И.Дроновым, С.С.Карапетовым, М.М.Кухтиковым, Р.Б.Баратовым и многими другими.

Сооружение Памира состоит из ряда дугообразных, выпуклых к северу тектонических зон, обладающих сложной складчато-покровной структурой. Они объединяются в две системы. В северной из них – структура была сформирована в результате герцинских и древнекиммерийских, а в южной – позднекиммерийских и альпийских тектонических деформаций.

Первая система тектонического деления Памира была разработана Б.П.Бархатовым еще в 60-х годах прошлого столетия. Были выделены четыре тектонические зоны – Северный, Центральный, Юго-Восточный и Юго-Западный Памир. Эта схема тектонического расчленения сохранилась до наших дней. Хотя в последние годы в эту схему были внесены уточнения и дополнения. Но, тем не менее, в целом, эта схема сохранила свой первоначальный облик.

В настоящее время Памир расчленяется на три крупные зоны – Северный Памир (герциниды), Центральный и Южный (альпиды), которые, в свою очередь, подразделяются на ряд подзон (рис.5).



**Рис.5. Схема тектонического районирования Памира.**  
**Северный Памир.**

Подзоны: 1 – Дарваз-Заалайская; 2 – Калайхумб-Сауксайская;  
 3 – Курговатская; 4 – Каракульская; 5 – Дарваз-Сарыкольская.  
 Центральный Памир: 6 – Рушанская; 7 – Пшартская. Южный Па-  
 мир: 8 – Юго-Восточный Памир; 9 – Юго-Западный Памир;  
 10 – глубинные разломы (цифры на схеме): 1 – Северо-  
 Памирский; 2 – Ванч-Акбайтальский (Ванч-Танымасский);  
 3 – Рушано-Пшартский; 4 – Гунт-Аличурский; 5 – Южно-  
 Памирский.

Северный Памир подразделяется на пять подзон – Дарваз-Заалайскую, Калайхумб-Сауксайскую, Курговатскую, Каракульскую и Дарваз-Сарыкольскую. С севера и северо-запада Северный Памир отделен от Алайской и Афгано-Таджикской структур Северо-Памирским или Дарваз-Каракульским разломом, а на юге от Центрального Памира Ванч-Танымасским надвигом. В дальнейшем структурное строение Северного Памира было пересмотрено и уточнено. С севера на юг были выделены Дарваз-Заалайская зона, далее располагается Джавай-Белеулинский микроконтинент (срединный массив) и Дарваз-Сарыкольская зона.

Центральный Памир на юге ограничен Рушано-Пшартским разломом.

Южный Памир входит в Каракорумскую складчатую систему и подразделяется на три подзоны – Рушано-Пшартскую, Юго-Восточный и Юго-Западный Памир. Граница между Юго-Восточным и Юго-Западным Памиром проводится по Гунт-Аличурскому разлому, а южная граница Юго-Западного Памира по Южно-Памирскому разлому.

## 1. Северный Памир

Северный Памир подразделяется на Дарваз-Заалайскую зону, Джавай-Белеулинский микроконтинент и Дарваз-Сарыкольскую зону.

### Дарваз-Заалайская зона

#### Каменноугольная система

Калайхумбская свита состоит в нижней части типичными океаническими вулканогенными образованиями: натровыми щелочно-земельными меланократовыми базальтами и андезитобазальтами с прослоями и линзами глинистых, глинисто-кремнистых, известняково-глинистых образований. Возраст нижний карбон (турне-визе). Выше залегают отложения серпуховского яруса (аспандоуская, ушхарвская, джикская и возгинская свиты), состоящие из фациально-изменчивых, пестрых по составу комплексов терригенных пород с большим содержанием вулканогенных образований и глыбами и включениями олистостром. Мощность около 4000 м.

Калайкухинская свита залегает несогласно на нижерасположенных свитах. Состав свиты конгломераты, песчаники, известняки. Остатки фауны определяют средне-позднекаменноугольный возраст. Мощность около 400 м.

### **Пермская система**

Отложения пермской системы представлены пшхарвской свитой, залегающей на калайкухинской свите. Свита, сложена песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, содержащими линзы известняков и туфов кварцевых порфиров. Мощность – 7000 м.

Отложения верхних горизонтов перми и нижнего триаса представлены красноцветными и пестроцветными молассами, мощностью до 2000 м.

Венчается разрез терригенно-вулканогенными континентальными и лагунно-континентальными отложениями среднего и верхнего триаса, состоящие из конгломератов, туфопесчаников с горизонтами базальтов, андезитов и их туфов, углистых сланцев с флорой. Мощность до 2500 м.

### **Джаван-Белеулинский микроконтинент**

#### **Докембрий**

#### **Нижнедокембрийский комплекс**

Наиболее древние образования микроконтинента представлены боршитской серией, характеризующейся в своем составе гнейсами и кристаллическими сланцами, реже мраморами раннепротерозойского возраста. Мощность отложения серии свыше 6500 м.

Метаморфическая толща локально перекрывается слабо метаморфизованной терригенной формацией – висхарвской свитой – венд-ордовикского возраста. Состоит она из кварцевых и аркозовых метапесчаников с прослоями слюдястых сланцев, мраморизованных известняков. Общая мощность около 2500 м. В низах свиты установлены споры венда-кембрия, а в верхах – остатки позднеордовикских-нижнесилурийских ругоз.

Силур-девонские отложения представлены преимущественно известняками и доломитами с прослоями глинистых сланцев и

песчаников. Мощность до 1500 м. Образования венда-девона рассматриваются как платформенный чехол микроконтинента.

Структурные зоны Центрального и Южного Памира повторяют своим выпуклым к северу пологим изгибом дугообразную форму системы Северного Памира.

## **2. Центральный Памир**

Центральный Памир в виде узкой (30-50 км), широтно простирающейся полосы протягивается через весь Памир от р.Пянджа на западе до Сарыкольского хребта на востоке, больше чем на 350 км. Отмечается сложностью строения и присутствием осадочных и вулканогенно-осадочных образований докембрия и фанерозоя. На юге Центральный Памир отделяется узкой, очень сложнопостроенной Рушано-Пшартской зоной от Юго-Восточного Памира.

### **Докембрий**

#### **Нижнедокембрийский комплекс**

Музкольская серия сложена гнейсами, гранито-гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и метавулканитами кислого состава, доломитами и мраморами. Мощность – 5000-6000 м.

Шипадская серия. Разрез серии насыщен телами гранитов и гранитогнейсов, гнейсов с прослоями мраморов и кварцитов. Мощность – 1000-1500 м.

#### **Верхнедокембрийский комплекс**

Ванч-язгулемская серия состоит из кварц-сланцев, кварцитов, кальцитовых и доломитовых мраморов, метавулканитов основного состава и мелкогалечных конгломератов. Мощность порядка 4000 м.

### **Палеозой, мезозой, кайнозой**

На докембрийском фундаменте залегает мощная толща палеозойско-раннемезозойского комплекса отложений, сложенный терригенными, терригенно-вулканогенными, терригенно-карбонатными образованиями, мощностью от 6800-8000 м, по возрасту охватывающий период от кембрия до юры включительно.

Среднемезозойско-раннекайнозойский комплекс отложений, сложен терригенными и осадочно-вулканогенными образованиями мел-среднепалеогенового возраста, общей мощностью свыше 3000 м.

Завершается разрез Центрального Памира кайнозойскими отложениями, образованными терригенными и терригенно-вулканогенными осадками, мощностью 1000-1200 м позднепалеоген-неогенового возраста. Вулканиды относятся к трахибазальтовой и трахилипаритовой формации.

### 3. Южный Памир

Рушано-Пшартская зона с севера ограничена Рушано-Пшартским разломом, а с юга Штамским, Северо-Мургабским и Дункельдинским разломами.

Рушано-Пшартская зона является пограничной между Центральным и Юго-Восточным Памиром. Зона имеет сложное покровно-чешуйчатое строение.

#### Каменноугольно-пермская система

Обнаженный разрез зоны начинается с каменноугольных отложений, который вместе с нижней пермью образует терригенный, терригенно-карбонатный состав образований. Верхнепермско-триасовые отложения представлены карбонатно-кремнисто-вулканогенными породами, среди которых выделяются радиоляриты, а также натровые субщелочные базальты, андезитобазальты. Мощность – 1500 м.

Юра представлена кремнисто-граувакковой формацией, содержащей онколиты известняков с фауной силура, девона, нижней и верхней перми.

На юру уже с повсеместным несогласием ложится пестроцветный обломочный мел.

Весь этот разрез трактуется как разрез рифтогенного бассейна, разделивший в позднем палеозое-раннем мезозое блоки Центрального и Юго-Восточного Памира. Реликты офиолитового ложа в виде небольших чешуй или протрузий серпентинизированных ультрабазитов и гиабазальтов распространены на юге зоны.

#### **4. Юго-Восточный Памир**

Юго-Восточный Памир в целом имеет субширотное простирание, с севера отделяется от Рушано-Пшартской зоны Северо-Мургабским, Штамским и Дункельдыкским разломами, а с юга от Юго-Западного Памира – Гунт-Аличурским разломом.

##### **Нижнедокембрийский комплекс**

Ромаифская свита сложена гнейсами, кварцитами, амфиболитами и метабазами. Мощность – 1500 м.

##### **Верхнедокембрийский комплекс**

Северо-Аличурская серия состоит из хлорит-серицитовых сланцев, кварцитовидных песчаников с прослоями метаморфизованных известняков и метадиабазов. Мощность – 1000 м.

##### **Верхний карбот-нижняя пермь**

Базардаринская серия сложена конгломератами, песчаниками, доломитами, известняками с прослоями метавулканитов андезито-дацитового состава. Мощность – 4000-5000 м.

##### **Верхняя пермь-триас**

Шиндыйская свита – песчаники, алевролиты, прослой базальтов, андезито-базальтов. Мощность – 150 м.

Тахтабулакская свита, в составе свиты преобладают базальты, андезито-базальты. Мощность – 100 м.

Чатырташская свита – песчаники, алевролиты, сланцы с прослоями вулканогенных пород основного состава. Возраст свиты – триасовый. Мощность – 150 м.

##### **Юрская система**

Дефбазаташская свита сложена в основании разреза конгломератами, песчаниками и пирокластическими образованиями, а в верхах свиты преобладают карбонатные породы (рифовые, органические известняки). Мощность – 1,5 км. Возраст – нижняя юра.

##### **Меловая система**

Меловые отложения отмечаются в виде отдельных небольших разрозненных выходов и характеризуются пестрым составом

– терригенным, карбонатным и вулканогенно-терригенным. Вулканиды по составу отвечают лавам и туфам последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой формации.

## **Кайнозой**

### **Палеоген-неоген-четвертичная системы**

В палеоген-неогеновое время образуются пестроцветные терригенные грубообломочные, средне- и тонкозернистые, преимущественно песчано-конгломератовые толщи, которые сопровождаются вулканогенными породами, относящиеся к формации щелочных оливиновых базальтоидов, связанных с континентальными субплатформенными условиями развития.

## **5. Юго-Западный Памир**

### **Нижнедокембрийский комплекс**

Юго-Западный Памир сложен сложным комплексом глубоко-метаморфизованных докембрийских кристаллических образований архейского и протерозойского возраста. Юго-Западный Памир ограничен разломами Гунт-Аличурским и Южно-Памирским. Особенностью кристаллического массива являются метаморфизм в гранулитовой и амфиболитовой фациях, а также проявление в них процессов ультраметаморфизма, что присуще только породам архейского возраста. Многие годы эти образования рассматривались как единое целое и относились к ваханской серии. Затем она была расчленена на три самостоятельные серии – горанскую, шахдаринскую архейского возраста и аличурскую условно протерозойского возраста. Позднее из состава шахдаринской серии был выделен хорогский ортокомплекс. Общая мощность всей метаморфической толщи более 15000 м.

Горанская серия представляет собой толщу метаморфизованных пород карбонатно-терригенного состава мощностью 3560-4000 м. Низы серии представлены мраморно-кварцито-гнейсовыми породами, в средней части преобладают мраморно-гнейсовые и в верхней – мраморно-гранито-гнейсовые образования. Возраст по данным свинцово-стронциевого метода соответствует 2700 млн.лет. Мощность – 3500-4000 м.

Хорогский ортокомплекс располагается в виде тектонической пластины между горанской и шахдаринской сериями. Сложен ортокомплекс преимущественно метамагматическими и карбонатно-терригенными породами. Мощность от 500 до 2000 м.

По радиологическим данным их возраст – 2600-2750 млн.лет. Шахдаринская серия представлена гранулитами, мраморами, гнейсами, кристаллическими сланцами, мигматитами, амфиболитами и metabазальтами. Мощность около 5000 м.

Возраст по данным изохронного метода – 1950-2650 млн.лет.

Аличурская серия отличается от горанской и шахдаринской литологическим составом, так и характером метаморфизма. В ее составе преобладают метатерригенные и метамагматические породы. В целом серия сложена зеленокаменными кристаллическими сланцами, реже – гнейсами и мигматитами. Мощность – 4000-5000 м.

Возраст серии условно определяется как нижнепротерозойский на основании отличия степени их метаморфизма от степени метаморфизма горанской и шахдаринской серии, а также данным абсолютного возраста. Более молодые осадочные породы верхней части разреза представлены маломощными терригенными отложениями карбона (?) и мезо-кайнозоя.

В целом, Юго-Западный Памир резко отличается от всех остальных зон Памира и, скорее всего, является крупным микроконтинентом или же террейном в составе Альпийско-Средиземноморского пояса.

## **6. История геологического и геодинамического развития**

История геологического и геодинамического развития Памира в палеозое и мезо-кайнозое в целом продолжила направленную тенденцию развития Тянь-Шаня, а именно смещение на юг и миграцию с севера на юг деструкции и отделение микроконтинентов от Гондваны и причленение их к Азиатскому континенту. Такая зональность строения и развития Памира подчеркивается наличием офиолитовых комплексов на границах между зонами, образующих узкие и протяженные полосы. Масштабы раздвига блоков континентальной коры, также как и амплитуда горизонтальных перемещений, связанных с закрытием океанических

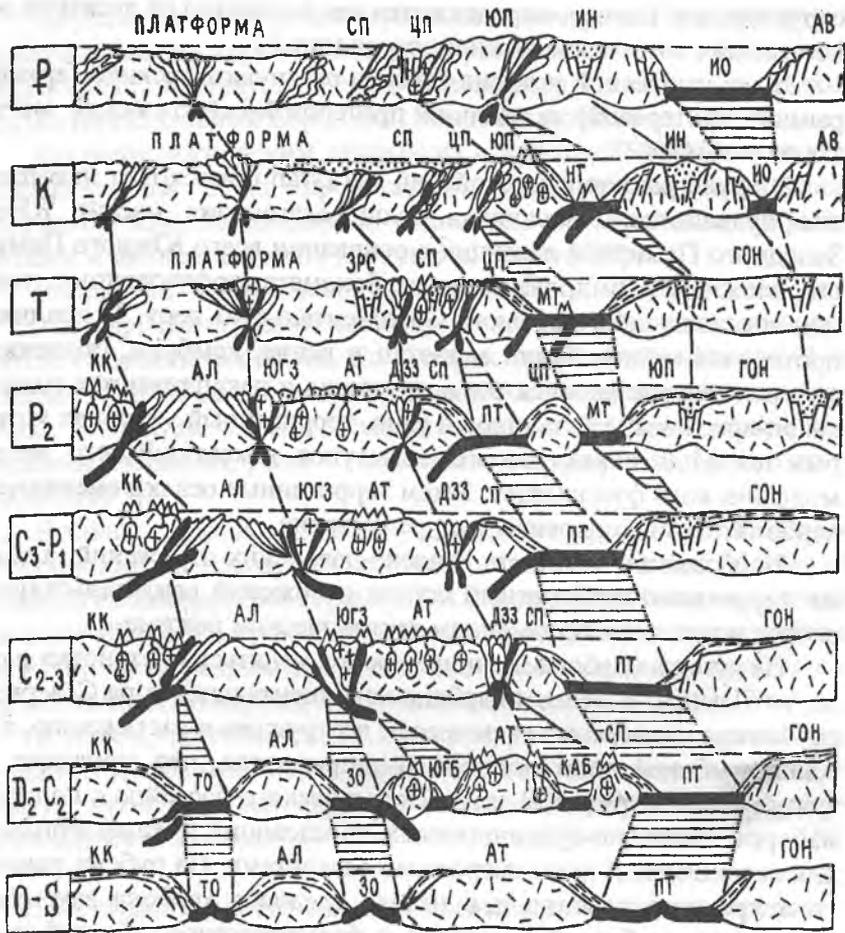
структур, для Памира определяются неоднозначно от десятков до нескольких сотен и тысяч километров (рис.6).

В геологической истории Памира различают древний (архей-ранний протерозой) и поздний протерозой-кайнозойский мегаэтапы развития.

В архей-раннепротерозойский мегаэтап происходит накопление вулканогенно-осадочных толщ, слагающих массив Юго-Западного Памира, и лежащих в основании всего Южного Памира, сложнодеформированные, глубокометаморфизованные толщи, составляющие древнюю континентальную кору. В поздний протерозой-кайнозойский мегаэтап в венде, кембрии, ордовике, силуре и девоне начинаются погружения и накапливаются толщи кварц-аркозовых песчаников и глин, терригенный материал которых поступал с разрушаемых выступов докембрийского метаморфического фундамента. Затем терригенные осадки сменяются карбонатными в ордовике, силуре и девоне.

Наибольшая мощность вендско-девонских отложений, а также терригенно-карбонатный состав отложений свидетельствует, скорее всего, о платформенном тектоническом режиме.

Начиная с карбона, начинает резко меняться обстановка развития Памира. В раннем карбоне континентальная кора Северного Памира подвергается процессам деструкции и растяжению, а в Калайхумбской зоне полностью разрывается, что приводит к формированию рифта, а затем океанического бассейна с полным набором осадочно-вулканогенных образований с характерными для океанической коры натровыми базальтами. На рубеже раннего и среднего карбона и в начале среднего карбона закрытие океанического бассейна привело к формированию сложной изоклинально-складчатой и надвигово-шарьяжной структуры. В среднем карбоне складчатое раннегерцинское основание Северного Памира было перекрыто маломощными толщами грубообломочных и карбонатных осадков. В пермское время накапливается мощная терригенная толща с рифовыми массивами. Таким образом, на Северном Памире за раннегерцинский цикл последовал наложившийся на него сравнительно короткий (пермь-триас) древнекиммерийский цикл растяжения и сжатия.



**Рис.6. Эволюция океанических бассейнов Тянь-Шаня и Памира (В.И.Троицкий)**

O-S – раскрытие Палеотетиса, Туркестанского и Зарафшанского палеоокеанов; D<sub>2</sub>-C<sub>2</sub> – развитие Палеотетиса, Туркестанского и Зарафшанского палеоокеанов, рифтогенез и раскрытие Южно-Гиссарского и Калайхумбского субокеанических бассейнов; C<sub>2-3</sub> – закрытие Туркестанского и Зарафшанского палеоокеанов, формирование коллизионных Букантау-Кокшаальского и Гиссаро-Восточно-Алайского надвиговых поясов, образование колли-

зионных Южно-Гиссарской и Дарваз-Заалайской складчатых зон, продолжение развития Палеотетиса;  $C_3-P_1$  – продолжение коллизионных процессов закрытия океанических бассейнов, коллизионный магматизм;  $P_2$  – начало закрытия Палеотетиса и открытие Мезотетиса, продолжение коллизионных процессов; Т – закрытие Палеотетиса, развитие Мезотетиса, становление Туранской платформы, коллизионные процессы в Центральном и Северном Памире, возникновение Заалай-Дарвазской рифтовой системы, рифтогенез Гондваны – предшественник возникновения и развитие Неотетиса ( $T_3-J$ ) и Индийского океана ( $J_3-K$ ); К – развитие Туранской платформы, коллизия структур Памира, возникновение и развитие Неотетиса (J-K), возникновение и развитие Индийского океана (J-K); Р – развитие Туранской платформы, продолжение коллизионных процессов в Центральном и Южном Памире, закрытие и последующая коллизия структур Неотетиса, формирование плато-базальтов Декана ( $K_2-P_1$ ), дальнейшее раскрытие Индийского океана. Обозначения: 1 – континентальная кора континентов и микроконтинентов, 2 – океаническая кора, 3 – рифты, 4-5 – магматизм (4 – эффузивный, 5 – интрузивный), 6 – осадочный покров, 7 – временные интервалы развития океанических бассейнов; буквенные обозначения: континенты и микроконтиненты: ГОН – Гондвана, АТ – Афгано-Таджикский, СП – Северо-Памирский, АЛ – Алайский, КК – Киргизско-Казахский, ИН – Индийский, АВ – Австралийский; океанические бассейны: ПТ – Палеотетис, МТ – Мезотетис, НТ – Неотетис, ЗО – Зарафшанский, ТО – Туркестанский; субвулканические, рифтогенные бассейны: ЮГБ – Южно-Гиссарский, КАБ – Калайхумбский; коллизионные складчатые зоны: ЮГЗ – Южно-Гиссарская, ДЗЗ – Дарваз-Заалайская, ЗРС – Заалайская рифтовая система.

На рубеже перми и триаса в Рушано-Пшартской зоне, на границе между Центральным Памиром и Юго-Восточным Памиром накапливаются мощные кремнисто-вулканогенные толщи с лавами базальтового и пикрит-базальтового состава, что свидетельствует о процессах растяжения, утонения и разрыва континентальной коры. В триасе продолжается накопление терригенно-карбонатно-кремнисто-вулканогенной толщи с лавами толеитовых базальтов, андезит-базальтов. Это свидетельствует о том, что

здесь произошел полный разрыв континентальной коры и началось формирование океанических осадков.

На рубеже триаса и юры в зоне Юго-Восточного Памира имело место деформации сжатия, приведшие к формированию складчатой структуры.

В юрское время в пределах Центрального и Юго-Восточного Памира накапливались терригенно-карбонатные и карбонатные осадки. В меловое и палеогеновое время в прогибах Центрального и Юго-Восточного Памира отлагались грубообломочные красноцветные континентальные и мелководно-морские флишидно-молассовые образования.

В конце палеогена-неогена Южный Памир подвергся процессам интенсивного сжатия, вызванного давлением Индостана, в результате чего мел-палеогеновые толщи были смяты и с более древними образованиями испытали надвигово-покровные перемещения.

Общее смещение всего Памира к северу было сопряжено с развитием правых сдвигов северо-западного простирания на юго-востоке Памира и левых сдвигов в прилегающей к Памиру с запада континентальных блоков, расположенных на территории Афганистана.

Дальнейшие процессы сжатия и смещения к северу и северо-западу вовлекли в этот процесс чехол и фундамент Памиро-Алайской и Южно-Таджикской впадин. Сжатие и воздымание Южного Памира сопровождалось становлением в разных ее зонах массивов гранитоидов, таких как Шугнанский батолит на Юго-Западном Памире.

В антропогене территория Памира испытала общее дифференцированное воздымание амплитудой в несколько километров и продолжала смещаться к северу относительно Тянь-Шаня.

---

## Глава XI. КОПЕТДАГСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Копетдаг представляет собой часть Туранско-Хорасанских гор. Копетдаг расположен в пределах Альпийско-Средиземноморского складчатого пояса. Складчатая структура Копетдага сформирована альпийской складчатостью, а интенсивные неотектонические движения в плиоцене и антропогене создали крупные черты современного горного рельефа и продолжают и в настоящее время, о чем свидетельствуют сильные землетрясения.

Копетдаг сложен осадочными, преимущественно юрскими, меловыми, палеогеновыми, неогеновыми и антропогеновыми образованиями.

### Юрская система

Верхняя юра сложена известняками, мергелями, песчаниками, конгломератами и глинами, смятыми в широкие и крупные складки. Мощность – 1650 м.

### Меловая система

Образования меловой системы имеют полный последовательный разрез от валанжина до датского яруса включительно. Граница между юрой и мелом, скорее всего нормальная.

Толща меловых отложений расчленяется на четыре серии:

1. Неокомскую карбонатную, сложенную в основном серыми органогенными и оолитовыми известняками с прослоями доломитизированных известняков, мергелей, песчаников. Мощность – 4000 м.

2. Глауконитовую песчано-глинистую-апта, альба и сеномана, в составе которой преобладают глауконито-кварцевые или глауконито-глинистые песчаники, алевролиты и глины. Мощность – 2000 м.

3. Карбонатно-глинистую «белого мела», включающую тулонский, коньякский, сантонский, кампанский и маастрихтский ярусы, состоящую из светлых или почти белых фораминиферо-вых мергелей и мергелистых сланцев. Мощность – 560 м.

4. Красноцветную песчано-глинистую – верхов маастрихт-датского-монского яруса. Мощность – 400 м.

### Палеогеновая система

Палеоген представлен, главным образом, морскими осадками, а неоген преимущественно континентальными.

#### Палеоцен

##### Датский-Зеландский ярус

Чаалдинский горизонт сложен в нижней части в основном известняками и мергелями и выше – мергелями, глинистыми и алевроитистыми мергелями, глинами. Мощность горизонта максимальная до 150 м.

##### Танетский ярус

Мурчинский горизонт сложен мергелями, глинистыми мергелями, известковистыми и алевроитистыми глинами с прослоями глин, песчаников, конгломератов. Мощность достигает 120-190 м.

#### Эоцен

##### Ипрский ярус

Куручайский горизонт состоит из карбонатно-глинистых гидрослюдистых осадков, которые к востоку обогащаются алевроитовыми песчанистым материалом. Мощность до 80 м.

Карашорский горизонт представлен глинистыми мергелями, известковистыми глинами; повсеместно наблюдаются прослои гилляби, прослои темно-серых до чёрных глин. Мощность до 130-350 м.

##### Лютетский ярус

Ильялинский горизонт состоит из мергелей и глин, встречаются прослои гилляби. Мощность горизонта от нескольких метров до 238 м.

##### Бартовский ярус

Кумский горизонт – сложен микрослоистыми буроватыми мергелями, некарбонатными и алевроитистыми глинами с пролоями гилляби. Мощность до 130-350 м.

## Приабонский ярус

Белоглинский горизонт представлен мергелями, глинистыми известняками, карбонатными глинами, алевролитами и песчаниками. Мощность до 200 м.

## Олигоцен

### Рюпельский и Хатский ярус

Олигоцен выделяется как нижняя подсерия майкопской серии, она сложена песчано-алевритовыми и глинистыми породами серозелёных тонов, слабокарбонатными. Мощность до 300 м.

## Неогеновая система

Неогеновые образования Копетдага подразделяются на морской и континентальный типы.

Морской неоген имеет ограниченное распространение в Южном Копетдаге. Здесь установлены небольшие обнажения белых слоистых органогенных известняков с фауной моллюсков, определяющих сарматский ярус миоцена. Мощность – 350 м и белые, светло-серые органогенные и оолитовые известняки с отпечатками ачкагылских моллюсков (средний плиоцен). Мощность – 60 м.

Континентальные молассовые отложения неогена подразделяются на три типа:

- 1 – мощные толщи дислоцированных предгорных молассовых образований;
- 2 – слабодислоцированные остатки древних пенепленов и горных долин;
- 3 – лессовидные породы.

Карагаудакская свита состоит из красноцветных глинистых песчаников и песчаных глин с прослоями гипса и конгломератов. Возраст по остаткам фауны определяется как миоценовый. Мощность до 850 м.

Казганчайская «надсарматская» свита, сложена в основном конгломератами, гравелитами, песчаниками. Возраст отложений свиты определяется в пределах позднего сармата до ачкагыла включительно.

Кашенынбаирская свита. В составе пород преобладают уплотненные песчаные глины, суглинки и глинистые песчаники. Конгломераты занимают обычно подчиненное положение, гальки

их очень неравномерно отсертированы и плохо окатаны. Мощность 150-180 м. Возраст определяется как верхний плиоцен.

### Четвертичная система

Четвертичные отложения сложены исключительно континентальными фациями. Покров четвертичных образований выражен следующими типами осадков:

1. Отложение предгорного шлейфа.
2. Аллювиальные и пролювиальные отложения долин.
3. Осыпи и делювий склонов.
4. Элювиальные образования.
5. Водораздельные суглинки и супеси.

Магматические породы встречены только в двух местах, вдоль северного склона Аладага найдены базальты. На северных склонах Аладага сильно дислоцированные известняки мальма прорваны черными пироксеновыми порфиритами. Возраст порфиритов верхнемеловой.

## Глава XII. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО И ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Согласно представлениям В.Е.Хаина (1977, 1979, 1984) Альпийско-Средиземноморский пояс, на примере Центрально-азиатского региона, образовался в результате дробления и развития древней континентальной коры, объединявшей Восточно-Европейскую, Африкано-Аравийскую и Таримскую платформы. Об этом говорят отдельные изолированные выступы архей-раннепротерозойского фундамента, сложенного метаморфизованными в амфиболитовой и гранулитовой фациях комплекса горных пород,, обнажающиеся на площади Юго-Западного Памира, Каратегина и др.

Наряду с раннедокембрийскими кристаллическими толщами в регионе распространены метаморфизованные верхнепротерозойские образования, несогласно перекрытые вендско-кембрийским осадочным чехлом.

В течении венда, раннего и среднего палеозоя до начала карбона в регионе преобладало шельфовое карбонато- и терригенно накопленные.

Начиная с карбона начинает резко меняться обстановка развития Памира. В начале каменноугольного этапа континентальная кора Северного Памира подверглась растяжению и дроблению, что привело к возникновению континентального рифта, а затем океанического бассейна. На рубеже раннего и среднего карбона и в начале среднего карбона интенсивное сжатие и закрытие океанического бассейна привело к формированию сложной покровно-складчатой структуры.

На рубеже перми и триаса происходит разрыв континентальной коры и образование Рушано-Пшартской рифтовой зоны, где накапливаются мощные кремнисто-вулканогенные толщи с лавами базальтового и пикрит-базальтового состава. Расширению этого бассейна положила конец раннекеммерийская эпоха сжатия в конце триаса-начале юры. С этого времени началось раскрытие более южного океанического бассейна. В конце палеогена-

неогена Южно-Памирский регион подвергся интенсивному сжатию, вызванному, по-видимому давлением со стороны Индостана. В этих условиях мел-палеогеновые толщи были смяты и вместе с более древними комплексами испытали надвигово-покровные перемещения. С общим смещением всего Памира к северу, что привело к развитию правых сдвигов северо-западного простирания на юго-востоке Памира и левых с запада. В антропогене территория Памира испытала общее воздымание амплитудой в несколько километров.

Альпийско-Средиземноморский пояс был, по-видимому, заложен, как было сказано, в позднем протерозое (в среднем рифее) на подвергшейся деструкции архейско-раннепротерозойской континентальной коре, фрагменты которой известны в пределах Юго-Западного Памира, Каратегина, фундамент Каракумо-Таджикского массива.

Восстанавливая историю геологического развития Тянь-Шаня (Центральноазиатский пояс) можно отметить, что это тесно связано с развалом суперконтинента Родиния и эволюцией океанических бассейнов – Палеоазиатского, Прототеса и Палеотетиса. История развития структур рассматривается сейчас с мобилистических позиций тектоники литосферных плит, а возникновение складчатых сооружений объясняется эволюцией океанических бассейнов и их преобразованием. Основанием для такого вывода явились офиолитовые комплексы широко развитые в пределах складчатых поясов. Приуроченность серпентинизированных гипербазитов к осевым зонам складчатых систем была отмечена еще Э.Зюссом на рубеже XIX и XX вв., а их закономерная ассоциация с габбро, базальтами и радиоларитами позволила в 1906 г. швейцарскому геологу Г.Штейнманну выделить их в особый офиолитовый комплекс. Однако, генетическая природа этого комплекса долго истолковывалась неверно и, в частности, гипербазиты и габбро рассматривались обычно как интрузивные образования, более молодого возраста, чем базальты и глубоководные осадки. Но первые же сведения о строении ложа океанов привели к выводу о сходстве офиолитов с корой срединно-океанических хребтов. Этим самым было выяснено значение офиолитовых комплексов как показателей существования океанических бассейнов.

На основании этих представлений рассматривается сейчас история развития Памира и Тянь-Шаня.

Главным и основным в развитии океанических бассейнов, начиная с распада суперконтинента Родиния было последовательное смещение к югу и омоложение рифтогенеза, спрединга и отделение от Гондваны отдельных континентальных блоков (микроконтинентов) и формированию между ними бассейнов Палеоазиатского океана и океанов Прототетиса и Палеотетиса. Об этом можно судить по узким офиолитовым сутурам, сохранившимся после закрытия океанических структур, разделяющих Тянь-Шань и Памир на несколько континентальных блоков.

Причем возраст офиолитовых комплексов постепенно омолаживается с севера на юг. Смещение на юг процесса рифтогенеза и последующее формирование океанических бассейнов заключала одну главную и важную особенность, которая заключалась в том, что она постоянно была направлена от активной окраины микроконтинента к пассивной. Если активная окраина наращивалась за счет скупивания, субдукции океанической коры и приращения очередного микроконтинента, то пассивная окраина была подвержена процессам разрушения, дробления благодаря заложению новой более молодой рифтовой зоны.

Таким образом, происходила постепенная деструкция «Гондванского» комплекса, отделение и обособление отдельных микроконтинентов, их дрейф в северном направлении, приращение и наращивание северного Североказахстанского континента. При этом открытие каждого южного бассейна сопровождалось одновременным закрытием соседнего северного. Эта тенденция развития не только не прекратилась к концу палеозоя при закрытии Палеоазиатского океана и океанов Прото- и Палеотетиса, продолжалась в мезозое и кайнозое при формировании океанических бассейнов Тетиса. Границы закрытия разновозрастных и разнородных континентальных блоков фиксировались многочисленными офиолитовыми сутурами.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Милановский Е.Е. Геология СССР, ч.1, 1987.
2. Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан. –Ташкент: «Университет», 1988.
3. Покровский А.В. Метаморфические комплексы Южного Узбекистана. –Ташкент: изд-во «Фан», 1974.
4. Мирходжаев И.М. и др. Метаморфические формации Узбекистана. –Ташкент: «Фан», 1977.
5. Попов В.И. Истории я депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. –Ташкент: изд-во Ком. наук, 1938.
6. Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. –Ташкент.: Изд-во «Фан», 1977.
7. Попов В.И. Ядерная теория развития земной коры. – Ташкент: Изд-во СамГУ, 1960.
8. Таль-Вирский Б.Б. Геофизические поля и тектоника Средней Азии. –М.: Изд-во «Недра», 1982.
9. Ахмеджанов М.А., Борисов О.М., Фузайлов И.А. Строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана. –Ташкент: Изд-во «Фан», 1967.
10. Хаин В.Е. Региональная геотектоника Альпийский Средиземноморский пояс. –Москва: «Недра», 1984, 344 с.
11. Хаин В.Е. Региональная геотектоника Внеальпийская Азия и Австралия. –Москва: «Недра», 1979, 356 с.
12. Бархатов Б.П. Тектоника Памира. –М.: Изд-во МГУ, 1963, 241 с.

13. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. – Душанбе, 1976.

14. Литосфера Памира и Тянь-Шаня. – Ташкент: изд-во «Фан», 1982.

15. Стратифицированные и интрузивные образования Киргизстан. – Фрунзе: Изд-во «Илим», 1982.

16. Абдуллаев Р.Н. и др. Рифтогенез в развитии палеозойских складчатых областей. – Ташкент: изд-во «Фан», 1989.

17. Максумова Р.А. Байкальский орогенный комплекс Северного Тянь-Шаня и Южного Казахстана. – Изд-во «Илим», 1980, 150 с.

18. Арапов В.А. Вулканизм и тектоника Чаткало-Кураминского региона. – Ташкент: Фан, 1983. 256 с.

20. Бабаходжаев С.М. Петрология и особенности геохимической специализации интрузивных комплексов Восточного Карамазара. – Душанбе: Дониш, 1975, 377 с.

21. Байков В.Н. Геология Карамазарского гранитоидного плутона // В кн.: Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара. – М: Наука, 1972. 115-123 с.

22. Васильковский Н.П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. – Ташкент: Изд-во АН УзССР. 1952, 304 с.

23. Вулканогенные формации Узбекистана /Далимов Т.Н., Кустарникова А.А., Ярмухамедов А.Р. и др. – Ташкент: Фан, 1971, 284 с.

24. Ганиев И.Н., Мусаев А.М., Ишбаев Х.Д. Условия образования рудоносной габбро-диабазовой формации Мальгузарских гор (Западный Узбекистан) //В сб. «Проблемы геологии фанерозоя Тянь-Шаня».- Т.: Университет, 2003, 79-90 с.
25. Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан //Под ред. Т.Ш.Шаякубова, Т.Н.Далимова.- Ташкент: Университет, 1998, 723 с.
26. Геодинамика Тянь-Шаня /Далимов Т.Н., Ганиев И.Н., Шпотова Л.В., Кадыров М.Х. –Т.: Университет, 1993, 207 с.
27. Далимов Т.Н. Кислый вулканизм складчатых областей (на примере Срединного и Южного Тянь-Шаня). –Ташкент: Фан, 1981, 296 с.
28. Далимов Т.Н., Кустарникова А.А., Ярмухамедов А.Р., Кадыров М.Х. и др. Вулканогенные формации Узбекистана.- Ташкент: Фан, 1971, 286 с.
29. Далимов Т.Н., Ганиев И.Н., Ишбаев Х.Д. Чаткало-Кураминская «горячая точка» и история развития магматизма //Геология и минеральные ресурсы.-2003, 3-14 с.
30. Далимов Т.Н., Ганиев И.Н. Эволюция и типы магматизма Западного Тянь-Шаня.- Ташкент: Университет, 2010, 226 с.
31. Додонова Т.А. Лампрофиры Таласского хребта (Северный Тянь-Шань) //Петрография изверженных пород Тянь-Шаня.- Фрунзе: Илим, 1972, 44-52 с.
32. Добрецов Г.Л. Лимбургитовые тела гор Уч-Кудук (Северный Тянь-Шань) и глубинные включения в них // Магматизм и

геолкарта – 50 Средней Азии /Мат-лы V Среднеазиат. рег. петрограф. сов.-Душанбе: Дониш, 1988, 73-75 с.

33. Ишбаев Х.Д. Возраст и состав пород Кошмансайской диатремы (Чаткальская зона) //Эволюция геологических процессов и полезные ископаемые.- Ташкент: ТашГУ, 1995, 18-25 с.

34. Карта магматических комплексов Узбекской ССР. – Ташкент: Фан, 1984, 345 с.

35. Мушкин И.В. Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня.- Ташкент: Фан, 1979, 136 с.

36. Петрография Узбекистана. Т. II. –Т.: Фан, 1965, 665 с.

37. Петрография Таджикистана. Т. I. –Душанбе: Дониш, 1986, 284 с.

38. Стратифицированные интрузивные образования Узбекистана. –Ташкент: ИМР, 2000, 541 с.

39. Шаякубов Т.Ш., Далимов Т.Н. и др. Вулканизм Западного Тянь-Шаня. -Ташкент: Фан, 1988, 328 с.

# ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблица 1.  
Схема корреляции поздний архей-раннепротерозойских магматических формаций Тянь-Шаня

Код	Северный Тянь-Шань и его юго-западные отроги		Атла-шинский хребет	Южный Тянь-Шань		Юго-западные отроги Гиссарского хребта
	Киргизский хребет, сев. часть оз. Иссыккуль	Киргизский, Кассанский регион, Нарынгоо, Сарыджазский район		Султа-нуздаг	Гиссарский хребет	
PK <sub>2,3</sub>	Метабазальтовая (кеминская серия)	Мигматит-гранитогнейсовая (1780-170 млн. лет)	Гранитогнейсовая (кемельский к-с)	Гранитогнейсовая (граниты гранатной фабрики)	Высокоглиноземистых гранитов	Мигматит-гранитогнейсовая
AP <sub>3</sub> -PR <sub>1</sub>	Метабазальтовая (актозская, куперлинская св., 2780±300 млн. лет)	Габбро-перидотитовая (тела серпентинитов в актозской свите)	Метабазальтовая (св. куйл ю, семинская св.)	Габбро-перидотитовая (арчалинская свита)	Метабазальтовая (пальгарская свита)	

Примечание. Здесь и далее по тексту Схемы корреляции магматических формаций длительности отдельных этапов основана на «Рабочей схеме корреляции магматических формаций Средней Азии» (Ташкент, 1983. Отв. редакторы: Т.Н. Далимов, А.А. Кустарников; глав. 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. Кустарников, А.В. Покровский, В.С. Лутков, С.М. Бабаходжаев, В.М. Стеблов.





**Схема корреляции карбоновых магматических формаций Тянь-Шани и Северного Памира (по Т.Н.Далимову, 1984)**

Время	Юго-западные отроги Северного Тянь-Шани (Чаткальская и Кураминская зоны)		Южный Тянь-Шань (Северная часть)		Южный Тянь-Шань (Южно-Иссарская зона)		Северный Памир (Калайхумб-Сауксайская зона)	
	вулканогенные	плутонические	вулканогенные	плутонические	вулканогенные	плутонические	вулканогенные	плутонические
C <sub>3</sub> -P <sub>1</sub>	Липарит-грахилитовая (оюсайская, кызылнуринская св.)	Гранит-лейкогранитовая (арашанский к-с)	Сиситовый (джаманский к-с)	Гранодиорит-гранитовая (шуракский к-с)	Трахилит-паритовая (лючобский к-с)	Гранит-лейкогранитовая (южноарзакский к-с)		
C <sub>2</sub>	Андезитовая (акдаштинская, наджанская св.)	Габбро-диорит-гранодиоритовая (карамазарский к-с)	Габбро-диорит-гранодиоритовая (кокпатаевский к-с)	Тоналит-трогдье-	Базальт-диоритовая (валдифский к-с, шадонский к-с)	Габбро-диорит-гранодиоритовая (валдифский к-с, шадонский к-с)	Гранодиорит-гранитовая (мазарский к-с)	

## Продолжение таблицы 4

(минбулакский к-с)		митовая (бокалинский к-с)	Трахилит-дезитовая (сорбухская св.)					
C <sub>1</sub>	Калиевых базальтов (уйинский к-с)	Габбро-монцит-сиенитовая (алма-лыкский к-с)	Пироксенит-перидотит-габбровая (тебинбулакский к-с)	Базальт-диоритовая (вахшиварская, холжир-булакская св.)	Габбро-плагиогранитовая (вахшиварская, холжарбулакская св.)	Базальт-андезит-липаритовая (ушхарвская, джакская и др. св., базальт-липаритовая форгамбекская св.)	Габбро-плагиогранитовая (обухумбуский к-с)	
	Андезитовая (тауланская, якарчинская св.)		Базальт (карагазская св.)	Габбро-перидотитовая (Кулда-Джузакский)	Базальт (калайхумбская, асплдонская св.)	Габбро-перидотитовая (калайхумбская, асплдонская св.)	Габбро-перидотитовая (калайхумбская, асплдонская св.)	



**1. ЧК – Чаткало-Кураминская активная окраина (тыловая часть активной окраины). Формации фундамента (1–4):** 1 – мигматит-диорит-гнейсовая (сууктепинский комплекс; PR<sub>1</sub>?; мигматиты, гнейсограниты, метадiorиты); 2 – адамеллит-гранитная (пскемкий, бешторский комплексы; Бештор-Тундукский, Токмаксалдинский (Верхнеойгайингский массивы; общая площадь – 250 км<sup>2</sup>; перекрыты венд-палеозойскими отложениями; гранодиориты, граниты, адамеллиты. Абсолютный возраст 780-915 млн. лет (K-Ar, мусковит, ИГ НАН Казахстана); 3 – трахибазальтовая (шорашуйский комплекс: трахибазальты, апогиалобазальты покровной фации, дайки оливиновых метабазальтов, рвущие Бештор-Тундукский массив. Галька базальтов встречена в базальных слоях аюторской свиты PZ<sub>1</sub>); 4 – диорит-плагиогранит-гранитная (каракиинский, зексайский комплексы. Каракиинский комплекс распространен в верховьях Алмалыкская, на правом берегу р.Ахангаран (в бассейнах рек Ташсай, Карабау). Состав: блок-ксенолиты габброидов, диорито-гнейсов, плагиогранитов. Возраст устанавливается как преддевонский, на основании перекрытия их ранне-девонскими вулканитами. Абсолютный возраст – 372 млн. лет (K-Ar, биотит). Зексайский комплекс характерен для Кассан-Каратекского района (Зексайский, Саардыкский, Алабукинский массивы). Состав: тоналиты, гранодиориты, граниты. Возраст: 420±11 млн. лет (U-Pb, циркон); 5 – трахибазальт-трахиандезит-дацит-риолитовая формация (катрангинская, калканатинская свиты D<sub>1</sub>). Вулканиты несогласно залегают на силурийских песчано-сланцевых отложениях и перекрыты карбонатной толщей D<sub>2</sub> (басс.р.Сукок). Стратотип находится в бассейне реки Сумсар. Состав: покровы трахибазальтов, трахиандезитов, кислых игнимбритов; дайки и субвулканические тела монцонитоидов, гранит-порфиоров, риолитов; 6 – монцодиорит-гранитная формация (гипабиссальные аналоги ранне-девонских континентальных вулканитов; монцодиориты, диориты, гранодиориты); 7 – трахибазальт-трахитовая (уинский комплекс; распространен в хр.Каржантау, Тереклинском грабене. Возраст комплекса по палеонтологическим данным датируется, как серпуховский. Вулканиты приурочены к верхней части разреза и составляют от 10 до 50% объема свиты. Состав: лавы, кластолавы трахибазальты, редко-трахиты); 8 – габбро-монцонит-сиенитовая

формация (алмалыкский, текешский и аурахматский комплексы). Состав: габбро, биотит-гиперстеновые диориты, сиенито-диориты, монцониты, сиениты, граносиениты, шонкинит-порфиры. Петротип формации Алмалыкский, Текешский массивы, дайки и силы в басс.р.Кулосья. Возраст  $322-327\pm 15$  млн. лет (К-Аг, биотит, Алмалыкский массив),  $327\pm 3$  млн. лет (U-Pb, циркон; Рафиков, 1993); 9 – трахибазальт-трахиандезит-трахидацитовая формация (минбулакская свита  $C_2$ ). Среднекарбонный возраст установлен по перекрытию отложений свиты уя на водоразделе Мазарсай-Караарча и прорыванием вулканитов формации породами карамазарского комплекса. Абсолютный возраст  $317\pm 6$  млн. лет (Rb-Sr; Ганиев, 1990). Состав: лавы, туфы, автомагматические брекчии трахибазальтов, трахиандезитов, лавы, кластолавы трахидацитов; 10 - габбро-монцодиорит-гранодиоритовая формация – крупные многофазные плутоны в Чаткальском и Кураминском хребтах. Состав: габбро, габбродиориты, монцодиориты, монцогранодиориты, сиенитодиориты. В петрофонде преобладают монцогранодиориты. Абсолютный возраст:  $310-336$  млн. лет (К-Аг, биотит, ИГЕМ);  $323\pm 6$  млн. лет (U-Pb метод, келемчекский массив; Рафиков, 1993); 11 - трахиандезит-дацитовая (акчинско-надакский комплекс;  $C_{2-3}$ ). Состав: туфы, лавы, автомагматические брекчии, субвулканические тела трахиандезит-дацитов. Развита в Кураминской зоне, где представлена преимущественно субвулканическими фациями; покровы туфов, лав распространены меньше. Возраст по остаткам флоры  $C_{2-3}$ . Абсолютный возраст  $281-328$  млн. лет (К-Аг);  $295\pm 6$  и  $304\pm 4$  млн. лет (Rb-Sr); 12 – гранит-адамеллитовая формация (кызылсайский комплекс; распространен в Гава-Чадакском, Ашаба-Сарвакском плутонах; петротип – Акбулакский массив ( $600 \text{ км}^2$ )). Состав: крупнозернистые порфировидные адамеллиты, лейкократовые граниты. Возраст устанавливается по прорыванию породами комплекса гранитоидов предыдущего карамазарского комплекса; галька их содержится в базальных слоях  $P_1sh$ . Абсолютный возраст  $292-323$  млн. лет (К-Аг метод, по биотиту, лаборатории ИГЕМ, САИГИМС, ИГиГ АН Узбекистан); 13 – риолит-трахириолитовая (оясайская, кызылнуруинская свиты). В покровной фации туфы, туфобрекчии, лапиллиевые туфы, игнимбриты, реже потоки трахириолитов; в экструзивно-субвулканической

фации гранит-порфиры, сферолит-порфиры, риолиты, трахириолиты, граносиениты. Возраст по палеофитологическим данным –  $P_1$ . Абсолютный возраст: 250-294 млн. лет (K-Ar; вал, биотит, серицит; ИГЕМ, ИГиГ АН РУз., ИГ АН Тадж.) и  $284 \pm 3$  млн. лет (Rb-Sr); 14 – гранит-лейкогранитовая (арапшанский, шайданский, чаркасарский комплексы;  $P_1$ ). Состав: биотитовые, амфибол-биотитовые граниты, аляскиты, субщелочные граниты порфиroidные. Возраст: 249–298 млн. лет (K-Ar, ИГЕМ, ИГиГ АН РУз., ИГ АН Тадж., САИГИМС и др.);  $278 \pm 2$ ,  $278 \pm 7$ ,  $286 \pm 2$ ,  $282 \pm 9$  млн. лет (Rb-Sr); 15 – трахибазальтовая формация (шурабсайская свита;  $P_1$ ). Состав: трахибазальты, трахиандезитбазальты, трахиандезиты и их туфы, туфобрекчии, автомагматические брекчии, реже трахиты и трахидацинты. Возраст: 230–288 млн. лет (K-Ar);  $281 \pm 5$ ,  $285 \pm 1$  и  $284 \pm 3$  млн. лет (Rb-Sr); 16 – габбро-монцонит-сиенитовая (бабайобский, чилтенский комплексы). Состав: субщелочные габброиды, монцониты, сиенито-диориты, меланосиениты, сиениты, граносиениты, прорывающие породы риолит-трахириолитовой формации. 17 – базальт (трахибазальт) – гранитоидный комплекс даек регионального распространения (228–245 млн. лет, K-Ar;  $272 \pm 20$ ,  $248 \pm 6$  млн. лет, Rb-Sr). Состав: дайки диабазов, конга-диабазов, трахибазальтов, трахидолеритов, риолитов, сферолит-порфиров, гранит-порфиров, граносиенит-порфиров. Исследователи выделяют от 4 до 8 этапов дайкообразования; 18 – щелочных базальтоидов ( $K_1$ ; ангрен-джигаристанский комплекс;  $97 \pm 12$  млн. лет, Rb-Sr).

**II. КК – Кызылкумская активная окраина (Северный Букантау, Северный Тамдытау). Магматические формации тектонических покровов фундамента (1,2):** 1 – формация Набазальтов (кумбулакская, маджерумская, иттынусайская свиты). Обнажается на северо-восточных склонах Северного Нуратау, в Дарбазатау и северо-западе Букантау в виде линейно-вытянутых покровов, тектонических блоков шириной 0,3-7,5 км, при длине от 4 до 50 км. Состав: ортосланцы, парасланцы, эпидот-хлорит-актинолитовые амфиболиты, гранатовые кварциты, джеспелиты, мрамора, гнейсы и ультрабазиты. Глубокий метаморфизм амфиболитовой фации, диафторез. Контакты тектонические. Возраст 1,1-2,0 млрд. лет (U-Pb метод, Х.К.Каримов); K-Ar датировки – 440-600 млн. лет (В.В.Баранов, О.И.Ким); 2 – гипербазит-габбро-

плагиигранитовая формация (нуратино-тамдынский, букантауский комплексы) проявлена в Центральных Кызылкумах (Тескудукский массив или слабо расслоенная пластина, в основании которой развиты гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, а в верхней части – пироксениты, вебстериты, троктолиты, габбронориты, меланократовое габбро. Породы интенсивно серпентинизированы; к ним приурочено тело плагиигранитов с тектоническими контактами. В Северном Нуратау породы формации образуют полосу от г.Джизака до Синтабсая (110 км), где известно около 50 выходов серпентинитов; 3 – оливин-щелочно-базальтовая формация (елемесацинская свита, по Л.В.Шпотовой и др.). Состав: туфы, ксенотуфы базальтов, трахибазальты, анальцимовые базальты; 4 – риолит-базальтовая ( $S_1$ ?). Выделяется условно. Прослой и покровы вулканитов в буратбулакской и ходжакабуткской свитах ( $S_1$ ). Не исключено, что это аналоги мальгузарского комплекса (например, серия диабазовых, долеритовых даек в составе джазбулакской свиты); 5 – трахибазальт-риолитовая (чимкурганская и бандская свиты;  $D_1, S_2-D_1$ ). Распространена в Северном Нуратау. Обе свиты распространены изолированно. Состав: трахибазальты, базальты и их туфы (чимкурганская свита), риолиты, игнимбриты, субвулканические гранит-порфиры и автомагматические брекчии трахириолитов (бандская свита); 6 – андезит-дацит-риолитовая ( $C_1-C_2$ ). Распространена в покровах, пластинах Северного Тамдытау, Северного Нуратау и Букантау. По объему соответствует предгорно-нуратинской, андреевской, тубабергенской, сангрунтауской свитам. Состав: трахиандезиты, андезиты, дациты, риолиты и их туфы. Показательна ассоциация с прибрежно-морскими фациями осадочных пород. Возраст по фауне –  $C_2m$ ; 7 – габбро-диорит-гранодиоритовая формация (казахтауский, захкудукский, каттаичский комплексы). Габбро, диориты, гранодиориты; 8 – тоналит-трондьемитовая (бокалинский комплекс). Возраст  $C_3$  (тоналиты, трондьемиты прорывают отложения архарской свиты  $C_2$ ); 9 – адамеллит-гранитная (северотамдытауский комплекс –  $C_3, C_3-P_1$ ); граниты, лейкограниты, адамеллиты; 10 – габбро-монцонит-сиенитовая формация (саутбайский, кошрабадский комплексы); 11 – карбонатит-трахитовая и лампроитовая формации ( $P_2-T_1, T_1?$ ; чагатайский комплекс (карбонатиты, трахиты); трубки взрыва Карашахо и др.); 12 –

южно-тяньшаньский дайковый комплекс щелочных и субщелочных базальтоидов, габброидов и лампрофиров.

**III. ТО – Туркестанский палеоокеанический бассейн. Формации фундамента (1,2; тектонические покровы?):** 1 – metabазальтовая (учкудуктауская свита, канская серия). Распространена в Тамдытау (учкудуктауская свита) и Южной Фергане (канская свита). Возраст условный, определен по степени метаморфизма. Состав: метаультрабазиты, амфиболиты, силлиманит-биотитовые, гранат-карбонатные гнейсы; 2 – гипербазит-габбро-плагиогранитная (тамды-нуратинский и тамды-букантауский комплексы). Возраст условный по степени метаморфизма. В обломочном материале елемесащинской свиты (Є-О) содержится весь набор пород офиолитового комплекса (Туляганов и др., 1984). Состав: серпентиниты, метагаббро, плагиограниты, плагиогнейсы, амфиболиты; 3 – трахибазальтовая (елемесащинская свита; Є-О). Распространена в Северном Тамдытау (М≈300 м). Состав: трахибазальты, трахиандезибазальты, трахиты, их туфы и кластолавы. Возраст дискусионен. Из рифогенных известняков собраны остатки кембрийской фауны (брахиоподы, трилобиты, археоцаты) (Туляганов и др., 1984); 4 – натриевых базальтов и пикритов (киргизатинская серия, чимкурганская свита, яшская, араванская свиты). Состав: покровы толеитовых базальтов, дайки диабазов, пикритов. Распространена в Северном Нуратау (чимкурганская свита) и Южной Фергане. Возраст датируется по остаткам брахиопод, тентакулитов и конодонтов; 5 – габбро-диабазовая (сармичский, мальгузарский комплексы). Широко распространена в Нуратинском хребте, горах Мальгузар, Южной Фергане преимущественно в форме параллельных дайковых роев, пучков и поясов. Состав: долериты, диабазы (преимущественно), редко дайки гранит-порфиров и диорит-порфиров. Возраст установлен по геологическим данным; 6 – пикрит-габбродиабазовая (надирский комплекс). Южная Фергана, долина Сарытале, северный склон Алайского хребта. Состав: пикриты, пикритовые порфириты, габбро-диабазы, апопикритовые серпентиниты (Надирский силл, вытянутый на 5 км). Интрузивный аналог киргизатинской серии (Семенов, 1982); 7 – габбро-диорит-гранодиоритовая формация (каттаичский комплекс) распространена в Северном Нуратау (восточная часть Темиркобукского массива, кескенсай-

ская «дайка»). Состав: габбро, габброамфиболиты, кварцевые диориты, гранодиориты. Возраст определен по геологическим данным (прорывание  $S_1$  и галька в  $S_2m^2$ ). Абсолютный возраст: от 304-309 млн. лет до 320 млн. лет (K-Ar, по амфиболу из диоритов); 8 – адамеллит-гранитовая формация (шуракский комплекс) распространена в Северном Нуратау и состоит из трех субкомплексов: дарасайского (диоритогнейсы, тоналито-гнейсы, гранитогнейсы), шуракского (гранодиориты, адамеллиты, граниты) и гатчинского (двуслюдяные граниты, лейкограниты). Возраст по K-Ar методу 260-290 млн.лет (биотит, амфибол); 9 – габбро (эссексит)-монцонит-сиенитовая (кошрабадский комплекс). Распространена в Северном Нуратау. Состав: субщелочные габброиды, монцодиориты, сиениты, граносиениты. Возраст трактуется от  $S_2$  до  $P_1$ . В схеме принят верхний карбон; 10 – карбонатитовая (чагатайский комплекс); дайки, трубки взрыва; 11 – щелочных, субщелочных габброидов, базальтоидов и лампрофиров (южно-тыньшаньский дайковый комплекс).

**IV. ЗОР – Зарафшанский палеоокеанический бассейн.** Магматические формации фундамента (1,2): 1 – метапикрит-метабазальтовая (R-V? анзобская, горифская, ягнобская толщи, имеющие между собой и с вмещающими породами тектонические контакты). Состав: глубокометаморфизованные основные (толеитовые базальты, трахибазальты), средние и кислые вулканиды, метаалевролиты, метапесчаники, мрамора. Возраст по проблематичной фауне рифей-вендский или венд-раннепалеозойский (Лаврусевич, Старшинин, 1973; Мирходжиев, 1984). По В.С.Корсакову с ней можно было бы параллелизовать сарыкульскую серию; 2 – габбро-диабазовая (мокрифский комплекс). Метагаббро, амфиболиты, метадиабазы. Возраст условен; 3 – андезит-риолитовая ( $O_1$ ; ойдынбулакская, казакасуйская свиты. Прослой вулканидов среди терригенных и карбонатных пород). Офиолитовая ассоциация (4-5): 4 – формация щелочных, субщелочных базальтов ( $S_2-D_1$ , каттармайская свита); распространена на северных склонах Зирабулакских гор и в Юго-Западном Нуратау. Состав: кристаллические сланцы, амфиболиты, анкарамиты. Возраст дискусионен: от PR (нерасчлененного) до  $S_2-D_1$ . Последнее подтверждено находками фауны (Абдуазимова, 1970-1980); 5 – габбро-перидотитовая (альпинотипных серпентинитов)

(S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>? входит в состав зирабулак-нуратинского комплекса); распространена в полосе северных склонов Каратюбе-Зирабулакских гор (150 км). Выделено до 30 отдельных тел серпентинитов, размером 50x100 м. Состав: хризотилловые, антигоритовые серпентиниты. Реже встречаются серпентинизированные дуниты, перидотиты и габброамфиболиты; 6 – диорит-гранодиорит-порфировая (дайковая); 7 – андезит-дацитовая (поймазарская свита); 8 – габбро-диорит-гранодиорит-монзонитовая (C<sub>2</sub>; аткамарский комплекс в центральной части, шадонский в западной части) – образует небольшие гомодромные массивы, состоящие из габбро, диоритов, монцогранодиоритов. Возраст определяется прорыванием пород C<sub>1</sub>, сопоставимых с раннекарбоновой пушневатской свитой (C<sub>1.2</sub>) и прорыванием пород формации позднекарбоновыми гранитоидными комплексами. Абсолютный возраст 290-321 млн. лет (K-Ar, амфиболы; САИГИМС); 9 – адамеллит-гранитовая формация (зирабулак-каратюбинский комплекс; C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>). Распространена в хр.Кульджуктау, Зирабулак-Зиаэтдинских и Каратюбинских горах. Образует гирлянду крупных многофазных плутонов: Каратюбинский (800 км<sup>2</sup>), Лолабулакский (90 км<sup>2</sup>) и другие. Состоит из трех субкомплексов: тымского гранито-гнейсового, зирабулак-каратюбинского гранит-адамеллитового и кетменчинского двуслюдяных, лейкократовых гранитов. Абсолютный возраст 262–295 млн. лет (K-Ar, биотиты; ВСЕГЕИ, ИГиГ АН РУз., САИГИМС); 10 – гранит-граносиенитовая и нефелиновых сиенитов (P<sub>1</sub>-P<sub>2</sub>; накрутский комплекс для западной части, тозбулакский для Кульджуктау); 11 – риолит-трахириолитовая (барзангинская, насакская свиты; P<sub>1</sub>); 12 – фonoлит-трахитовая (казнокская свита; P<sub>1.2</sub>); 13 – южно-тяньшаньский дайковый комплекс.

**V. КП – Кульджуктауский прогиб (продолжение Зарафшанской структуры):** 1 – риолит-дацит-андезитовая (ойдинбулакская, казакасуйская свиты). Прослои риолитов, андезибазальтов и их туфов в терригенных толщах указанных свит. Возраст (O<sub>2.3</sub>) установлен по палеонтологическим данным (Я.Айсанов); 2 – габбро-гранитная (контрастный расслоенный кульджуктауский комплекс, Бельтауский массив). Единственный в Западном Тянь-Шане отчетливо расслоенный складчатый комплекс. Состав: лерцолиты, плагиолерцолиты, троктолиты, анортозиты,

лейкогаббро (бельтауский субкомплекс). Гранитоиды (Актепинский, Западно-Кынгырский массивы) представлены диоритами, трондjemитами, гранодиоритами и адамеллитами. Возраст доверхнекарбонный (прорывается Тозбулакским массивом); 279-310 млн.лет (К-Аг, биотиты, амфиболы; ВСЕГЕИ); 3 – гранитов и нефелиновых сиенитов (тозбулакский комплекс). Состав: биотит-амфиболовые граниты, сиениты, нефелиновые сиениты, сиенито-диориты. Возраст – посленижнекарбонный (прорывание пород таушанской свиты – С<sub>1</sub>). 262-338 млн.лет (К-Аг, по биотитам и амфиболам).

**VI. ЮГ – Южно-Гиссарский рифтогенный океанический бассейн. Формации фундамента:** 0 – мигматит-гранито-гнейсовая (PR? мигматиты, гранитогнейсы, силлиманитовые, кордиеритовые граниты); распространена в Гармском блоке, Байсунском блоке, Туполангском, Урахском, Урукли и др. Возраст условен (по К-Аг датировкам от 252 до 1239 млн. лет). **Офиолитовая ассоциация (1,2):** 1 – Na-толеитовых базальтов (каратагская свита; С<sub>1</sub>). Возраст обоснован на основании палеонтологических данных (визе-серпухов, по Ф.Р.Бенш). Состав: шаровые лавы натриевых толеитовых базальтов, гиалокластиты, лавобрекчи. Сопровождается многочисленными дайками диабазов, долеритов; 2 – габбро-перидотитовая (С<sub>1</sub>? кундаджуазский комплекс). Распространена вдоль зоны Южно-Гиссарского разлома и образует серию мелких тел (пластин), сложенных серпентинитами, габбро; контакты тектонические (протрузии?); 3 – габбро-тоналит-плагиогранитная (танхазыский, иосский комплексы; С<sub>1</sub>-С<sub>2</sub>). Состав: амфиболовое габбро, тоналиты, плагиограниты. Возраст условен и выделен по геологическим данным; 311–326 млн. лет (К-Аг, биотиты, амфиболы); 4 – монцодиорит-гранодиорит-граносиенитовая (мачитлинский комплекс; С<sub>2</sub>). Распространена на южных склонах Гиссарского хребта в одноимённом массиве. Состав: кварцевые диориты, габбродиориты, монцодиориты, граносиениты, гранодиориты. Возраст 311–315 млн. лет (К-Аг, биотиты, амфиболы); 5 – габбро-диорит-гранодиоритовая (чошский, зеварский, алатагский комплексы; С<sub>2</sub>-С<sub>3</sub>). Состав: габбро, диориты, гранодиориты; 311–315 млн. лет (К-Аг, биотит, амфибол); 6 – андезит-дацитовая (шамольская свита, по Р.Б.Баратову, Е.Н.Горецкой). Состав: андезиты, дациты и их ту-

фы. Возраст по геологическим данным  $C_{2-3}$ ; геохронологического обоснования не имеет. Возможными аналогами являются породы тамшушского комплекса (риолиты, дациты); 7 – лейкогранитовая (хурсантагский, обизарангский комплексы); 8 – габбро-монцит-сиенитовая формация (алмасайский комплекс). Распространена в центральной и южной части Гиссарского хребта, где образует серию небольших штоко- и дайкообразных тел. Состав: монцогаббро, монцодиориты, сиенитодиориты, граносиениты. Возраст –  $271 \pm 8$  млн. лет (K-Ar, биотит); 9 – трахириолитовая (лючобский комплекс;  $P_1$ ). Состав трахириолиты, игнимбриты, туфы; 10-11 – щелочных, субщелочных габброидов, базальтоидов и лампрофиров (южно-тяньшаньский дайковый комплекс); трубки взрыва и дайки.

**VII. Б – Байсунский рифтогенный бассейн океанического тина. Формации фундамента(1-4):** 1 – мигматит-гранито-гнейсовая (сурхантау-байсунтауский комплекс;  $PR_1?$ ). Состав: гранито-гнейсы, мигматиты, граниты, диорито-гнейсы, образующие мелкие тела, гранито-гнейсовые купола. Возраст дискусионен: от раннего протерозоя до рифея; по K-Ar датировкам 1,3-1,2 млрд. лет (В.А.Хохлов); 2 – формация двуслюдяных гранитов и адамеллитов (Обинаурузский, Вахшиварский, Гуматагский массивы;  $R-PZ_1?$ ). Состав: двуслюдяные граниты, адамеллиты, лейкограниты. Возраст по геологическим данным рифейский; по K-Ar датировкам – от  $C_{2-3}$  до  $S_2$  (по З.А.Юдалевичу); 3 – лейкогранитовая (бахчинский комплекс;  $R?$ ). Серия небольших тел кордиеритовых, силлиманитовых, гранатовых гранитов, тесно связанных с гнейсовыми куполами; 4 – метаандезит-метариолитовая (айлянгарский комплекс;  $R?$ ): метаандезиты, метариолиты. **Офиолитовая ассоциация (5-6):** 5 – габбро-перидотитовая (бадавинский, кундаджуазский комплексы;  $C_1?$ ). Единичные небольшие тела (тектонические пластинки) серпентинитов вдоль Южно-Сурхантауского глубинного разлома (урочище Бадава); 6 – базальт-риолитовая (вахшиварский, ходжирбулакский комплексы;  $C_{1V}$ ). Состав: риолиты, сортированные туфовые турбидиты, туфы (преобладают), трахибазальты, шаровые лавы Набазальтов, гиалокластиты. Возраст обоснован по фауне (Ф.Р.Бенш); 316 млн. лет (K-Ar). Сопровождается габбро-диабазовыми дайками; 7 – габбро-гранитная (поджурский ком-

плекс;  $C_3-P_1$ ). Состав: пироксен-амфиболовые габбро, диориты и граниты. Возраст: 270–295 млн. лет (K–Ar, биотит); 8 – монцонит-граносиенитовая (маянгурский комплекс). Возраст  $C_2-P_1$ . Объединяет дайкообразные, штокообразные тела монцонитоидов, граносиенитов (бассейн реки Маянгур, верховья Обидарьи), гра-нодиорит-порфиров, граносиенит-порфиров; 9 – риолитовая формация (диамалекская свита;  $P_1$ ); 10 – трахибазальтовая (кай-ракская свита;  $P_1$ ). Состав: оливиновые щелочные базальты, тра-хибазальты, их туфы. Возраст установлен по геологическим взаимоотношениям; 11 – щелочных, субщелочных габброидов, базальтоидов и лампрофиров (южно-тяньшаньский дайковый комплекс); трубки взрыва и дайки.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>ПРЕДИСЛОВИЕ</b> .....	3
Глава I. Орографическая схема строения Средней Азии.....	5
Глава II. История геологической изученности.....	11
Глава III. Магматизм Средней Азии.....	19
Глава IV. Полезные ископаемые Средней Азии.....	51
Глава V. Глубинное строение земной коры и верхней мантии Средней Азии.....	78
Глава VI. Основные черты тектонического районирования территории Средней Азии.....	88
<b>ДОКЕМБРИЙСКИЕ СТРУКТУРЫ</b>	
1. Устюртский массив.....	91
2. Каракумо-Таджикский массив.....	92
<b>УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС</b>	
<b>Общая характеристика</b> .....	98
Глава VII. Тянь-Шаньская складчатая область.....	99
1. Северный Тянь-Шань.....	99
2. Срединный Тянь-Шань.....	105
3. Южный Тянь-Шань.....	130
Глава VIII. Эволюция и история геологического развития Средней Азии в докембрии и палеозое.....	173
<b>ТУРАНСКАЯ ЭПИПАЛЕЗОЙСКАЯ ПЛИТА</b>	
<b>Общая характеристика</b> .....	197
Глава IX. Эволюция и история геологического развития Средней Азии в мезозое и кайнозое.....	207
<b>АЛЬПИЙСКО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС</b>	
<b>Общая характеристика</b> .....	225
Глава X. Памирская складчатая область.....	226

1. Северный Памир.....	228
2. Центральный Памир.....	230
3. Южный Памир.....	231
4. Юго-Восточный Памир.....	232
5. Юго-Западный Памир.....	233
6. История геологического и геодинамического развития.....	234
Глава XI. Копетдагская складчатая область.....	239
Глава XII. История геологического и геодинамического разви- тия.....	243
<b>ЛИТЕРАТУРА.....</b>	<b>246</b>
<b>ПРИЛОЖЕНИЕ.....</b>	<b>250</b>

**АБДУЛЛАЕВ Р.Н., ИШБАЕВ Х.Д., ГАНИЕВ И.Н.,  
КУШАКОВ А.Р., ЧИНИКУЛОВ Х.**

# **ГЕОЛОГИЯ СРЕДНЕЙ АЗИИ**

**Ташкент – «Fan va texnologiya» – 2014**

Редактор:	Ш.Кушербаева
Тех. редактор:	М.Холмухамедов
Художник:	Д.Азизов
Компьютерная вёрстка:	Ш.Миркасымова

**E-mail: [tipografiyacent@mail.ru](mailto:tipografiyacent@mail.ru) Тел: 245-57-63, 245-61-61.  
Изд.лиц. АИ№149, 14.08.09. Разрешено в печать 24.09.2014.  
Формат 60x84 <sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Гарнитура «Times New Roman».  
Офсетная печать. Усл. печ.л. 16,75. Изд. печ.л.17,0.  
Тираж 200. Заказ №155.**

ALPHABETICAL INDEX OF THE  
PUBLISHED WORKS OF THE  
AUTHOR

# ALPHABETICAL INDEX OF THE PUBLISHED WORKS OF THE AUTHOR

1911 - 1912

1. ...	...
2. ...	...
3. ...	...
4. ...	...
5. ...	...

...  
...  
...  
...

**Отпечатано в типографии  
«Fan va texnologiyalar Markazining bosmaxonasi».  
100066, г. Ташкент, ул. Алмазар, 171.**

**FAN VA**  
**TEKNOLOGIYALAR**



ISBN 978-9943-4500-0-4



9 789943 450004