

ДОКЕМБРИЙ
СРЕДИННОГО И ЮЖНОГО
ТЯНЬ-ШАНЯ



АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
им. Х. М. АБДУЛЛАЕВА

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ
УЗБЕКСКОЙ ССР
СРЕДНЕАЗИАТСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
И МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ (САИГИМС)

М. А. АХМЕДЖАНОВ, Р. Н. АБДУЛЛАЕВ, О. М. БОРИСОВ,
Э. Р. БАЗАРБАЕВ, И. М. МИРХОДЖАЕВ, В. А. ХОХЛОВ

ДОКЕМБРИЙ СРЕДИННОГО И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

УДК 551.71/72(235.216)

Докембрий Срединного и Южного Тянь-Шаня.

Коллектив. Изд-во «Фан» УзССР, 1975, табл. 7, рис. 20, библиограф. 254 назв.

В основу монографии положены результаты исследований строения и состава докембрийских образований Срединного и Южного Тянь-Шаня. Отложения расчленены на архей — нижний протерозой, нижний — средний протерозой, рифей и венд.

На основании изучения стратиграфии, литологии, петрографии, метаморфизма и тектоники установлено наличие архей-среднепротерозойского геосинклинального кристаллического основания, перекрытого рифей-вендским чехлом. Приведены основные этапы и эпохи геологического развития территории в докембрии.

Монография представляет интерес для широкого круга геологов, работающих в области стратиграфии и тектоники докембрия.

Ответственный редактор

докт. геол.-мин. наук М. АХМЕДЖАНОВ

ВВЕДЕНИЕ

Знание строения и состава докембрийского основания горных районов Срединного и Южного Тянь-Шаня и Туранской плиты имеет не только теоретическую, но и практическую ценность. Оно позволяет расшифровать своеобразие геологических процессов далекого прошлого и существенно уточнить представления и гипотезы о развитии земной коры Средней Азии. Установленная мировой практикой закономерная приуроченность промышленных золоторудных и редкометаллических месторождений к докембрию, а также полиметаллических типа Сулливана и Брокен-Хилла делает изучение его необходимым и целесообразным.

Выходы докембрийских образований установлены в пределах Срединного Тянь-Шаня (Большой Каратау, юго-западные отроги Таласского Алатау, Пскемо-Сандалашский горный узел, Сарыджаз, Джетымтау, Нарынтау, Кассан, Букантау и Северный Тамдытау), Южного Тянь-Шаня (Южный Тамдытау, Северный и Южный Нуратау, Ауминзатау, Бельтау, Аристантау, Туркестанский хребет и Киргизата) и Каракумо-Таджикского региона (Юго-Западный Гиссар, Каратегин). Условно докембрийские образования выделены в Атбашинском хребте, Босбутау, Кампыр-Равате, Карачатыре, Султануиздаге, Кане, Кугитанге, Южном Гиссаре.

Метаморфические образования условно докембрийского возраста установлены бурением под отложениями мезо-кайнозоя в Южном Приаралье, Устюрте, в Минбулакской котловине, между горными возвышенностями Тамдытау, Бельтау, Сангрунтау и Северным Нуратау, а также в Бухаро-Хивинском районе, Гаурдаке, к западу от Кугитанга (рис. 1).

По данным геофизических исследований, под чехлом мезо-кайнозойских отложений в Юго-Восточном Приаралье, Северных Кызылкумах, Центрально-Каракумском и Карабогазгольском сводах, фундаменте Приамударьинской депрессии, западной и центральной частях Таджикской впадины имеются образования, которые по физическим свойствам коррелируются с кристаллической толщей докембрия.

Геологическая позиция докембрия, особенности его тектоники, литологии и петрографии, степень регионального метаморфизма, редкие остатки органики и некоторые определения абсолютного возраста позволяют уже на данном этапе изучения наметить стратиграфическую последовательность структурно-вещественных комплексов и описать основные черты их формирования, начиная с глубокого архея.

В монографии обобщаются сведения о строении и составе докембрийских образований Среднего и Южного Тянь-Шаня на основе результатов семилетних исследований докембрия в Султануиздаге, Букантау, Тамдытау, Ауминзатау, Северном Нуратау, Туркестанском хребте, Пскемо-Сандалашском горном узле, Кассане, Кане, Карачатыре, Кампыр-Равате, проводившихся сотрудниками Института гео-

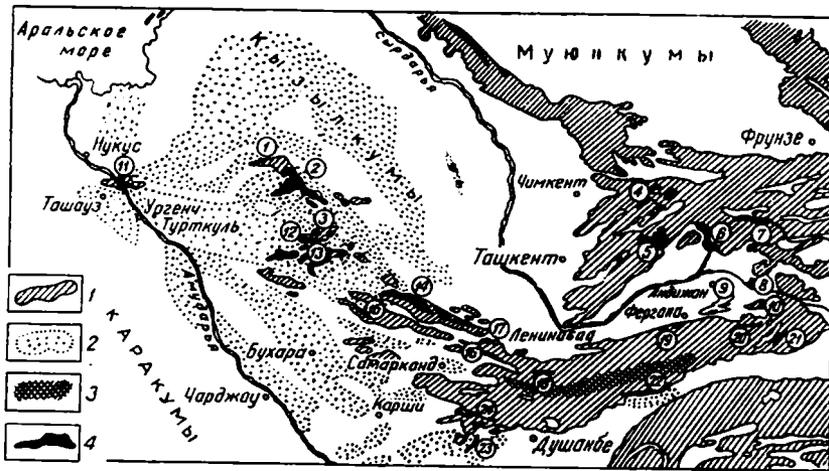


Рис. 1. Схема выходов докембрийских образований:

1 — выходы палеозойских образований; 2 — поля распространения докембрийских образований под мезо-кайнозойским чехлом; 3 — предполагаемые выходы докембрийских образований среди палеозоя; 4 — выходы докембрийских образований, установленные достоверно. Цифры в кружках — районы распространения докембрийских образований в Среднем Тянь-Шане: 1 — Северный Букантау, 2 — Южный Букантау, 3 — Северный Тамдытау, 4 — Пскемо-Сандалашский горный узел, 5 — Кассан, 6 — Баубашатинский горный узел, 7 — бассейн р. Куравес, 8 — Кампыр-Рават, 9 — Карачатыр, 20 — Алдыяр-Намаздек; в Южном Тянь-Шане: 11 — Султануиздаг, 12 — Южный Тамдытау; 23 — Ауминза-Бельтау-Аристантау; 24 — Северный Нуратау; 15 — Южный Нуратау; 16 — Марджанбулак-Мальгузар; 17 — «Тамерлановы ворота»; 18 — Туркестанский хребет; 19 — Канская полоса; 20 — Восточно-Алайский хребет; 21 — Сугутский массив; в Каракумо-Таджикском регионе: 22 — Каратегин; 23 — Юго-Западный Гиссар; 24 — Южный Гиссар.

логии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР под руководством М. А. Ахмеджанова и О. М. Борисова.

Материалы по докембрию Юго-Западного Гиссара обработаны И. М. Мирходжаевым (ТашПИ), В. А. Хохловым и В. Е. Головиным (МГ УзССР).

Для корреляции разрезов осмотрены докембрийские образования Большого и Малого Каратау, Таласского и Киргизского хребтов.

Авторы благодарны И. Х. Хамрабаеву, А. В. Покровскому, Е. М. Головину за критические замечания и советы, а также Т. П. Радченко, Н. Ачиловой, Г. Исакджановой и П. Саидову за помощь.

ГЛАВА I. ИСТОРИЯ ВОПРОСА

История геологического изучения докембрия Среднего и Южного Тянь-Шаня может быть разделена на 4 этапа.

Первый этап (1882—1930 гг.) охватывает период от организации Геологического комитета (1882 г.) до начала планомерного изучения территории Средней Азии съемками мелкого масштаба. Метаморфические толщи Султануиздага (Г. Гельмерсен, А. В. Каульбарс, Барбот-де-Марни, И. В. Мушкетов), Кассана (Г. Д. Романовский, Н. А. Северцев, Ф. Махачек), Гиссара и Каратегина (И. В. Мушкетов, Г. Д. Романовский) были отнесены к докембрию и выделены на первой геологической карте Туркестана И. В. Мушкетова и Г. Д. Романовского, опубликованной в 1884 г. В 1892 г. К. И. Богданов описал толщу докембрийских кристаллических сланцев Атбашинского хребта.

Приведенные сведения о докембрии, а также указание Э. Аргана (1935) на докембрийский возраст основания Таримского массива (который он называл Сериндией) в сочетании с представлениями о строении горноскладчатых сооружений позволили выдвинуть гипотезу о существовании в пределах Средней Азии древней платформы, представляющей собой соединительное звено между Китайской, Русской и Индийской (И. В. Мушкетов, А. Д. Архангельский, К. Леукс, Ф. Махачек, В. Н. Вебер, Э. Зюсс, Э. Арган и др.). Предполагалось, что регенерация геосинклинальных условий произошла в палеозое, причем в ряде мест сохранились различные блоки — обломки древней платформы, выполняющие роль жестких упоров и выступов, влияющих на конфигурацию и направление основных простирающихся складчатости в межблоковых геосинклинальных прогибах.

Большой вклад в изучение докембрия Тянь-Шаня, преимущественно Северного, внес В. А. Николаев (1926), который впервые отложения Атбашинского хребта отнес к верхнему протерозою, а Кассана — к протерозою.

Д. В. Наливкин (1926) высказал мысль о широком распространении докембрия в Средней Азии. На геологической карте Туркестана, изданной в 1925 г. под его редакцией, выходы докембрия (протерозоя) указаны в районе Кассана, Атбашинского хребта, Сулутерека, Юго-Западного Гиссара.

В. Н. Вебер и В. А. Николаев в Таласском Алатау и Каратау ниже фаунистически охарактеризованного ордовика установили чрезвычайно мощные однообразные, немые песчано-терригенные толщи. Протерозойский их возраст определялся условно на основании двух кри-

териев: высокой степени метаморфизма и интенсивной дислоцированности.

В конце 20-х и начале 30-х годов в результате геологических исследований И. П. Герасимова, П. К. Чихачева и А. Ф. Соседко в пределах Западного Узбекистана впервые под фаунистически охарактеризованными силурийскими осадками выделены условно нижнепалеозойские метаморфические толщи песчаников и сланцев, из которых впоследствии выделился докембрий.

Второй этап (1931—1955 гг.) совпадает с периодом проведения планомерных геологических съемок мелкого и среднего масштаба. Выделены крупные палеозойские стратиграфические подразделения, охарактеризованные палеонтологическими остатками, уточнены их взаимоотношения с немymi метаморфическими образованиями, что привело, с одной стороны, к «закрытию» некоторых докембрийских выходов, а с другой — к обнаружению новых.

На основе видимого постепенного перехода неметаморфизованных отложений в метаморфические и с учетом бытовавшего в тот период представления о том, что метаморфизм обязан термальному воздействию гранитоидных массивов верхнего палеозоя, определять возраст немых метаморфических толщ стали по отложениям, охарактеризованным фауной. Так, О. И. Сергунькова и Р. С. Циммерман в 30-х годах существенно сократили объем докембрия Атбашинского хребта, отнеся большую часть к силуру.

В 1937 г. Е. М. Головин и И. А. Айзенштат метаморфическую толщу Кассана определили как силур. Л. И. Турбин (1951—1953 гг.) — как кембро-ордовик, хотя еще в 1933 г. Н. М. Синицын делил ее на докаледонскую гнейсово-сланцевую и каледонскую слюдисто-сланцевую. В 40-х годах также были «омоложены» до силура-девона метаморфические толщи Юго-Западного Гиссара (Г. С. Чикрызов, П. Н. Подкопаев, М. М. Лебедь, X. В. Рыскина, М. М. Посохова и др.) и Каратегина.

«Омоложению» подверглись также вновь открытые метаморфические образования условного докембрия, в частности, кристаллические сланцы Тахталыкской гряды, отнесенные В. Н. Огневым (1935) к докембрию (протерозою, 1937), Е. И. Зубцов и Е. И. Зубцова (1956) предлагают считать нижним палеозоем.

В пределах Нарынского антиклинория С. С. Шульц (1938) нижнюю часть немой толщи Большого Нарына (рассланцованные кварцевые порфиры) отнес к докембрию, а верхнюю — к верхнему силуру и девону. Позже Е. И. Зубцов (1955) всю эту толщу объединил в единый комплекс с отложениями ордовика.

В Большом Каратау метаморфические образования докембрия установлены в 1947 г. Н. М. Саловым, а в конце 50-х годов описаны Н. И. Николаевым, Л. В. Беляковым, В. И. Пазиловой и Г. М. Дембо. Большое значение имело установление принадлежности к докембрию толщи слабометаморфизованных отложений. Н. М. Салов (1943—1947 гг.) подразделил их на две свиты: известняковую (сине бакырлинскую) с верхнепротерозойскими строматолитами и более молодую — вулканогенно-осадочную (кайнарскую).

В связи с установлением в Большом Каратау и Таласском хребте (В. А. Николаев, 1939) наряду с суперкрупными комплексами слабометаморфизованных толщ верхнего протерозоя возник вопрос о их возрастном взаимоотношении и роли прогрессивного метаморфизма для стратиграфического расчленения.

В процессе съемочных работ в других частях Тянь-Шаня также установлены новые слабометаморфизованные толщи, обычно составля-

ющие низы палеозойских разрезов. Некоторые исследователи высказались о вероятности их более древнего возраста. В частности, в Центральных Кызылкумах (Букантау) возраст кокпатасской свиты предполагался кембрийским (В. А. Захаревич), силурийским (С. А. Кушнар) или нижнепалеозойским (Ю. М. Петров). Выделенная А. С. Аделунгом киттармайская свита Зиаэтдинских гор отнесена к нижнему силуру. Возраст кристаллических сланцев Северного Нурата считался нижнепалеозойским или даже докембрийским (Е. Я. Бутакова), а в конце 40-х годов был индексирован как силур (Н. А. Лосев, М. М. Посохова, Х. В. Рыскина). В Пскем-Сандалашском горном узле выделен каракасмачский комплекс силурийского или силур-нижнедевонского возраста (В. А. Николаев, 1933).

В Султануиздаге свита биотитовых гнейсов и мраморов, прорванных основными породами (амфиболитизированные габбро), считалась А. В. Пэком, А. Н. Чураковым (1936) древней, а Я. С. Висьневским (1940) архейской.

Необходимо отметить и те толщи, докембрийский возраст которых не подтвердился. Так, «докембрийские» кварцевые порфиры Калканата (С. Ф. Машковцев, 1929) оказались верхнесилурийско-нижнедевонскими (Н. П. Васильковский, 1948). В 1929 г. Б. Н. Наследов указал на большое сходство выделенной им гнейсово-сланцевой курусайской свиты со сланцами Кассана и возраст ее условно принял как протерозойский, а С. Ф. Машковцев (1935) — как силур-протерозойский. Однако Е. Д. Карпова (1946) установила наличие гнейсов и роговиков только в контакте с гранитоидным массивом. Постепенный переход гнейсов в нормальные слабометаморфизованные породы подтвержден О. М. Борисовым (1970). В подстилающих же сланцах урубуканской свиты Л. М. Глейзером в 1967 г. собраны граптолиты среднего ордовика, в 1973—1974 гг. — комплекс граптолитов раннего — среднего лландоверри (Р. Н. Абдулласв, О. М. Борисов, Н. Ишназаров и др.).

Следовательно, «омоложение» докембрийских, а в некоторых случаях и нижнепалеозойских толщ являлось характерной особенностью данного периода изучения. На геологических картах почти все выходы докембрия приобрели зеленый цвет силура (за исключением бессазской, урстатинской, бакырлинской и кайнарской свит Большого Каратау и небольшого выхода в Атбашинском хребте) или же обозначались индексом «М», ничего не говорящем о возрасте. Мнение же ряда исследователей, отстаивающих докембрийский возраст метаморфических пород, обычно игнорировалось.

В этот же период продолжали развиваться представления о заложении в палеозое геосинклиналей на консолидированной древней платформе (А. Д. Архангельский, Р. Штауб, К. Леукс, Д. И. Мушкетов, А. Н. Мазарович, Н. Г. Кассин, М. М. Тетяев, О. С. Вялов и др.). В качестве основного доказательства взяты «жесткие орогенные массивы» в основании плит и депрессий, определявшие характер изгибов и разветвлений складчатых зон. Наиболее полно это отражено в работах Н. Г. Кассина (1934). На палеогеографической схеме докембрия им выделены узкие геосинклинали Урала — Южного Тянь-Шаня и Северного Тянь-Шаня внутри «древнейшей материковой части». Однако только на палеогеографической схеме М. М. Тетяева (1938) впервые в пределах Средней Азии и Казахстана была отражена единая карельская платформа, подвергшаяся почти полной геосинклинальной регенерации в каледонский и герцинский циклы тектогенеза.

Вновь карельское складчатое основание, аналогичное фундаменту Русской платформы, перекрытому рифейским платформенным чехлом, упомянуто в известной работе А. В. Пейве, Н. М. Синицына (1950). По

их мнению, эпикарельская платформа Средней Азии служила «соединительным звеном между ныне разобщенными Русской, Африканской, Китайской и Индостанской платформами». Авторы считали, что уже с силура регенерация геосинклинального режима охватила эту платформу целиком, и отрицали сохранение «жестких масс».

Д. В. Наливкин, Н. С. Шатский, А. И. Смолко, Ф. Махачек, В. В. Белоусов и другие отрицали наличие платформы в докембрийское время, так как они полагали, что складчатые области каледонид, герцинид и альпид последовательно наращивали Ангарский материк. «Исчезновение» докембрия с геологических карт привело к усилению этих представлений. В начале 50-х годов большинство исследователей отрицало наличие в докембрии складчатых процессов, а на месте бывших жестких масс изображались области интрагеосинклинальных поднятий или межгорных прогибов и длительно погружавшихся депрессий.

Следовательно, в рассматриваемый период возраст ранее выделенных докембрийских толщ был поставлен под сомнение, они преимущественно стали индексироваться силуром. Но в то же время мало кем отрицалась возможность наличия под палеозойскими отложениями докембрийских образований. Такая точка зрения четко выражена И. Х. Хамрабаевым (1958). Анализируя состояние вопроса о докембрии в Западном Узбекистане, он отметил: «На современном эрозионном срезе исследуемой площади достоверно установленных докембрийских образований нет. Есть лишь предположение о наличии докембрийских гранитов в районе Северо-Нуратинских гор, основанное на обнаружении галек гранитов в составе нижнепалеозойских песчаников и гравелитов (Н. А. Смирнов, 1937). Несомненные докембрийские образования отсутствуют и в ближайшем соседстве с Западным Узбекистаном. Докембрийский возраст Южно-Памирской кристаллической толщи и гнейсов Султануиздага, как известно, также находится под сомнением (В. А. Николаев, 1934; С. И. Клушников и А. И. Попов, 1936). Приведенные в работе В. А. Масленникова (1955) доводы в пользу докембрийского возраста Южно-Памирской кристаллической толщи являются лишь косвенным доказательством и окончательно не решают эти проблемы.

Однако мы допускаем по аналогии с Моголтау и Туркестанским хребтом, естественным продолжением которого являются горы Западного Узбекистана, наличие мощных, но не вскрытых метаморфизованных толщ докембрия и кембрия под ныне обнажающимися толщами ниже- и среднепалеозойских пород» (стр. 17).

Третий этап изучения (1956—1973 гг.) совпадает с началом интенсивных планомерных средне- и крупномасштабных съемок, которыми покрыты все выходы палеозоя на поверхности и значительная часть «закрытых» территорий. Развернувшиеся региональные геофизические исследования, а также глубокое бурение отдельных площадей в связи с поисками нефти, газа, воды и других полезных ископаемых позволили осветить многие вопросы глубинного строения и состава докембрийского фундамента.

На данном этапе исследований организовывались тематические партии и группы, изучавшие широкий круг вопросов по стратиграфии, магматизму, литологии и тектонике палеозоя, особенно ее нижних подразделений. Наиболее важными их результатами следует считать установление в Пскемо-Сандалашском горном узле фауны кембрия и ордовика (А. Ф. Степаненко, 1958; Р. Н. Абдуллаев, Л. М. Глейзер, 1965; К. С. Сагындыков, 1964, 1967; Е. И. Зубцов, 1955, Е. И. Зубцов и Е. И. Зубцова, 1963; И. Д. Доронкин), среднего ордовика в Кассане (Г. И. Макарычев, 1964). В 1964 г. К. К. Пятков и др. в Северном Тамдытау в изолированных блоках известняков нашли нижнекембрийские трилоби-

ты и пелециподы. М. М. Кухтиков, Г. С. Поршняков, Б. В. Яскович, М. М. Посохова, Т. И. Хайруллина значительно уточнили объемы и стратиграфию кембрийских отложений Алай-Кокшаальской горной системы, выявленных еще в 30-х годах Д. В. Мушкетовым, В. Н. Вебером, Е. М. Лермонтовой, А. П. Марковским, И. С. Комишаном, П. А. Грюше, Н. А. Смирновым. Новые выходы среднего кембрия были открыты в верховьях р. Кайнды на горе Актур (К. Я. Михайлов), в районе бурогоугольного месторождения Сулюкта (Д. П. Резвой), в Мальгузарских горах.

Материалы по кембрию Южного Тянь-Шаня обобщены Б. В. Ясковичем (1968), а по Северному Тянь-Шаню и каратау-нарынской части Среднего Тянь-Шаня С. Г. Анкиновичем (1961), а для района Большого Каратау и гор Джебаглы — Г. Х. Ергалиевым (1965).

Для установления нижней границы кембрия весьма важным фактом явилось выявление в Куруктаге выше тиллитоподобных пород мощной коры выветривания, выше которой располагаются кремнистые сланцы с прослоями известняков с нижнекембрийскими трилобитами (Ху-Шу-Жун, 1959).

Таким образом, установлено, что стратиграфический размах кембрийских отложений колеблется в пределах 1—2 км. ими перекрываются более мощные по разрезу слабо метаморфизованные и метаморфические толщи. Этим самым были подготовлены условия для перевода этих отложений в докембрий и начала процесса «восстановления в правах» ранее «омоложенных» участков докембрия. Так вновь был «открыт» докембрий в Юго-Западном Гиссаре (С. К. Овчинников, 1956), в бассейне Большого Нарына (Ю. В. Жуков, 1960; Е. И. Зубцов, 1961), Кассане (Г. М. Макарычев, 1963), Каратегине (М. М. Кухтиков, 1966).

Н. М. Синицын (1960) отмечал широкое распространение докембрийских кристаллических сланцев и гнейсов в строении Куэнь-Луня, Кара-Корума и Таримской впадины (включая Сулутерекский выступ) и поддержал представления о докембрийском возрасте кристаллических сланцев Кассана и Атбашинского хребта, терригенной толщи Большого Каратау, кристаллической толщи Кок-Ийримтау и Тахталыкской гряды. В долине р. Акбуры условно к докембрию им отнесена толща зеленых метаморфических сланцев и песчаников (ныне известна как канская свита). Весьма ценны высказывания Н. М. Синицына о принадлежности фрагментов докембрийских толщ к единому докембрийскому фундаменту, об унаследованности палеозойскими и более молодыми горными сооружениями Тянь-Шаня главнейших направлений плана допалеозойской тектоники.

Благодаря В. Г. Королеву (1962, 1965) доказана принадлежность улутауской серии Большого Каратау и узунбулакской и шорашуйской свит Пскемо-Сандалашского горного узла к венду, для которых большим достоинством исследователей принимался нижнекембрийский возраст.

В 1963 г. В. Г. Королев и А. А. Недзвизин впервые установили в Большом Каратау урстатинскую свиту, согласно перекрытую нижнерифейскими (?) известняками бакырлинской свиты. Доказан более молодой (среднерифейский) возраст осадочно-вулканогенной кайнарской свиты, согласно, а местами с размывом залегающей на бакырлинских известняках.

Попытка расчленения толщ докембрия Среднего и Южного Тянь-Шаня главным образом на основании характера их взаимоотношений и степени метаморфизма предпринята Б. В. Ясковичем. Рабочая схема стратиграфии докембрия обсуждалась на Совещании по унификации стратиграфических схем Средней Азии (Ташкент, 1958 г.) и была одобрена в 1959 г. Межведомственным стратиграфическим комитетом

(1962, 1965 г.). Докембрий предложено расчленять на архей, протерозой и синий. К архею в пределах Среднего и Южного Тянь-Шаня отнесены глубокометаморфизованные комплексы пород, подвергшиеся гранитизации, мигматизации, палингенезу и пластическим деформациям мигматиты и очковые гнейсы низов кристаллической толщи Юго-Западного Гиссара, к нижнему протерозою — кристаллические сланцы и парагнейсы Юго-Западного Гиссара (верхняя часть толщи), гармская серия Каратегина, кристаллические сланцы и мраморы Джетымтау и Акшейрека, к верхнему протерозою — микрогнейсы и сланцы Юго-Западного Гиссара, содержащие споры верхнего протерозоя, и Каратегина (барзагинская свита). К синию условно отнесена свита Большого Нарына.

В 1962 — 1965 гг. М. А. Ахмеджанов и О. М. Борисов исследовали тектонику палеозойских образований Узбекистана. На составленной карте палеозойских образований Узбекистана и сопредельных территорий (1965 г.) при участии А. А. Арипова, Э. Р. Базарбаева, Л. М. Глейзера, А. В. Покровского, Р. А. Мусина и Д. Х. Якубова, кроме известных выходов докембрия Юго-Западного Чаткала, Кассана и Пскемо-Сандалашских гор, впервые были показаны площади условного докембрия в пределах Западного Узбекистана. К верхнему рифею были отнесены ауминзинская, кокпатасская, султануиздагская и кумбулакская свиты, а к венду — кремнисто-углеродисто-сланцевая толща (коксайская и тасказганская свиты). В Гиссаре к нижнему рифею была отнесена пальгарская свита, к среднему — диймалекская свита, к верхнему рифею — айлянгарская свита, а к нижнему венду — ширкентская. Метаморфическая толща Кассана считалась верхнерифейской, а узунбулакская и шорашуйская соответственно ранне- и поздневендской (табл. 1).

Позже докембрийские образования были охарактеризованы М. А. Ахмеджановым, О. М. Борисовым, И. А. Фузайловым (1967) и впервые для Западного Узбекистана приведены определения органических остатков верхнего рифея, обнаруженных в отложениях кокпатасской свиты Букантау (М. А. Ахмеджанов и Э. Р. Базарбаев, 1967). Вследствие этого интерес к докембрию в Узбекистане резко возрос, что повлекло выявление новых площадей и точек с докембрийскими органическими остатками. Большое значение имело отнесение О. Н. Халецкой в 1967 г. к докембрию большей части разреза бесапанской свиты Ауминзатау, Бельтау и Южного Тамдытау, ранее относившейся к силуру (см. табл. 1).

Ш. Ш. Сабдюшев и др. (1969) в Северном Тамдытау из состава балпантауской свиты выделили докембрийские — учкудуктаускую, аккудукскую, охарактеризованную органикой, и тайманскую. Б. В. Яскович и др. (1971) в Северном Тамдытау обнаружили органические остатки верхнего протерозоя.

Основываясь на сравнительном анализе геологических и металлогенических данных, характеризующих Тянь-Шань и Урал, В. Г. Гарьковец (1964а, 1964б) предложил выделять нижний структурный ярус, сложенный, как и на Урале, докембрийско-нижнепалеозойскими комплексами. Он отметил, что докембрий в пределах Западного Узбекистана не обнажается, но слагает большие площади в Бухаро-Газлинском регионе и Юго-Западном Гиссаре.

В первой указанной работе В. Г. Гарьковец писал, что «...архейско-протерозойские и каледонские комплексы, занимающие на Урале западную ее часть вплоть до Центрально-Уральского поднятия, не могут сопоставляться со сравниваемой нами частью Западного Узбекистана, так как в пределах последнего достоверно не установлено аналогичных образований» (стр. 19). Во второй работе отметил, что «в пределах

СХЕМЫ

расчленения докембрийских образований Западного Узбекистана

Архей	Протерозой					Авторы
	верхний					
	рифей		венд			
нижн.—средн.	нижн.	средн.	верхний	нижн.	верхн.	
			Ауминзинская, кокпатасская, султаниздагская, кумбулакская		Кремнисто-углеродисто-сланцевая толща	М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов (1965 г.)*
			Ауминзинская		Бесаланская Зимбылтауская Тасказганская	О. Н. Халецкая (1967 г.)
			Тасказганская Ауминзинская		Бесаланская	К. К. Пятков, И. А. Пяновская, А. К. Бухарин (1968 г.)
			Улусская, зна-этинская (китармайская)	Мадже-румская Ауминзинская	Бесаланская	В. Н. Огнев, Л. Н. Белькова, О. Г. Каптро (1968 г.)
			Кумбулакская, ауминзинская	Кокпатасская Тасказганская	Муручтауская, коксайская	М. А. Ахмеджанов, Р. Н. Абдуллаев, О. М. Борисов, Э. Р. Базарбаев (1968—1970 гг.)
			Тасказганская, ауминзинская, учкудуктауская	Аккудукская коксатасская	Тайманская, аккудукская, учкудуктауская	Ш. Ш. Саблюшев, Б. В. Яскович, Р. Р. Усманов (1969 г.)
			Ауминзинская	Тасказганская	Бесаланская, коксайская, тайманская	В. Г. Королев, В. В. Киселев (1971 г.)
						Б. Я. Хорева, А. Д. Искандеров, А. Н. Чухонин (1971 г.)

* Авторы предполагали возможность отнесения тасказганской, киттармайской и части коксайской свит к докембрию.

~~~~~ Перерыв в осадконакоп-  
лении  
||||| Осадки отсутствуют  
————— Согласно залеганию.

Тянь-Шаня породы ордовика и кембрия вообще незначительно распространены, а докембрийские комплексы сравнительно выдержаны лишь в Гиссаро-Сулутерекской зоне. Характерно, что по месту распространения они также увязываются со своим уральским аналогом в Урало-Тобольской зоне, представленной древними метаморфическими породами» (стр. 80).

Позже В. Г. Гарьковец (1969а, 1969б) стал одним из сторонников широкого развития докембрия в Западном Узбекистане и высказал мнение о допалеозойском возрасте золотого оруденения Мурунтау. Исходя из наличия гальки гранитоидов и гальки золотосодержащего кварца в базальном основании девона, он выдвинул идею о докембрийской петро-металлогенической эпохе.

К 1968 г. А. К. Бухарин, К. К. Пятков, Ю. К. Быковский, И. А. Пяновская и другие признали наличие докембрия в пределах Центральных Кызылкумов, отнеся к протерозойским образованиям ауминзинскую, тасказганскую и бесапанскую свиты как нижнюю часть байкало-палеозойского структурно-геосинклинального комплекса.

К. К. Пятков и др. (1969), не отрицая рифей-вендский возраст ауминзинской, тасказганской и бесапанской свит, считали, что к докембрию нельзя относить отложения киттармайской, маджерумской, кокпатасской, коксайской свит и метаморфические образования Султануиздага.

В 1972 — 1973 гг. А. К. Бухарин, В. Г. Гарьковец, К. К. Пятков и др. при составлении рабочей корреляционной схемы верхнепротерозойско-нижнепалеозойских образований Узбекистана и макетов палеотектонических карт отнесли к нижнему рифею ауминзинскую свиту, к среднему — верхнему рифею — тасказганскую свиту и к верхнему рифею — бесапанскую свиту. Они рассматривали все отложения рифея Кызылкумов как единый седиментационный комплекс.

З. М. Абдуазимова и др. (1974) на основании новых сборов микрофитолигов пришли к выводу о позднедокембрийском возрасте тасказганской свиты Южного Тамдытау, Ауминзатау, Бельтау, Джетымтау и западной части Северного Нуратау, кокпатасской — гор Кокпатас и кремнисто-доломитовой пачки Южного Букантау, Северного Тамдытау и Марджанбулака.

В 1970 г. в Кассане также значительно расширилась площадь докембрия за счет включения в нее верхов алмалыбулакской свиты (Образцов, Храмков, Мустафин, Денисов, 1971; Абдуллаев и др., 1971).

Данные по докембрию Северного и Среднего Тянь-Шаня обобщены Л. Н. Бельковой и В. Н. Огневым (1961, 1964б). В кристаллической толще Атбашинского хребта выявлены образования амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма и диафторированные эклогиты (Белькова, 1965).

Кристаллическую сланцево-гнейсовую толщу Каратау, Тахталыкской гряды, бассейнов рек Нарына и Сарыджаза и Атбашинского хребта В. Н. Огнев и др. (1968) на основании их принадлежности к продуктам регионального метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций и ультраметаморфизма относят к архею. К нижнему протерозою в Среднем Тянь-Шане отнесены только небольшие интрузии основного и ультраосновного состава, которые в Каратау перекрыты средним протерозоем. Полагают, что в среднем протерозое Средний Тянь-Шань представлял собой область сноса.

Результаты петрографического изучения докембрийских пород Среднего Тянь-Шаня, стратиграфическая корреляция и основные черты формирования структурно-формационных зон позднего докембрия описаны Л. Н. Бельковой, В. Н. Огневым и А. Ф. Ташилевым

(1969). Предложенная ими стратиграфическая схема основана преимущественно на различиях степени метаморфизма пород.

Позже Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев и О. Г. Кангро (1972) затронули вопросы расчленения докембрия Южного Тянь-Шаня. К докембрию отнесены метаморфиды Северного Нуратау (улусская и маджерумская свиты), киттармашская (зиаэтдинская свита Киттармая) и ягнобская свита Зарафшанского хребта. По их мнению, к архею необходимо отнести каратегинскую свиту Каратегина, байсунскую — Гиссара, нижнюю урусайскую — Султануиздага, к нижнему протерозою — улускую свиту («свита кристаллических сланцев» Н. А. Лосева) Северного Нуратау и киттармайскую свиту — Зиаэтдинских гор, к рифею — ягнобскую свиту Зарафшанского хребта, аумиизинскую — Центральных Кызылкумов, маджерумскую (иттынусайская свита) — Северного Нуратау, майлисуйскую — Северной Ферганы, канскую — Южной Ферганы и некоторые толщи Туркестанского хребта, а к венду — бесапанскую свиту.

Возраст метаморфических пород Южного Нуратау (по Арустамову, 1960, докембрийский), Л. Н. Белькова, В. Н. Огневой, О. Г. Кангро (1972) определяют как архейский. Необходимо отметить, что возраст метаморфической полосы мраморов, слюдяных песчаников и сланцев (местами с гранатом и ставролитом) принимался большинством исследователей как нижнепалеозойский или силурийский и лишь несколькими исследователями отставался как девоно-карбонный (Н. А. Смирнов, Г. С. Чикризов, М. М. Посохова) или среднекарбонный (Р. А. Мусин, О. И. Сергунькова). В 1970 г. И. В. Ложкиным в верхней части битауской свиты найдена ниже-среднедевонская фауна, а вышележащая толща мраморов с диаспор-корундовыми наждаками отнесена к среднему карбону. Метаморфизм обусловлен термальным влиянием скрытых на глубине интрузивных тел гранитоидов (Борисов, 1955, 1961).

Не подтвержден и докембрийский возраст кристаллических сланцев района ст. Чиили (хребет Каратау). В результате картировочно-параметрического бурения В. В. Галицкий, Ф. М. Ибрагимов, О. С. Богатырев, В. И. Лук-Зильберман (1971) установили, что метаморфизм терригенной толщи гранитоидного Кызылдикинского массива, а из прослоев мраморизованного известняка собрана фауна живетского яруса.

Выяснилось также, что не всю метаморфизованную толщу Южного и Юго-Западного Гиссара, залегающую выше кристаллической толщи докембрия, можно отнести к протерозою. Докембрийский возраст образований Южного Гиссара принимался И. М. Исамухамедовым, П. Д. Купченко, А. А. Поповой, В. М. Велитченко и др., но С. Я. Лапидус, В. И. Зонов, М. М. Маденов, А. М. Мустафин и Ю. А. Воробьев считали их возраст силур-девонским, а А. В. Покровский, В. А. Хохлов и Л. Н. Игнатьева — нижедевонско-верхнесилурийским. В верхней части разреза в метаморфической толще в 1962 г. Д. А. Рубанов нашел верхнесилурийские криноидеи, а несколько позже — фауну верхнего ордовика. Метаморфизм терригенной толщи обусловлен контактовым воздействием крупных герцинских плутонов гранитоидов, однако не исключен докембрийский возраст немой и наиболее метаморфизованной нижней части толщи.

Э. Д. Безуглов, А. Т. Кислицин, И. В. Кондаков (1972) впервые в отложениях маляндской и хандизинской свит установили споры грибов и микрофоссилий (опр. А. С. Лопухина и Н. В. Корсаковой). Из отложений маляндской свиты хребта Сурхантау возраст органики определен как нижний и средний кембрий, в то время как в вышележащих породах хандизинской свиты — ранний кембрий (!). По нашему

мнению, этот «перевернутый» характер расположения органики можно объяснить более поздним засорением докембрийских пород пылью, спорами, грибами, микрофоссилиями. Вероятно, подобная обстановка складывалась в Кугитанге и Южном Гиссаре (ширкентская свита), где в метаморфических породах найдены споры верхнего протерозоя — раннего палеозоя: *Leioligotrilites crassis* (N a u n.) T i m., *Mucteroligotrilites mormoratus* T i m., *Trachyoligotrilites planus* T i m., *Trachyoligotrilites laminaritel* T i m. (опр. Б. В. Тимофеева).

Докембрийский возраст метаморфической толщи Каратегина (Гармский блок) также подвергнут сомнению (А. С. Шадчиев и др., 1970), так как в ряде мест в мраморизованных известняках обнаружена фауна верхнего силура — нижнего девона. Интересно, что блоки и линзовидные тела известняков с фауной заключены среди метаморфических пород амфиболитовой фации и ультраметаморфических образований, а сами лишь подверглись незначительной мраморизации. В связи с этим можно предполагать, что это тектонические блоки внутри тектонических пластин докембрия.

Не найден также горизонт «тиллитоподобных» пород синия, выделенных Б. В. Ясковичем под отложениями нижнего кембрия в бассейне р. Арглы, Туркестанский хребет (Р. Н. Абдуллаев, М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, 1973).

Вместе с тем в пределах Тянь-Шаня выявились факты, подтверждающие докембрийский возраст, в специальных исследованиях, начатых с 1961 г. в Гиссаре под руководством В. А. Хохлова (МГ УзССР) и А. В. Покровского (ИГиГ АН УзССР), в Каратегине — В. Т. Вахрушева, Ю. Н. Нуйскова (Геолком при СМ ТаджССР), с 1963 г. в Южном Тамдытау и Ауминзатау — В. П. Лощининым (ИГиГ АН УзССР), с 1965 г. в Южном Тамдытау и западной оконечности Северного Нуратау — Б. Я. Хоревой (ВСЕГЕИ), с 1965 г. в Ауминзатау, Бельтау, Тамдытау и Букантау — О. И. Кима (МГ АН УзССР), с 1964 г. Букантау — Э. Р. Базарбаевым (ИГиГ АН УзССР), с 1968 г. в Карачатыре А. А. Бакировым (ГИ АН КиргССР), с 1962 г., в Пскемском хребте группой Л. М. Глейзера и Р. Н. Абдуллаева (ИГиГ АН УзССР).

Дополнительные материалы получены в процессе геологических, поисковых и геофизических работ. Детализирована стратиграфия докембрийских толщ, даны петрографические характеристики выделенных свит и установлены основные этапы, ступени метаморфизма и диафтореза, освещены геохимические особенности и рудоносность, палеогеографические условия формирования осадочных и осадочно-вулканогенных пород.

Полученные данные характеризуют возраст древних толщ (радиологические методы) пород Гарма как 2,5—2,9 млрд. лет (Г. А. Мурина), Юго-Западного Гиссара — 600—900 млн. лет (В. А. Хохлов и А. В. Покровский), Южного Тамдытау — 800—1300 млн. лет (Б. Я. Хорева), Бешторского гранитоидного массива — 900 млн. лет (М. Д. Гесь). Кроме того, онколиты и водоросли верхнего рифея найдены в кокпатаской (Ахмеджанов и Базарбаев, 1967), аккудукской (Сабдюшев и др., 1969) и сувликсайской (Абдуллаев и др., 1971) свитах и микрофоссилий рифея — в киттармайской свите (Яскович и др., 1972).

По данным В. Б. Горянова и др. (1973), метаморфические образования Северного Нуратау (иттынусайская свита), Алайского хребта (канская свита), Восточно-Алайского хребта (сугутская серия), Северо-Восточной Ферганы (майлисуйская свита) имеют докембрийский возраст. Основанием для такого вывода явились находки органических остатков от ордовика до нижнего карбона в перекрывающих отложениях и высокая степень метаморфизма.

В Южном Нуратау рифей-вендские отложения выделены в Каратау, Северо-Западном Актау и Марджанбулаке (Абдуазимова и др., 1974). Кремнисто-карбонатная гряда «Тамерлановых ворот» по комплексу проблематичных органических остатков отнесена к верхнему рифею (Абдуллаев и др., 1974).

Особенно большие успехи в стратиграфическом расчленении рифея и венда были достигнуты по Северному Тянь-Шаню и Каратау-Нарынской ветви Срединного Тянь-Шаня, которые обобщены В. Г. Королевым (1960, 1962, 1963, 1965, 1970), В. Г. Королевым и В. В. Киселевым (1971); обосновано расчленение рифея на нижний, средний и верхний.

На I (Караганда, 1969) и II (Алма-Ата, 1971) Казахстанских совещаниях по докембрию и палеозою в проекте схемы сопоставления разрезов докембрия Казахстана и Тянь-Шаня (А. А. Богданов, В. Г. Королев, Ю. А. Зайцев и др.) предложены региональные стратиграфические комплексы для рифея и венда. К сожалению, в проекте схемы учтены данные только по докембрию Кызылкумов, причем к дорифейскому комплексу отнесены учкудуктауская, ауминзинская и тасказганская свиты, к верхнему рифею — аккудукская и кокпатасская свиты, к венду — бесапанская, коксайская и тайманская свиты.

В результате детального изучения тиллитоносного комплекса Каратау-Нарынской ветви Срединного Тянь-Шаня Е. И. Зубцов (1972) пришел к выводу о ледниковом происхождении пород, расчленил их на четыре докембрийских (венд) стратиграфических комплекса.

В 1971 г. А. Г. Бакиров и Н. Л. Добрецов опубликовали схему метаморфических фаций восточной части Средней Азии в м-бе 1:1 500 000. На этой схеме показаны площади развития протерозойских образований, составляющих фундамент Таджикской депрессии (включая выходы Юго-Западного Гиссара и Гарма) и Курамино-Ферганского срединного массива, метаморфизованных в фации биотито-силлиманитовых гнейсов (амфиболитовая). В бассейне р. Кассапа протерозойские отложения метаморфизованы, по их мнению, в фации дистеновых гнейсов, а отложения верхнего протерозоя — в фации зеленых сланцев высокотемпературной субфации. Отложения иттыусайской и канской свит по возрасту считаются нижнепалеозойскими и отнесены к фации глаукофановых сланцев.

Анализ положения ряда гранитоидных массивов Северного и Срединного Тянь-Шаня позволил Г. И. Макарычеву (1964) выделить докембрийские комплексы, к которым он отнес Кумыстинский, Бешторский и Тундукский массивы. Позже Г. И. Макарычев и М. Д. Гесь (1970, 1971) предложили выделять в Чаткало-Кураминских горах три древних интрузивных комплекса: сууктепинский — рифейский (габбро, габбро-диориты, диабазы, амфиболиты), бешторский — верхний рифей (гранодиориты и граниты) и тундукский — верхний рифей (диабазы и их покровы, дайки профиров).

В. А. Хохлов к докембрию впервые отнес комплекс лейкократовых гранитов бахчинского или ходжаосманского типа и кордиеритовые граниты сузызтауского типа, которые ранее относились к докаменноугольным (С. К. Овчинников, А. Т. Тарасенко, С. Я. Лapidус) или каменноугольным (И. М. Исамухамедов, П. Д. Купченко, Б. Ф. Василевский).

В схеме возрастной корреляции магматических комплексов Средней Азии (Хамрабаев и др., 1971) выделены дорифейские, рифейские и вендские магматические комплексы, причем впервые гнейсо-гранитный Среднеурюклинский и Айлянгарский массивы Юго-Западного Гиссара (условно) и диорит-плагиогранитовый Бешторский массив Пскемского хребта отнесены к дорифейским образованиям, а комплексы высоко-

глиноземистых гранитов Юго-Западного Гиссара (условно) — к рифейским.

Приведенные данные в значительной степени укрепили мнение о наличии докембрия в Средней Азии, но оставались нерешенными вопросы о внутренней стратификации докембрийских толщ, о принадлежности тех или иных комплексов пород к геосинклинальным или платформенным образованиям и т. п.

Выделение четвертого (современного, с 1973 г.) этапа исследований докембрия Срединного и Южного Тянь-Шаня обосновано тем, что именно с этого времени докембрийские образования стали предметом специальных комплексных геолого-геофизических исследований, так как стало ясно, что именно к докембрийским образованиям приурочены месторождения золота и своеобразные рудопроявления ванадия, меди, молибдена, олова, вольфрама и других полезных ископаемых, о генезисе которых высказаны противоречивые мнения.

В МГ УзССР создана специальная тематическая партия по докембрию, перед которой стоят следующие задачи: комплексное изучение докембрийских образований Узбекистана с целью определения перспектив их рудоносности; изучение глубинного строения докембрийского комплекса на основании геофизических данных, прежде всего на участках, перекрытых мезо-кайнозойем; определение критериев принадлежности пород к докембрию; выделение площадей, подлежащих комплексному изучению и доизучению из ранее подвергшихся геологической съемке без учета возможности распространения докембрийских образований; определение пунктов бурения опорных скважин.

В ИГиГ АН УзССР также намечены комплексные исследования с целью изучения стратиграфии, метаморфизма, литологии, магматизма и тектоники докембрийских отложений, а также установления петрофизических характеристик пород и выявления строения и мощностей «гранитного» докембрийского слоя по данным сейсмологии и перинтерпретации профилей ГСЗ.

Планомерные и всесторонние исследования докембрия с привлечением новых методов, несомненно, позволят уточнить состав и строение докембрия и наметить основные направления поисково-съемочных работ.

Важное значение для расширения географии докембрия имели данные глубокого бурения в сочетании с геофизическими исследованиями. Магнитометрическими (И. А. Фузайлов, Л. Н. Котляревский, И. Г. Кремнев, З. А. Макарова, Д. П. Голуб, А. В. Глазунова и др.), сейсмологическими (И. А. Бутовская, В. И. Уломов, Б. С. Вольвовский, И. С. Вольвовский, В. А. Пак, Ф. Х. Зуннунов и др.) методами установлена почти сплошная для Средней Азии граница раздела с граничными скоростями 5,9—6,1 км/сек, хорошо сопоставляемая с поверхностью архейско-среднепротерозойского кристаллического фундамента. Выяснено, что иногда докембрий располагается прямо под отложениями мезо-кайнозоя, что отражено в схемах строения палеозойского фундамента со снятым мезо-кайнозойским чехлом (Ахмеджанов и Борисов, 1968; Бакиров, Королев, 1971; Князев, 1969; Князев и др., 1970).

Возраст кристаллических пород и генезис слагающих их структур до сих пор остается спорным. Так, В. И. Попов, выделяя Каракумское семейство ядер, считал, что их сердцевины имеют докембрийско-девонский возраст. Ю. Н. Годин, Н. П. Казаков, И. О. Брод полагали, что это ядра каледонской консолидации. Однако все чаще исследователи приходят к мнению, что их возраст докембрийский (Г. М. Амурский, Н. Я. Кунин, В. С. Князев, А. А. Бакиров, Л. Б. Вонгаз, М. К. Мирзаханов, А. Е. Шлезингер и др.).

Большинство исследователей придерживаются представления М. В. Муратова о том, что складчатое основание Средиземноморского пояса и Скифско-Бухарской плиты сформировалось в байкальский тектонический цикл и до «начала этого периода земная кора между Восточно-Европейской и Африканской платформами, т. е. на пространстве рассматриваемого пояса, обладала океаническим типом строения, может быть только с отдельными участками материкового типа» (стр. 19).

Обобщая данные о возрасте фундамента молодых платформ, В. Е. Хаин (1970) подчеркивал, что, наиболее вероятно, «фундамент древних глыб Скифской, Туранской и Западно-Сибирской состоит из двух структурных комплексов — зеленосланцевого байкальского и гнейсового гренвилевского. Отнюдь не исключено, что, впрочем, гнейсовый комплекс имеет, по крайней мере частично, и более древний возраст». К почти такому же выводу пришел Б. П. Бархатов (1971), считая, что складчатое основание возникло уже в нижнем протерозое, а в рифее повсеместно существовал платформенноидный режим.

Большим коллективом советских геологов под руководством Ю. А. Косыгина составлена карта тектоники докембрия континентов в масштабе 1:15 000 000 (Косыгин и др., 1972). Она отражает современную структуру докембрийского этажа и их структурно-вещественные комплексы со снятыми кембрийскими и более молодыми образованиями. Метаморфиды Гиссара и Каратегина отнесены к геосинклинальным образованиям архея. Весьма примечателен вывод авторов о том, что «анализ их размещения (в пределах складчатых поясов и платформ мира.—Уточнено нами) позволяет полагать, что они имеют практически повсеместное распространение на площади современных континентов» (стр. 63, выделено нами). На остальной же части территории Средней Азии указаны верхнедокембрийские геосинклинальные системы субширотного простираения.

Таким образом, можно проследить эволюцию взглядов на возраст кристаллического структурного комплекса — от нижнепалеозойского до архейско-нижнепротерозойского, т. е. возраст все больше удревнялся. Возраст же метаморфизованной в зеленосланцевой фации и менее дислоцированной толщи, располагающейся между кристаллическим комплексом и нижнепалеозойскими образованиями, по данным органики и радиологическому методу, определился как рифейский.

Новые данные (1973 г.) пришли в несоответствие с представлениями А. В. Королева (1963), Н. П. Васильковского (1960), В. И. Попова (1960), отстаивавших идею стадийно-необратимого развития земной коры Средней Азии. Они предполагали, что в пределах Средней Азии «базальтовый» слой возник к концу протерозоя — началу палеозоя, а «гранитный» — в палеозое. Согласно ядерной гипотезе В. И. Попова, граниты выплавляются из базальтового слоя, образуя концентрически разрастающиеся ядерные зоны. Н. П. Васильковский, подчеркивая, что «гранитный» слой зарождается и развивается лишь в геосинклинальных поясах, придает большое значение процессам гранитизации (включая воздействие эволюционирующего магматизма и складкообразования), в результате которых океаническая базальтовая кора превращалась постепенно в складчатую континентальную сиалическую кору.

Несмотря на большие успехи в изучении докембрия Средней Азии, до сих пор некоторые исследователи утверждают, что первичные геосинклинали заложены на базальтовом субстрате в рифее (Муратов, 1969; Штрейс, Макарычев, 1969; Макарычев и Гесь, 1971) и направленно-прерывистое развитие их окончательно завершилось к концу палеозоя.

Новые данные по строению и составу архея, протерозоя и палео-

зоя подтверждают идею цикличного чередования геосинклиналей и платформ во времени и пространстве и большую роль в строении поясов «жестких масс» (Х. М. Абдуллаев, М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, Б. П. Бархатов, А. А. Богданов, В. Г. Королев, В. Е. Хаин и др.). Можно предполагать, что уже в конце раннего протерозоя было сформировано карельское геосинклинально-складчатое основание, а в рифее — платформенный чехол. Локальная геосинклинальная регенерация происходила и в среднем, и в позднем палеозое в пределах Южного Тянь-Шаня, Большого Каратау, Чаткала.

Некоторые исследователи отстаивают мысль о неравномерном отмирании геосинклиналей: одних в рифее (например, районы Каракумов, Юго-Западного Гиссара, Каратегина), других — в раннем палеозое (например, районы Северных Кызылкумов, Карамазара), третьих — в позднем палеозое (Чаткал, Южный Тянь-Шань). В пределах «жестких масс» допускается частичная регенерация геосинклинальных условий и образование красных вулканических поясов (В. А. Арапов, В. В. Баранов, А. К. Бухарин, В. Г. Гарьковец, К. К. Пятков и др.).

С появлением новой геотектонической гипотезы «глобальной тектоники плит» выдвинуто предложение о том, что в связи с растрескиванием кристаллического основания и «распльванием» отдельных частей блоков и плит в межплитных пространствах обнажалась верхняя мантия, которая служила субстратом для возникновения сначала коры океанического типа, затем переходного типа (кора островных дуг и краевых морей) и, наконец, континентальной коры (Пейве, 1969; Пейве и др., 1972). Геосинклинальным процессом эти авторы называют формирование континентальной земной коры, в течение которого происходит превращение структур океанического типа в континентальные. Большая роль отводится тангенциальным усилиям сдвигающихся пластин, обуславливающим крупные шарьяжи и пологие надвиги, системы чешуй и меланж.

Из обзора ясно, что на каждом этапе исследований происходило существенное изменение мнений о географии, тектонике, возрасте и составе докембрийских пород, что вело к пересмотру гипотез и представлений о характере развития земной коры Средней Азии. В целом подтверждается наличие докембрийского гранито-гнейсового основания и чередование геосинклинальных условий с платформенными как во времени, на фоне направленного развития земной коры, так и в пространстве, что отражает неравномерность развития отдельных участков земной коры Средней Азии.

## ГЛАВА II. ХАРАКТЕРИСТИКА СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ

### СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

#### Букантау

Территория гор Букантау характеризуется широким развитием докембрийских метаморфических образований. До 1965 г. их возраст датировался по-разному: силуром (Н. П. Петров и др., 1940 г.) средним карбоном (Пятков, Пяновская, Бухарин, Быковский, 1967; Бухарин, Гарьковец, Пятков, 1972), нижним палеозоем (Лихачев и др., 1963; Швей, 1964 г.).

Изучение стратиграфии докембрия Букантау начато М. А. Ахмеджановым, Э. Р. Базарбаевым в 1965 г. Ими выделены и описаны докембрийские образования (Ахмеджанов и др., 1967), к которым отнесены отложения кумбулакской и кокпатасской свит. В 1967 г. впервые в отложениях кокпатасской свиты собраны и определены верхнерифейские органические остатки (М. А. Ахмеджанов, Э. Р. Базарбаев, 1967).

Докембрийский возраст метаморфических образований гор Букантау подтвержден В. Н. Огневом, Л. Н. Бельковой, О. Г. Кангро (1968), К. А. Набиевым (1969—1970 гг.), Б. В. Ясковичем (1971), Ш. Ш. Сабдюшевым и др. (1969).

Благодаря детальным исследованиям последних лет расшифрована стратиграфическая и тектоническая позиция метаморфических толщ Букантау, а многочисленными находками проблематических органических остатков и радиологическими определениями доказан их докембрийский возраст (Ахмеджанов, Базарбаев, 1967; Яскович и др., 1971; Сабдюшев и др., 1969; Абдуллаев, Ахмеджанов, Борисов, 1972 (в, г)); Абдуазимова и др., 1974).

До 1972 г. метаморфические образования Букантау делились нами на отложения нижнего-среднего протерозоя, верхнего рифея и венда. К первым условно отнесены глубокометаморфизованные и интенсивно дислоцированные метаморфические сланцы кумбулакской и дженгельдинской свит Северного и Южного Букантау. Верхним рифеем и вендом датировались жемнисто-терригенные и песчано-сланцевые образования кокпатасской и коксайской свит Южного Букантау.

В 1972—1973 гг. появились новые данные, которые позволили уточнить объем, возраст, положение некоторых докембрийских свит Букантау. В частности, из состава вендской коксайской свиты выделены ордовиковые образования, установленные Б. В. Ясковичем в 1972 г. в горах Джетымтау II. Кроме того, в полосе южнее Ирлирской гряды, считавшейся ранее полем развития коксайской свиты, в 1973 г. З. М. Абдуазимова, К. К. Пятков и другие выделили рифейские, кембрийские и ордовикские отложения, охарактеризованные органическими

остатками. Следует заметить, что ранее эти отложения условно выделялись нами как кембро-ордовикские (Ахмеджанов, Базарбаев, 1970).

Дженгельдинскую свиту (карашахская, по В. И. Зонову) мы исключаем из докембрия. Она, по-видимому, представляет собой тектоническую смесь блоков разновозрастных пород — карбона, нижнего девона, силура, ордовика, верхнего рифея и др. Об этом свидетельствует разновозрастная фауна, собранная В. И. Зоновым, Б. В. Ясковичем, а также К. К. Пятковым, И. А. Пяновской, А. К. Бухариним, Ю. Н. Быковским, (1967), Ш. Ш. Сабдюшевым и др. (1969) в образованиях, покрывающих визейские известняки в ядре Кокпатасской антиклинали. Полученные Л. В. Шпотовой, В. И. Ушаковой (1974) данные свидетельствуют о различном химическом составе вулканитов, развитых в докембрийских образованиях Северного и Южного Букантау. Поэтому предполагается, что докембрий представлен аллохтонными разрезами, сформировавшимися в разных структурно-фациальных зонах. В Северном Букантау они образуют покров из отложений нижнего — среднего палеозоя и слагаются метаморфическими сланцами кумбулакской и кокпатасской свит. В Южном Букантау докембрийский покров представлен аллохтонными разрезами кокпатасской и коксайской свит.

Кумбулакская свита впервые выделена из состава тубабергенской свиты Х. Х. Урмановым в 1954 г. и названа по колодцу Кумбулак, где отложения ее имеют наибольшее распространение. Она разделена на две подсвиты — нижнюю и верхнюю (рис. 2).

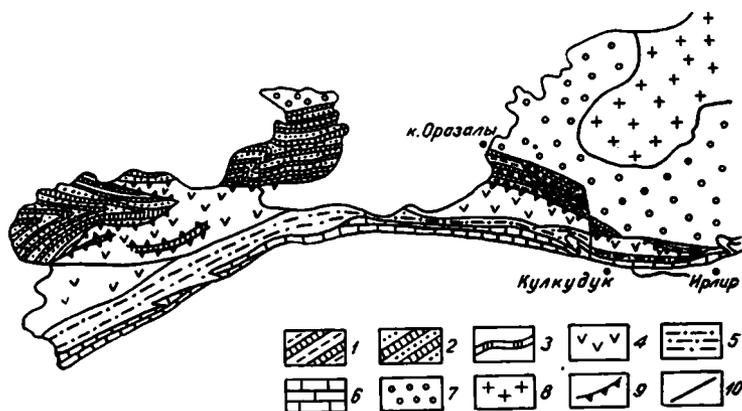


Рис. 2. Схема расположения докембрийских образований Северного Букантау (по материалам И. В. Швейя, А. К. Бухарина, К. К. Пяткова, Б. В. Ясковича, Э. Р. Базарбаева):

1 — нижнекумбулакская подсвита (нижний — средний протерозой): амфиболиты, эпидот-амфиболитовые сланцы, кремни; 2 — верхнекумбулакская подсвита (нижний — средний протерозой): метапесчаники и метаэффузивы; 3 — кокпатасская свита (верхний рифей): кварциты; 4 — тубабергенская свита (верхний ордовик и нижний карбон): спилиты, диабазы, кремни, известняки; 5 — кулхудукская свита (нижний силур): конгломераты, песчаники, алевролиты, кремни; 6 — ирлицкая свита (средний девон — верхний карбон): известняки, доломиты, сланцы; 7 — архарская свита (средний карбон): конгломераты, песчаники, сланцы; 8 — гранодиориты Вокалинского массива; 9 — надвиги; 10 — прочие разломы.

*Нижнекумбулакская подсвита* слагает небольшие выходы (чешуи) севернее поселка Кулхудук между колодцами Кангашар и Оразалы, где образует небольшую антиклинальную складку широтного простирания. Северное крыло и восточное продолжение складки перекрыто песчано-конгломератовыми образованиями среднего карбона. Южное крыло ле-

жит на пластине, слагающейся осадками тубабергенской свиты среднего-верхнего ордовика. Западное продолжение складки перекрыто мезо-кайнозойскими образованиями.

Разрез подсвиты делится на три части—нижнюю, среднюю и верхнюю. Нижняя часть мощностью около 100 м представлена наслоением друг на друга трехкомпонентных, ритмично построенных пачек мощностью от 0,5 до 1,5 м, состоящих из переслаивающихся зеленых, темно-зеленых хлорит-альбит-амфиболовых (0,1—0,5 м), хлорит-альбитовых (0,2—0,5 м) и хлорит-кварцевых (0,1—0,2 м) сланцев. Вверх по разрезу в пачках наблюдается уменьшение мощности слоев хлорит-амфиболовых и увеличение хлорит-кварцевых сланцев. Хлорит-кварцевые сланцы в основании разреза почти отсутствуют, лишь в верхней части имеются линзы и маломощные прослои.

Средняя часть разреза мощностью около 50 м сложена наслоенными друг на друга пачками, состоящими из слоев темно-зеленых эпидот-амфибол-альбитовых (0,1—0,3 м), эпидот-хлорит-альбитовых (0,5—0,5 м), альбит-эпидотовых (0,1—0,5 м) и хлорит-кварцевых (0,2—0,5 м) сланцев.

Верхняя часть разреза имеет мощность около 50 м, представлена ритмично переслаивающимися карбонатно-хлорит-альбит-эпидотовыми (0,1—0,5 м), карбонатно-хлорит-эпидотовыми (0,1—0,5 м), карбонатно-хлорит-кварцевыми сланцами и кремнистыми породами (0,1—0,3 м.)

Граница между средней и верхней частью разреза устанавливается условно по появлению кремнистых пород. Вверх по разрезу наблюдается увеличение карбонатизации и эпидотизации пород, в связи с чем они приобретают ярко-зеленую с голубоватым оттенком окраску. Появляются кремнистые прослои и линзы серого цвета, ассоциирующие с хлорит-кварцевыми сланцами.

Видимая мощность нижнекумбулакской подсвиты составляет около 200 м.

Амфиболовые кристаллические сланцы свиты имеют полное сложение, сланцеватость и темно-зеленую окраску. Обладают пойкилито-гранобластовой структурой и узловой текстурой. Основная ткань породы образована аллотриоморфным альбитом с размером зерен 0,8—1 мм (50—60%). В них включены шестоватые кристаллы амфибола—тремолита (0,4—0,6 мм), частично хлоритизированные, эпидотизированные и карбонатизированные. В этой массе располагаются крупные (1—1,5 мм) идиоморфные кристаллы магнетита, окруженные венчиком бесцветного хлорита. В породах верхней части разреза присутствует значительное количество идиоморфных кристаллов турмалина.

Хлорит-альбитовые кристаллические сланцы—зеленого, зеленовато-серого цвета, рассланцованные плейчатые породы. Состоят из альбитовой основной массы с размером зерен 0,5—1 мм, в промежутках развит хлорит. Альбит немного деформирован, катаклазирован, нередко образует линзовидные скопления, в связи с чем порода напоминает порфиroidы. В породах наблюдаются новообразования эпидот-цоизита и карбоната. Количество новообразований в породах вверх по разрезу увеличивается. Появляются альбит-эпидотовые, эпидот-альбитовые разновидности. Из аксессуарных минералов присутствуют рутил, турмалин, из рудных—пирит, гематит. Структура породы гранобластовая, текстура сланцевая.

Хлорито-кварцевые сланцы в разрезе свиты имеют подчиненное значение, представлены зелеными, светло-зелеными, слоистыми, плейчатыми породами. Состоят из перекристаллизованных удлиненных зерен кварца неправильной зубчатой формы размером от 0,05 до 0,5 мм, в промежутках развит хлорит. Нередко наблюдаются новообразования

карбоната. Из рудных минералов присутствуют тонкораспыленный гематит и пирит, иногда образующие непрозрачные скопления. Структура породы гранобластовая, текстура сланцеватая.

Породы нижнекумбулакской подсвиты не подвергались региональной мигматизации и гранитизации. Главную роль при метаморфизме играли процессы перекристаллизации и сегрегации под воздействием высокой температуры и давления. Присутствие в породах сфена, реже титано-магнетита и в большом количестве лейкоксена свидетельствует о высокой температуре при метаморфизме осадков. Избыток окиси титана, который не вошел в состав роговой обманки, кристаллизуется в виде титано-магнетита.

Метаморфическая дифференциация при перекристаллизации происходила внутри слоев и прослоев разного литологического состава, что обусловило различные минеральные ассоциации пород свиты.

Характерные парагенетические минералы подсвиты — кварц-альбит-хлорит-роговая обманка, кварц-альбит-хлорит-мусковит, альбит-хлорит-роговая обманка — биотит, альбит-хлорит-актинолит-эпидот.

По минеральным ассоциациям можно предположить, что кристаллические сланцы нижнекумбулакской подсвиты возникли из пород, богатых темноцветными минералами, по-видимому, из туфогенных песчаников и пирокластических образований.

*Верхнекумбулакская подсвита* обнажается на крайнем западе гор Тубаберген, в районе колодцев Кумбулак и Ащи. Ее отложения слагают небольшую опрокинутую на север антиклинальную складку северо-восточного простирания. С юга и юго-востока по разлому они надвинуты на образования тубабергенской свиты, а на севере перекрываются конгломератами архарской свиты (средний карбон).

Характерная особенность пород подсвиты — широкое рассланцевание, тонкая гофрировка, складки волочения, микроплойчатость, интенсивное окварцевание, представленное в основном сближенными пересекающимися жилками и прожилками прозрачного сероватого сливного кварца.

Подсвита представлена ритмично-переслаивающимися полевошпато-кварцевыми песчаниками, алевролитами и кварц-хлоритовыми сланцами общей мощностью около 300 м.

Полевошпатово-кварцевые песчаники и алевролиты — голубовато-зеленые, сильно смятые, плотные тонкослоистые породы, внешне похожие на сланцы. Обладают гранобласто-псаммитовой, гранобласто-алевритовой структурой и сланцеватой текстурой. Преобладают обломки кварца, меньше полевого шпата, количественное соотношение их 1:10. Обломки угловатые, несортированные, размером от 0,05 до 1 мм, на них в результате перекристаллизации цемента нарастает новообразованный кварц. Полевой шпат представлен кислым плагиоклазом (олигоклаз, альбит).

Цемент базальный состоит из мелких зерен кварца, грязно-серых полосок лейкоксена, скоплений мелких зерен и агрегатов эпидота, циркона, сфена, турмалина и хлоритовой массы.

Кварц-хлоритовые сланцы представлены зелеными, светло-зелеными, гофрированными в мелкие складки породами, хорошо наблюдаемыми в разрезе благодаря сильному окварцеванию. Для сланцев характерна бласто-алевритовая, бласто-пелитовая структуры, переходящие в лепидобластические и параллельные текстуры. Основная масса состоит из кварц-серицит-хлорит-лейкоксенового агрегата, в котором разбросаны редкие удлиненные обломки кварца. Встречаются единичные зерна циркона, турмалина. Наблюдается микроплойчатость, хорошо подчеркиваемая ожелезненными рудными минералами — пиритом, гематитом.

Для пород данной подсвиты характерны микрогранобластовая, микролепидогранобластовая, бластосаммитовая, бластоалевролитовая структуры с полной перекристаллизацией основной пелитовой массы и увеличением крупности зерен.

Обломочный материал в песчаниках и алевролитах регенерирован за счет перекристаллизации цемента, кластические зерна кварца наращиваются новообразованным кварцем.

Основные парагенетические минеральные ассоциации подсвиты — кварц-альбит-хлорит, кварц-серпичит-хлорит, кварц-мусковит-хлорит, кварц-биотит-хлорит, в качестве примесей — турмалин, апатит, графит, сфен, лейкоксен.

По главным компонентам минеральной ассоциации можно заключить, что породы метаморфизованы в условиях биотит-хлоритовой субфации зеленых сланцев, по Ф. Д. Тернеру. Главная роль в метаморфизме принадлежит процессам перекристаллизации, небольшая — дифференциации и сегрегации.

На регионально-метаморфизованные породы накладываются образования дислокационного метаморфизма. Отличительная особенность его — развитие кварцевых и карбонатных прожилков, характер взаимоотношений которых подчеркивает ярко выраженную стадийность их формирования. Наиболее ранние — кварцевые, деформированные с вмещающими породами и повторяющие тонкую гофрировку вплоть до микроплочатости. По-видимому, образование их опережал лишь региональный метаморфизм. Они секутся более поздними кварцевыми и карбонатными прожилками. Условно ниже-среднепротерозойский возраст определен для кумбулакской свиты по высокой степени регионального метаморфизма, стратиграфическому положению в разрезе (под рифейскими образованиями) и литологическому сходству с отложениями птынусайской свиты Северного Нуратау (Ахмеджанов и др., 1971).

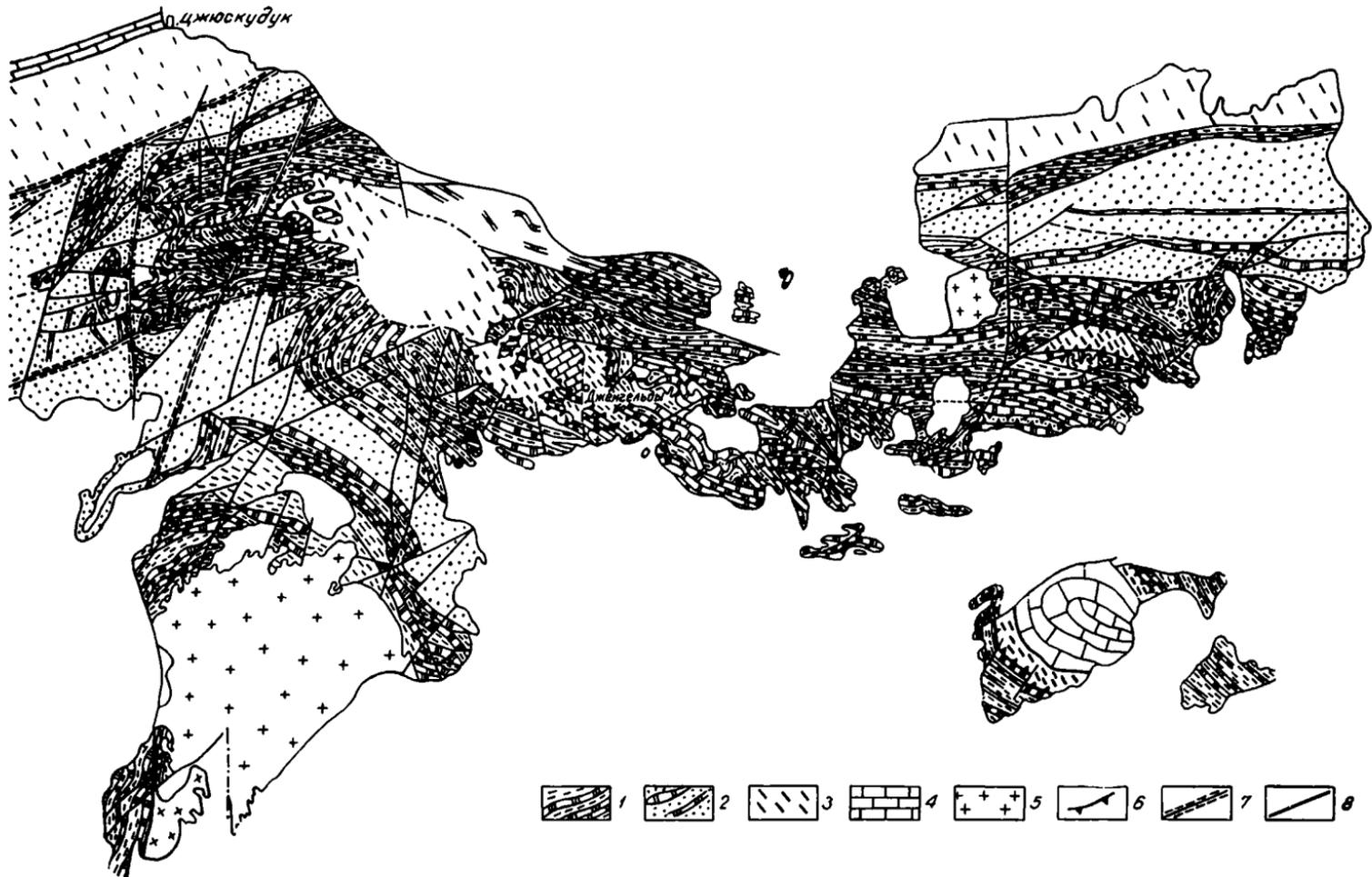
Кокпатасская свита характеризуется темной окраской и множеством хорошо наблюдаемых горизонтов кремнистых пород и кварцитов. Представлена кварцевыми песчаниками, алевролитами, кварцитами, кремнистыми и филлитовидными сланцами с линзами и прослоями черных битуминозных доломитов, мраморов и вулканомитовых песчаников (рис. 3).

Нижняя граница свиты не обнажается, условно она проводится по подошве пачки кремнистых пород и доломитов с оолитообразными включениями, которые являются своеобразным маркирующим горизонтом, отчетливо наблюдаемым в горах Кокпатас и в Алтынтау. Среди этих включений М. А. Ахмеджанов и Э. Р. Базарбаев (1967) обнаружили *Osagia cf. ferrugina* Milstein, *Radiosus cf. sphericus* Z. Zhur., *Palaeomicrocystis cf. kaizasensis* Posp. и др., что характерно для верхнего протерозоя (определения А. Г. Поспелова).

В юго-западной и юго-восточной части гор Кокпатас Г. В. Болгова и И. А. Понищенко из доломитов и кремней кокпатасской свиты собрали микрофитолиты *Glebosites gentilis* Milstein, *Asterosphaeroides cf. serratus* Zhur., *Asterosphaeroides* sp., известные по Г. В. Болговой и Б. Ш. Клингер из отложений верхнего рифея Сибири, Южного Урала, Горного Алтая, Казахстана, Северного Тянь-Шаня, реже встречаются в верхах среднего рифея, низах венда; строматолиты *Sinzasophyton? sp.* — верхнего рифея и венда, *Archaeospongia* — из верхнего рифея—венда (определение А. Г. Поспелова).

В отложениях дженгельдинской (карашахской) свиты, развитых в ядре кокпатасской антиклинали, собраны и определены микрофитолиты докембрия (Яскович и др., 1971б).

Цюсюндук



В 1970 г. северо-восточнее колодца Дженгельды в доломитах и кремнях кокпатасской свиты К. К. Пятков собрал онколиты, а М. С. Якшин определил *Osagia persinica* Jaksch., *Osagia* cf. *tchaica* Jaksch., *Volvatella* sp. Первые два вида характеризуют верхний протерозой, а последний — венд.

В 1971 г. В. С. Буртман в 1,5 км к северо-востоку от колодца Джиланды собрал *Newlandia* cf. *lamellose* Walcott, по определению К. Б. Корде известные в рифее Северной Америки и Горной Шории (Абдуллаев, Ахмеджанов, Борисов, 1972б).

Отложения кокпатасской свиты разделены на две подсвиты: нижнюю терригенно-кремнисто-карбонатную и верхнюю песчано-сланцевую.

Разрез нижней подсвиты в горах Кокпатас представлен кремнистыми, углеродисто-кремнистыми, серицито-хлоритовыми сланцами с прослоями алевролитов, кремнистых пород, кварцитов, доломитов. В верхней части располагаются ритмично чередующиеся слои песчаников, алевролитов и сланцев с линзами черных битуминозных доломитов. Завершается разрез пачкой темно-серых полосчатых кварцитовидных кремней, чередующихся с тонкими серицитовыми сланцами через 0,5 м. В кремнях по простиранию наблюдаются небольшие линзы черных доломитов.

Пачкой кварцитовидных пород маркируется граница между нижней и средней частями разреза кокпатасской свиты в горах Кокпатас.

В горах Алтынтау разрез нижней подсвиты начинается с горизонта доломитов с оолитообразными включениями, выше ритмично переслаиваются темно-серые, черные графитистые песчаники, алевролиты и филлитовидные сланцы с кварцитами и кремнистыми породами. Кверху количество кремнистых пород увеличивается, а филлитов и филлитовидных сланцев уменьшается.

В результате контактового метаморфизма (ореол гранитоидной интрузии) породы преобразованы в кристаллические сланцы — кварц-слюдистые, графит-слюдистые, хлоритовые, хлорит-амфиболитовые, актинолитовые. Характерно ритмичное чередование полос и слоев с резко выраженной кристаллизационно-сланцевой и полосчатой текстурой с обилием слюдистых минералов, с полосами кварцевого или кварц-альбитового состава.

Нижняя часть подсвиты слагается множеством однотипно построенных пачек, начинающихся черными, графитисто-кварц-слюдистыми сланцами и заканчивающихся черными графитистыми кварцитами и полосчатыми кварцитовидными сланцами. В них встречаются зеленые и темно-зеленые разновидности пород — амфиболитовые, актинолитовые и хлоритовые сланцы.

Выше переслаиваются ярко-зеленые, зеленые кварц-хлоритовые, альбит-кварцевые, амфиболовые, альбит-эпидотовые и актинолитовые сланцы с прослоями и линзами кремнистых и кварцитовидных сланцев.

В верхах разреза происходит смена песчаников и алевролитов черными углеродистыми вулканомиктовыми песчаниками и туфами с прослоями черных графитистых филлитовидных и зеленых сланцев. Кверху количество черных сланцев увеличивается. Они сменяются черными блестящими листоватыми серицитовыми сланцами, которые тонко пере-

Рис. 3. Схематическая карта докембрийских образований Южного Букантау (по материалам И. В. Швей, А. К. Бухарина, К. К. Пяткова, Б. В. Ясковича, Э. Р. Базарбаева).

1 — кокпатасская свита (верхний рифей): кварциты, песчаники, сланцы, известняки, доломиты; 2 — коксайская свита (венд): песчаники, сланцы, кремни; 3 — отложения кембрия — ордовика; 4 — известняки ирлрской свиты (девон — карбон); 5 — гранитоиды (верхний карбон); 6 — надвиги; 7 — зона сближенных разломов; 8 — разломы.

слаиваются с тонкоплитчатыми алевролитами. Появляются маломощные (0,1—0,2 м) линзы доломитов и прослои кремнистых пород.

Верхняя часть разреза подсвиты представлена ритмичным переслаиванием черных и темно-серых песчаников и алевролитов с филлитовидными сланцами. Мощность песчаников и алевролитов в пачке составляет 10—25 м, сланцев — 0,5—2,5 м. Увеличивается количество и мощность прослоев кремнистых сланцев и доломитов (до 0,2—0,5 м). В кровле наблюдается пачка, состоящая исключительно из серых филлитовидных сланцев мощностью 20—30 м.

Общая мощность нижней подсвиты кокпатасской свиты на участке гор Алтынтау и Кокпатас — не более 200 м. Отложения верхней подсвиты согласно перекрывают нижнюю. Она представляет собой монотонную толщу переслаивающихся песчаников, алевролитов и сланцев.

В низах разреза происходит чередование пачек мощностью от 5 до 15 м. В каждой пачке ритмично переслаиваются черные углеродистые песчаники, алевролиты с филлитовидными кварц-хлорит-серицитовыми сланцами. В этой части разреза песчаники и алевролиты преобладают над филлитовидными сланцами. Выше происходит смена песчаников и алевролитов черными углеродистыми вулканомиктовыми песчаниками с редкими прослоями туфов. Кверху количество черных графитистых сланцев увеличивается, затем они сменяются черными блестящими листоватыми серицитовыми сланцами, которые тонко переслаиваются с тонкоплитчатыми алевролитами.

Средняя часть разреза верхней подсвиты представлена ритмичным переслаиванием черных и темно-серых песчаников и алевролитов с филлитовидными сланцами, в которых преобладают филлитовидные сланцы. Мощность песчаников и алевролитов в пачке составляет 0,3—2,5 м, сланцев — 0,5—10 м. В кровле наблюдается горизонт, состоящий исключительно из серых филлитовидных сланцев мощностью 10—20 м. Общая мощность средней части составляет 150—230 м.

Верхняя часть разреза верхней подсвиты представлена монотонным переслаиванием алевролитов, филлитовидных и кремнистых сланцев с редкими маломощными пластами и линзами черных битуминозных доломитов. Нижняя половина разреза представлена непрерывной сменой пачек мощностью от 10 до 30 м. Пачки характеризуются закономерным переслаиванием темно-серых алевролитов и черных филлитовидных сланцев. Завершающим элементом каждого ритма неизменно являются кремнистые сланцы, образующие горизонты мощностью от 2,5 до 25 м. Обычно они рельефно выделяются в обнажениях в виде грибов, отчетливо наблюдаемых на большом расстоянии.

Верхняя половина разреза верхней подсвиты характеризуется несколько иным распределением терригенных и кремнистых пород. Кремнистые прослои сближены, переслаиваются через 1,5—2 м с алевролитами, филлитовидными сланцами, образуя пачки мощностью 25—50 м. Появляются маломощные прослои и линзы доломитов, ассоциирующие с кремнистыми породами.

Песчаники, алевролиты и песчаные сланцы, чередуясь с филлитовидными, имеют полную серию переходов. Структура их меняется от тонко- до мелкозернистой (преобладающая), реже встречаются песчаники с зернами диаметром до 1 мм и более. В песчаниках обнаруживается слоистость, совпадающая со сланцеватостью, обычно она бывает незаметна.

Структура пород — псаммитовая или бластопсаммитовая, текстура сланцеватая. Обломки и особенно слюдяные минералы вытянуты в одном направлении. Песчаники олигомиктовые и кварцевые. Кварцевые сланцеватые песчаники и алевролиты развиты более широко, чем

олигомиктовые. В составе песчинок основное значение имеет кварц, значительно меньшее — полевой шпат, представленный олигоклазом, альбитом или калиевым полевым шпатом. Кроме того, встречаются листочки мусковита, хлоритизированного биотита, редко зерна гематита и овальные обломки глинистых сланцев.

Цемент занимает от 10 до 50% всей породы и состоит из серицита, кварца, размазанных полосок углисто-графитистого вещества, мелких зерен и агрегатов эпидота, апатита, биотита, хлорита, циркона, сфена, турмалина. В некоторых разновидностях пород увеличивается количество хлорита, они приобретают зеленоватый цвет. Встречаются гидраты окиси железа в виде скоплений и псевдоморфоз по пириту.

Состав песчаников колеблется от кварцевого до олигомиктового, реже полимиктового. В полосах, сложенных песчаниками, появляются обломки эффузивных пород и хлоритизированных темноцветных компонентов, такие породы нами названы вулканомиктовыми песчаниками.

Коксайская свита широко развита в прогибе между горами Алтынтау и Кокпатас. Представлена ритмичным переслаиванием черных, темно-серых и зеленовато-серых песчаников, алевролитов и серицитизированных глинистых сланцев олигомиктового и полимиктового состава. Отложения свиты согласно залегают на породах кокпатасской свиты, по разлому граничат с нижнепалеозойскими отложениями и отчетливо разделяются на две части — нижнюю и верхнюю.

Нижняя часть разреза свиты — песчаниково-алевролитовая (400 м). Представлена слоями темно-серых олигомиктовых песчаников и алевролитов, равномерно переслаиваемыми с прослоями хлорито-серицитовых, кварц-серицитовых, кремнистых и филлитовидных сланцев и линзами темно-серых кремней.

Верхняя часть разреза — алевролито-сланцевая (350 м), представлена ритмично переслаиваемыми слоями мелкозернистых песчаников, углеродистых алевролитов, углеродисто-слюдястых сланцев и филлитов. К верхам увеличивается количество прослоев песчаников, появляются крупнозернистые и гравийные разности.

Общая мощность свиты — около 1100 м.

Для пород кокпатасской и коксайской свит (табл. 2) характерны гранобластовая, бластопсаммитовая, псаммитовая, микролепидобластовая, бластопорфировая и другие структуры и сланцевая текстура, полная перекристаллизация пелитового вещества, тонкозернистое, тонкочешуйчатое строение. Обломочная часть в песчаниках и алевролитах хорошо сохранена, за исключением пород в ореолах гранитоидных интрузий. От сильно метаморфизованных пород кумбулакской серии они отличаются более низкой степенью раскристаллизованности.

Основные парагенетические минеральные ассоциации пород — кварц-серицит-хлорит, кварц-мусковит-хлорит, значительно меньше биотита и минералов эпидотовой группы.

В некоторых участках и зонах кокпатасской и коксайской свит наблюдается наложение на регионально-метаморфизованные породы локальных форм метаморфизма — контактового и гидротермального, связанного с зонами глубинных разломов. Так, в контактовом ореоле Алтынтауского гранитоидного массива в породах кокпатасской свиты наблюдается перекристаллизация с заметным увеличением крупности зерна, графитизации, новообразованиями биотита, эпидота, актинолита, роговой обманки, роговиков и роговиковых сланцев. Ширина зоны контактового метаморфизма северной и западной части Алтынтауской интрузии небольшая, так как контакт здесь крутой. Восточная и южная часть массива характеризуются пологим контактом, вследствие чего зона воздействия больше.

Образования кокпатасской и коксайской свит имеют одну и ту же низкую степень регионального метаморфизма в фации филлитов и филлитовых сланцев (см. табл. 2).

Таблица 2

**Минералогический состав терригенных образований докембрия Букантау, %**

| Порода                                                                         | Минерал |            |                       |        |         |        |          |        |
|--------------------------------------------------------------------------------|---------|------------|-----------------------|--------|---------|--------|----------|--------|
|                                                                                | кварц   | плагноклаз | калиевый полевой шпат | биогит | серицит | хлорит | карбонат | прочие |
| <b>Кокпатасская свита</b>                                                      |         |            |                       |        |         |        |          |        |
| Углеродисто-хлорито - полевошпатово-кварцевые песчаники и алевролиты . . . . . | 4,0     | 10,4       | 3,6                   | —      | 3—5     | 17     | —        | —      |
| Углеродисто-серицито-кварцевые песчаники и алевролиты                          | 75      | 6,5        | —                     | 0,5    | 11,7    | 3—6    | 0,3      | —      |
| Углеродисто - хлорито-кварцевые филлитовидные сланцы                           | 48,00   | 4          | —                     | —      | 28      | 20     | —        | —      |
| Углеродисто-кремнистые и кварцитовидные сланцы . .                             | 95      | —          | —                     | —      | 1,5     | 2,5    | 0,3      | —      |
| <b>Коксайская свита</b>                                                        |         |            |                       |        |         |        |          |        |
| Углеродистые кварцито-полевошпатово-кварцевые песчаники и алевролиты . . .     | 53      | 12         | 4                     | —      | 14      | 11     | —        | 0,1    |
| Углеродистые серицито-кварцевые песчаники и алевролиты . . . . .               | 65      | 5          | —                     | —      | 20      | 9      | —        | 0,2    |
| Углеродисто-хлорито - кварцевые и филлитовидные сланцы . . . . .               | 45      | 7          | —                     | —      | 25      | 22     | —        | —      |
| Кремнистые кварцитовидные сланцы . . . . .                                     | 97      | —          | —                     | —      | 0,5     | 1,5    | 0,2      | —      |

**Северный Тамдытау**

Докембрийские отложения в Северном Тамдытау впервые выделены Ш. Ш. Сабдюшевым и др. (1969) из состава осадочно-вулканогенной балпантауской свиты. Ранее Ю. А. Лихачев (1963) относил ее к верхнему силуру — нижнему девону. По данным Ш. Ш. Сабдюшева, докембрийские образования Северного Тамдытау делятся на учкудуктаускую, аккудуктаускую и тайманскую свиты. Первая датируется средним рифеем, вторая — верхним рифеем, третья — вендом. Третьялагается в основном терригенными песчано-сланцевыми образованиями и сопоставляется с мурунтауской свитой Южного Тамдытау.

В 1969—1972 гг. докембрий Северного Тамдытау изучался М. А. Ахмеджановым, О. М. Борисовым, Р. Н. Абдуллаевым. По составу, стратиграфическому положению, степени метаморфизма и определениям проблематичных органических остатков докембрийские образования расчленены на архей-нижнепротерозойские (учкудуктауская свита), ниже-среднепротерозойские (карабулакская свита), среднерифейские (сланцевые сланцы), верхнерифейские (аккудуктауская свита) и вендские (тайманская свита).

Учкудуктауская свита имеет небольшое распространение, развита преимущественно в районах кол. Каратас и Джаманкыгырских гор, слагает ряд чешуй и блоков. Нижняя граница свиты неизвестна. Сложена гранито-гнейсами, гранато-альбитовыми, полевошпато-альбитовыми и кварцево-мусковитовыми сланцами с редкими прослоями кварцито-песчаников и амфиболитов. Суммарная мощность — около 400 м (рис. 4).

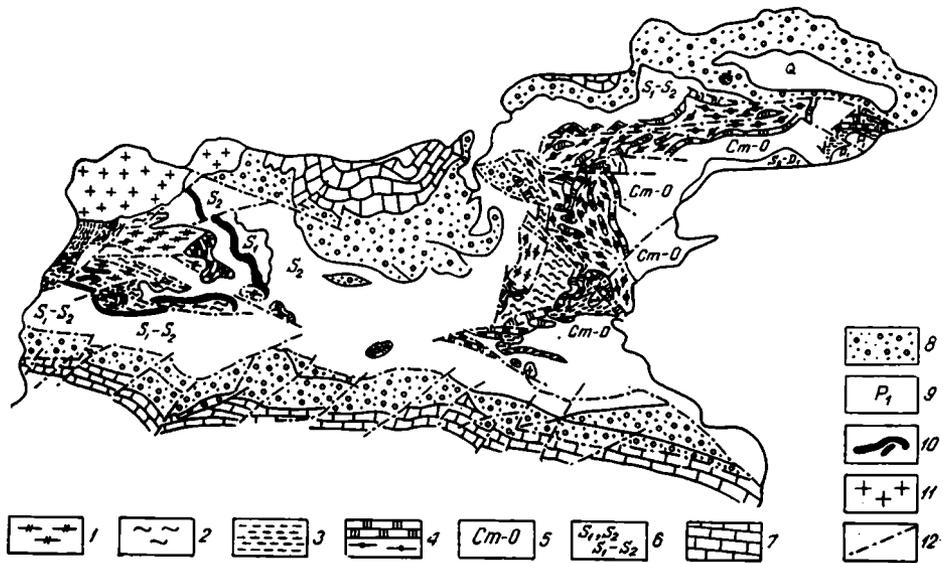


Рис. 4. Схематическая карта докембрийских образований Северного Тамдытау (по материалам Ш. Ш. Сабдюшева, Р. У. Усманова, Б. В. Ясковича и др.):

1 — учкудуктауская свита (архей — нижний протерозой): микрогнейсы, празиниты, плагиоклазовые гнейсы, мусковит-биотитовые сланцы; 2 — карабулакская свита (нижний — средний протерозой): переслаивание кварцитов, алевролитов, песчаников и слюдястых сланцев; 3 — слюдястые сланцы, слюдястые песчаники (средний рифей); 4 — аккудукская свита (верхний рифей): переслаивание кварцитов, алевролитов с линзами карбонатных пород, звенящие сланцы, алевролиты; 5 — вулканогенно-терригенные образования кембрия — ордовика; 6 — терригенные отложения нижнего девона — силура; 7 — карбонатные отложения нижнего девона — нижнего карбона (Актауская и Мурунтауская гряды); 8 — карбонатно-терригенные отложения нижнего — среднего карбона; 9 — конгломераты перми; 10 — серпентиниты, дуниты, пироксениты, перидотиты докембрия?, 9 — гранитоиды (верхний карбон); 12 — разломы.

В низовьях Учкудукская разрез небольшой чешуи представлен следующими породами (снизу вверх): светло-серые, толстослойные массивные биотит-плагиоклазовые микрогнейсы с зернами граната (20 м); темно-зеленые, зеленовато-серые роговообманково-плагиоклазовые микрогнейсы с тонкими прослоями амфиболитовых сланцев (40 м); темно-зеленые средне- и тонкослойные амфиболитовые сланцы, переслаивающиеся между собой, с прослоями роговообманковых гнейсов и кварцитов (10 м), общая мощность — 70 м.

Разрез тектонического блока в районе горы Каратас следующий (снизу вверх): серые массивные биотит-полевошпатовые микрогнейсы и светло-зеленые кварциты (20 м), зеленовато-серые толстослойные биотит-полевошпатовые микрогнейсы с тонкими прослоями амфиболитовых и роговообманковых сланцев (40 м), темно-зеленые толстослойные биотит-роговообманковые сланцы (20 м), переслаивание светлых полосчатых биотит-плагиоклазовых микрогнейсов и роговооб-

манковых гнейсов с тонкими прослоями амфиболитовых сланцев (25 м), общая мощность — 100 м.

Породы учкудуктауской свиты в результате диафтореза превращены в «зеленые» кристаллические сланцы, утратили признаки первичных структур и имеют следующий состав: эпидот-альбит-кварц-(мусковит)-хлоритовый, хлорит-эпидот-кварц-мусковит-(биотит)-альбитовый, хлорит-цоизит-альбит-кварцевый с гранатом; хлорит-кварц-эпидотовый с мусковитом и гранатом; альбит-кварц-хлорит-эпидотовый с амфиболом, гранатом, иногда биотитом; альбит-кварц-эпидотовый с гранатом, амфиболом (глаукофаном-кросситом); альбит-эпидот-глаукофановый с эпидотом и гранатом. Встречаются прослои эпидотовых кварцитов и эпидотовых амфиболитов. Для сланцев характерна граубластовая, гранолепидобластовая, реже лепидогранобластовая и порфиروبластовая структура, полосчатая и сланцеватая текстура. Размер зерен в основной массе 0,1 — 0,3 мм.

Порфиробласты (0,3—1,5 мм) представлены главным образом гранатом, преимущественно частично замещенным хлоритом, реже мусковитом и эпидотом. Редко отмечается рост порфиробластов альбита. Зачастую породы интенсивно катаклазированы и окварцованы. В диафторированных разностях отмечаются замещения биотита и граната хлоритом и мусковитом, образование цоизита землистого цвета, появление глинистого вещества. В редких случаях в эпидотовых кварцитах и кварц-цоизитовых сланцах наблюдается реликтовая псаммитовая структура и полосчатая текстура за счет обособления в субпараллельные полосочки кварца и цоизита.

Встречаются единичные маломощные прослои метапесчаников с бластопсаммитовой структурой. Среди цемента, представленного хлорит-серицитовой массой, иногда с карбонатом, наблюдаются угловатые обломки плагиоклаза, кварца, реже калиевого шпата и эпидота. Эпидотовые амфиболиты сложены амфиболом (25—65%), альбит-олигоклазом (25—60%), эпидотом (1—25%), кварцем (1—12%), иногда присутствуют хлорит, гранат, мусковит, калиевый полевой шпат, сфен, рудный минерал, апатит. Структура нематобластовая, иногда порфиروبластовая. Порфиробласты представлены гранатом, амфиболом, иногда актинолитом в вростках эпидота. Иногда в породе наблюдаются секущие прожилки кварц-эпидотового состава.

Кроссит (И. В. Мушкин) имеет следующие оптические константы:  $N_g = 1,664 - 1,666 + 0,001$ ;  $N_p = 1,652 - 1,633 + 0,001$ ;  $2V = 44 - 52^\circ$ ;  $C: N_g = 10$ . 65 — 70% железисто-магнезиального компонента. Амфибол в виде удлиненно-призматических или таблитчатых зерен плеохроирует от сине-зеленого до бледно-желтовато-зеленого ( $N_g = 1,677$  до  $1,602$ ;  $N_p = 1,650$  до  $1,686$ ;  $N_g - N_p = 0,010$  до  $0,028$ ,  $2V = 55 - 60^\circ$ ;  $C: N_g = 16 - 17^\circ$ ; удлинение положительное), иногда от желтоватого или бледно-желтовато-зеленого до бесцветного; часто включает пойкилитовые вростки эпидота, иногда замещается хлоритом и кальцитом.

Плагиоклаз представлен чистыми зёрнами альбита, иногда альбит-олигоклазом, изредка обнаруживаются серицитизированные зёрна андезита ( $N_g = 1,557$ ,  $N_p = 1,546$ ). Эпидот — в виде мелких зерен, иногда удлиненно-призматической формы с яркой интерференционной окраской ( $N_g = 1,743 - 1,764$ ,  $N_p = 1,727 - 1,731$ ;  $N_g - N_p = 0,016 - 0,033$ ). Цоизит бесцветный, с аномальной синеватой интерференционной окраской, в удлиненно-призматических зёрнах  $N_g = 1,725$ ,  $N_p = 1,717$ ,  $N_g - N_p = 0,000$ ). Гранат в крупных изометричных трещиноватых зёрнах, в различной степени замещенных хлоритом и мусковитом. Хлорит — удлиненные чешуи, плеохроирующие от травяно-зеленого (по  $N_g$ ) до зеленовато-желтого (по  $N_p$ ) цвета,

Карабулакская свита отвечает верхней части учкудуктауской свиты Ш. Ш. Сабдюшева. Ее отложения тесно связаны с учкудуктауской и распространены в районах кол. Каратас и Джаманкынгырских гор. Они с перерывом в осадкоаккумуляции залегают на осадках учкудуктауской свиты и представлены зеленовато-серыми альбит-хлорит-кварцевыми, слюдисто-кварцевыми, кварцево-хлоритовыми, кварцево-серицитовыми, кварцево-эпидотовыми, биотит-хлорит-кварцевыми, альбит-мусковитовыми (с эпидотом) сланцами, кварцитами с прослоями и линзами мраморизованных доломитов и известняков, горизонтами зеленых сланцев за счет вулканитов. Мощность 1500 м.

Разрез верхов карабулакской свиты к югу от горы Учкудуктау представлен (снизу вверх) полосчатыми темными кварцитами, переслаивающимися с кварцево-хлоритовыми буровато-серыми, темно-зелеными рассланцованными алевролитами и песчаниками (200 м), темно-зелеными кварцево-хлоритовыми сланцами с прослоями зеленоватых окварцованных песчаников и хлорито-серицитовых сланцев (50 м), черными звенящими рассланцованными кварцевыми песчаниками (30 м), переслаивающимися черными комковатыми кварцитами с темно-зелеными альбито-хлоритовыми сланцами (50 м), темно-зелеными серицито-хлоритовыми сланцами (20 м), общая мощность — 350 м.

В разрезе отложений карабулакской свиты по саю Карабулак снизу вверх обнажаются темно-серые, темно-зеленые тонко- и среднеслоистые хлоритовые сланцы (30 м), темно-зеленые рассланцованные аповулканиты — зеленые сланцы (20 м), темно-зеленые тонкослоистые серицито-хлоритовые сланцы (20 м), переслаивающиеся темно-зеленые эпидот-хлоритовые сланцы с темными полосчатыми кварцитами (40 м), темно-серые серицито- (биотит) -хлоритовые сланцы (20 м), темно-серые альбит-эпидот-хлоритовые кварциты с тонкими прослоями серицито-хлоритовых сланцев (15 м), эпидот-хлоритовые, серицит-хлоритовые зеленые сланцы (15 м), переслаивающиеся хлорито-кварцевые сланцы с прослоями кварцитов (20 м), темно-зеленые хлорито-серицитовые сланцы (15 м), темно-серые, темно-зеленые хлорито-кварцевые сланцы с прослоями хлорито-серицитовых (40 м), общая мощность — 225 м.

Метаморфические породы диафторированы, так как в них биотит, амфибол, мусковит обычно замещены хлоритом.

Аккудукская свита с большим перерывом, но с видимым согласием налегает на карабулакскую свиту, имея в основании базальный горизонт из мелкогалечных конгломератов мощностью в несколько метров. Свита сложена серо-зелеными, темно-серыми серицит-хлорит-кремнистыми сланцами, мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с горизонтами и линзами черных кварцитов, доломитов и серых плитчатых известняков. В окремненных доломитах и известняках обнаружены озагии, характеризующие верхнерифейский возраст вмещающих отложений (Сабдюшев и др., 1969).

Наиболее полный разрез отложений аккудукской свиты составлен в низовьях Учкудукса (южнее Актауского массива), где снизу вверх обнажаются темно-серые, темно-зеленые, преимущественно хлорит-серицитовые сланцы и алевролиты с прослоями и линзами полимиктовых песчаников и черных кварцитов и доломитов (200 м), темно-серые тонкослоистые алевролиты и зеленые сланцы с будинизированными слоями светлых комковатых известняков с прослоями и линзами черных доломитов (300 м), светло-серые окварцованные песчаники, слагающие основание пачки (до 30 м). Далее следуют прослои темно-серых рассланцованных кварцитов, кварцевых сланцев, хлорито-серицитовых сланцев, алевролитов и доломитов. В зоне контакта с интрузивом появляются роговики (400 м). Общая мощность — 900 м.

В составе аккудукской свиты преобладают кварц-хлорит-серицитовые сланцы. Встречаются метатуфопесчаники, темные кремни, светлые слоистые кварциты, линзы и прослои известняков и доломитов, метатуфы, реже филлиты и полимиктовые зеленые песчаники. Для сланцев свойственна лепидобластовая структура. Основная масса сложена хлоритом и серицитом, среди которой обнаруживаются реликты серицитизированного плагиоклаза. Туфопесчаники состоят из полуокатанных обломков (0,2—0,8 мм) альбитизированного плагиоклаза (70—80%) и цемента, превращенного в агрегат кварца, альбита, эпидота, иногда серицита + хлорита или серицита + биотита + хлорита. Структура пород blastopсаммито-алевролитовая и билstopсаммитовая, текстура массивная, неясносланцеватая, иногда полосчатая. Филлиты сложены тонкозернистыми агрегатами гидрослюда кварца, хлорита (до 60%), глинистыми минералами (до 15%), иногда с алевролитовой примесью (до 20%), представленной кислым плагиоклазом и кварцем.

Верхнерифейский возраст образований аккудукской свиты подтверждается находками онколитов, составляющих целые онколит-кремнистые и онколит-карбонатные линзовидные прослои и линзы в пределах кремнистого горизонта, а также сборами З. М. Абдуазимовой, И. А. Пяновской и Г. В. Болговой следующих микрофитоцитов в доломитах из районов кол. Дженгельды, Аккудук и Кудукча: *Nubecularites* sp. (aff. *Nubecularites abustus* Zhur.), *Volvatella* sp., *Nubecularites antis* Zhur., *Ambigolamellatus* aff. *horridus* Zhur., *Osagia* cf., *cortico* *Nar.*, *Osagia tenuilamellata* Reithl., *Osagia* sp., характеризующих, по определениям М. С. Якшина и Г. В. Болговой, верхнерифей-вендский возраст вмещающих пород (Абдуазимова и др., 1974),

Тайманская свита сложена полимиктовыми песчаниками, псаммо-гравелитами, песчаными алевролитами, полимиктовыми алевролитами, глинистыми сланцами, в меньшей степени хлорит-серицит-кремнистыми, хлорит-серицитовыми и углисто-серицитовыми сланцами. Мощность свиты до 700 м. Контакт с аккудукской свитой тектонический.

Метатерригенные породы сложены обломками (75—90%) и цементом (10—25%). Обломки представлены кремнями (20—30%), кварцитами (15—20%), кварц-серицитовыми сланцами (до 15%), олигомиктовыми кварцевыми песчаниками (10—15%), полимиктовыми кварцевыми песчаниками (5—10%), плагиоклазом (5—10%), филлитами (до 5%), мусковитом (до 2%), турмалином и калиевым полевым шпатом (до 1%), шахматным альбитом, цирконом, апатитом. Цемент поровый, состоит из хлорита, серицита, кварца, карбоната. Глинистые сланцы сложены тонким агрегатом гидрослюд, хлорита, кварца (до 60—70%) и глинистыми минералами, иногда в качестве примеси присутствуют кислый плагиоклаз и кварц.

По составу тайманская свита отличается от беспанской, и поэтому возможно, что ее возраст не вендский, а нижнепалеозойский.

### Пскемо-Сандалашский горный узел

На наличие докембрийских образований в Чаткальской подзоне указал еще А. О. Кайзер в начале XX в. Он склонен был отнести к ним также плагиогранитный массив Пскемского хребта. Только в последнее десятилетие докембрийский возраст плагиогранитов подтвержден Е. И. Зубцовым, Е. И. Зубцовой (1963), Г. И. Макарычевым и другими. Одновременно выявлены новые метаморфические и осадочные толщи, условно отнесенные к докембрию.

Наиболее широкое развитие в пределах Пскемского и Сандалашского хребтов имеют отложения позднедокембрийского (вендского)

комплекса (Королев, 1960), образование которых связано с позднебайкальскими орогенными движениями. Они впервые выделены В. А. Николаевым (1933) под названием каракасмаской свиты, их возраст определен как нерасчлененный силур или силур—нижний девон.

Позже нижнепалеозойский возраст толщи датирован А. Ф. Степаненко (1958) находками органических остатков среднего кембрия и среднего ордовика. Им были выделены 4 свиты, из которых узунбулакская и шорашуйская на основании стратиграфического положения под среднекембрийскими осадками отнеслись к нижнему кембрию. Значительно позже докембрийский возраст этих свит доказан К. С. Сагындыковым (1964, 1967), В. Г. Королевым (1960) находками нижнекембрий-

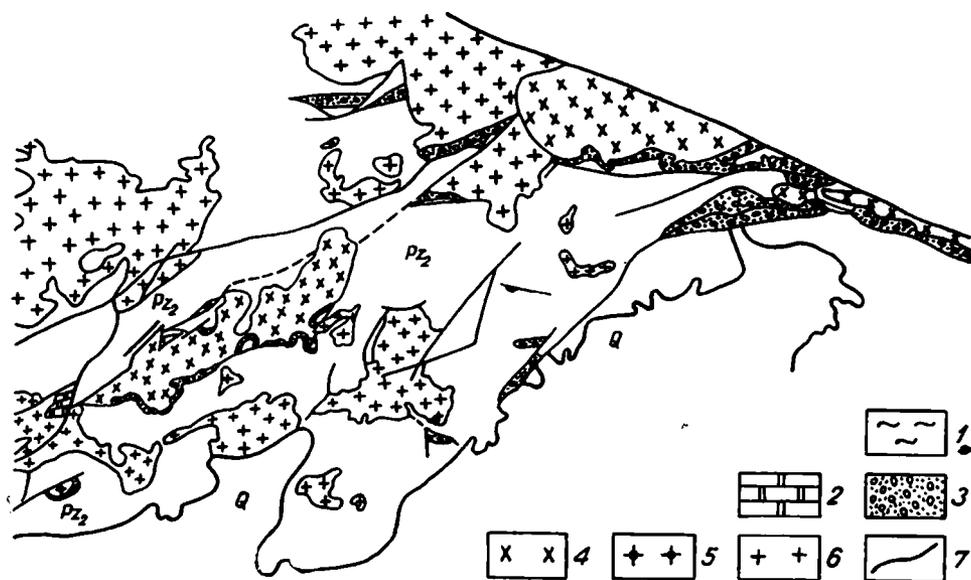


Рис. 5. Схематическая карта докембрийских образований Пскемского хребта (по материалам М. А. Ахмеджанова, О. М. Борисова, И. Д. Доронкина, Л. М. Глейзера, Р. Н. Абдуллаева):

1 — гнейсы, амфиболиты, мраморы (архей — нижний протерозой); 2 — бабаджанская свита (верхний протерозой); 3 — узунбулакская (верхний рифей — нижний венд), шорашуйская свита (венд): песчаники, сланцы, «тиллитоподобные» конгломераты; 4 — Музбельский, Тундукский массивы гранитов и плагиогранитов; 5 — Верхнекоксуйский массив плагиогранитов и гранитов, 6 — гранитоиды (верхний карбон); 7 — разрывы.

ских брахиопод в пизах вышележащей сандалашской свиты. Кроме того, по данным Е. И. Зубцова и Е. И. Зубцовой (1966) в Сарыджазе известны остатки сине-зеленых водорослей *Gloecapsomorpha* cf. *prisca* Zel., *Gl.* cf. *macrocyta* Eis. позднедокембрийского возраста, собранных в углистых алевролитах кичикталдысуйской свиты, которая по составу отложений и стратиграфическому положению сопоставляется с узунбулакской свитой.

В Пскемо-Сандалашском горном узле выделяются 4 стратиграфических комплекса (рис. 5): метаморфические сланцы, гнейсы и мраморы (предрифейские), бабаджанская свита (нижний рифей?), узунбулакская свита (верхний рифей? — нижний венд) и шорашуйская свита (верхний венд).

Предрифейский комплекс метаморфических пород включает кварцево-полевошпатовые, кварцево-сланцевые сланцы, амфиболиты, гнейсы и маломощные мраморы, обнажающиеся в тектоническом блоке в верховьях р. Бештора на северо-западном склоне Пскемского хребта.

Взаимоотношения дорифейской толщи с рифейским Бешторским плагиогранитным массивом (Зубцов, Зубцова, 1963) не выяснены. Но в краевых частях массива встречаются ксенолиты кристаллических сланцев, гнейсов и мраморов. Кроме того, обломки дорифейской толщи отмечены в базальных слоях позднего докембрия (венда). Дорифейский возраст метаморфической толщи определяется условно на основании сопоставления ее с образованиями, развитыми в соседнем районе Чаткало-Нарынской зоны, где подобные осадки прорваны «байкальскими» гранитоидами и, по данным В. Г. Королева, являются выходами дорифейской кристаллической соколя.

Бабаджанская свита обнажается в тектонических блоках в осевой части Пскемского хребта. По данным С. И. Мамаджанова, свита делится на 4 пачки. Первая пачка находится к востоку от озера Ихнач и представлена серыми доломитовыми мелкозернистыми сахаровидными мраморами и известковистыми доломитами.

Отложения второй пачки наблюдаются на левом борту р. Бабаджана. В основании пачки залегают темно-серые разногальчатые конгломераты. Галька представлена черными кремнями, мелкозернистыми песчаниками и известняками. Мощность — 5—7 м. Выше залегает пачка серых, светло-серых, доломитизированных ленточных тонкослоистых и массивных известняков с прослоями и линзами глинистых и углеродисто-глинистых сланцев. Немалая мощность второй пачки — 676 м.

Породы третьей пачки обнажаются на правом борту р. Ихнача. Они лежат с конгломератами в основании на отложениях второй пачки. Разрез ее представлен песчано-сланцевыми образованиями с прослоями алевролитов, кремнистых и углеродисто-глинистых сланцев мощностью не более 440 м.

Осадки четвертой пачки обнажаются в районе горы Газнок, они представлены толстослоистыми и массивными слабоаморфизованными известняками, залегающими без видимого несогласия на углеродисто-кремнистых сланцах третьей пачки. Мощность ее составляет 500 м.

Общая мощность отложений бабаджанской свиты — 1800—1900 м. Она прорывается гранитоидами, близкими по составу бешторским плагиогранитам. Отдельные блоки, представленные мраморизованными известняками, обнажаются среди вендских и нижнепалеозойских образований в виде экзотических глыб. Бабаджанская свита условно отнесена к нижнему—среднему рифею на основании сопоставления с апа-логичными осадками Северного Тянь-Шаня (бакырлинская, узунахматская и другие свиты).

Узунбулакская свита обнажается в истоках р. Чаткала и в междуречье рек Каракасмак — Сапдалаша в виде небольших блоков (по А. Ф. Степаненко, 1958). Она представлена чередованием серых и зеленовато-серых кварцевых, реже полимиктовых песчаников и гравелитов с темно-серыми алевролитами и серицито-хлоритовыми филлитовидными сланцами. Встречаются прослои и линзы мелкообломочных конгломератов, реже — линзы известняков.

В низах разреза преобладают песчаники, гравелиты и конгломераты, в средней — песчаники и алевролиты, вверху — алевролиты и сланцы с линзами известняков. Самая верхняя часть разреза обнажается в междуречье Каратерека — Чанача. Среди алевролитов и сланцев наблюдаются прослои бордовых и темно-вишневых алевролитов и сери-

цитизированных аргиллитов, крупнозернистых кварцитовидных песчаников розового оттенка с семиметровым пластом серовато-зеленого порфирита. Видимая мощность свиты в междуречье Каракасмака — Сандалаша — 600 м, а в истоках р. Чаткала — 510 м.

К узунбулакской свите, по нашему мнению, относятся также песчано-конгломератовый и песчано-сланцевый горизонты бассейна р. Ойгаинга. Ранее О. И. Ким и В. И. Колесников определили их как пизы сандалашской свиты. Нижний горизонт (450 м) представлен зеленовато-серыми полевошпато-кварцевыми песчаниками с прослоями галечников. Верхний горизонт (550 м) сложен ритмично переслаивающимися песчаниками, аргиллитами и серицито-хлоритовыми и известняковыми сланцами.

В осевой части Таласского Алатау, в истоках рек Арабжика, Бекира, Кызылбеля, Карабуры разрез узунбулакской свиты представлен конгломератами (80 м) с галькой плагиогранитов, мраморизованными известняками, порфиритами, слюдястыми сланцами и песчаниками. Выше они сменяются грубозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов и кварцево-слюдястых сланцев (240 м), затем полосчатыми алевролитами и филлитовидными глинистыми сланцами с прослоями кремней (180 м). Они залегают на размытую поверхность Музбельского плагиогранитного массива.

Другой тип разреза узунбулакской свиты развит в приосевой зоне Пскемского хребта (бассейн р. Чиралмы, Коксу, Караянгырка, Каракорума и др.). По данным Л. М. Глейзера (1967), свита характеризуется резко сокращенным разрезом и подразделяется на две небольшие толщи. Нижняя толща трансгрессивно залегают на рифейских плагиогранитах Бешторского массива и начинается с горизонта (до 15 м) аркозовых серых или буровато-серых гравелитов, конгломератов, состоящих из обломков плагиогранитов, линз и прослоев мраморизованных известняков, кварцево-слюдястых, углеродисто-слюдястых сланцев, кварцитов. Верхи нижней толщи сложены желтовато-серыми, серыми полимиктовыми углеродисто-глинистыми сланцами, туфами, туфопесчаниками, туфоалевролитами с выклинивающимися маломощными пластами миндалекаменных порфиров, порфиритов андезитового состава, мелкозернистыми измененными диабазами и туффитовыми серицит-хлоритовыми и карбонатно-серицит-хлорит-кремнистыми сланцами. Миндалекаменные порфириты, по данным Л. М. Глейзера, близки трахибазальтам. Суммарная мощность отложений нижней толщи — до 80—100 м.

Разрез узунбулакской свиты описан К. С. Сагындыковым (1967) (мурсашская свита) в верховьях р. Мурсаша. В этом районе конгломераты трансгрессивно перекрывают докембрийские серые порфировидные плагиограниты. Преобладают туфы, туффиты, липарито-дациты, реже андезиты, туфоконгломераты, туфопесчаники. Возможно, отложения мурсашской свиты дополняют узунбулакскую и являются ее нижней половиной.

Отложения мурсашской свиты, выделенной К. С. Сагындыковым (1967) в бассейне р. Мурсаша, и вулканогенно-осадочные образования осевой части Пскемского хребта, установленные Л. М. Глейзером, хорошо сопоставляются с нижней осадочно-вулканогенной свитой джетымской серии бассейна р. Чонталдысу в Нарынской подзоне (Королев, Мисюс, 1965). Позднее она была выделена Е. И. Зубцовым и Е. И. Зубцовой (1966) в самостоятельную чонталдыускую свиту.

Отложения узунбулакской свиты имеют прямые аналоги в Большом Каратау (аксумбинская свита), Джебаглы (улутзуская серия), Джетымтоо (джетымтауская и джакболотская свиты), Куруктаге (свита чжаобисань), что позволяет присоединиться к мнению С. Г. Анкиновича,

В. Н. Огнева, В. Г. Королева и других о существовании в этот этап единой Каратау-Чаткало-Нарынской фациальной структурной единицы.

Наличие в составе вендского комплекса Пскемского хребта лавобрекчий туфов, трахибазальтов, силл оливиновых диабазовых порфириров, выделенных Л. М. Глейзером в самостоятельную трахибазальтовую формацию, и развитие в пределах Куйлю-Сарыджазского района андезито-базальтов, силл диабазов и конгадиабазов (Зубцов, 1972; Додонова, 1973) позволяет говорить об одновременном и довольно широком площадном развитии траппового вулканизма.

Шорашуйская свита, выделенная впервые А. Ф. Степаненко, занимает ряд крупных площадей в бассейне р. Чаткала и Сарычелека. В ней отмечаются терригенно-вулканогенный и терригенно-сланцевый типы разреза.

К первому типу условно отнесены отложения (неполной мощности, нижняя часть толщи не обнажается), описанные Л. И. Турбиным в долине правого притока р. Ашурота. Внизу располагается 70-метровая пачка черных, темно-серых и зеленовато-серых «тиллитоподобных» конгломератов и гравелитов. Л. И. Турбин нижнюю пачку «тиллитоподобных» конгломератов, или «конгломерато-сланцев» (С. С. Шульц), выделил в самостоятельную свиту — аяктерекскую. Выше по разрезу она сменяется темно-серыми филлитами, сланцами и алевролитами, внизу чередующимися с прослоями гравелитов и «тиллитоподобных» конгломератов, а сверху — с прослоями туфов основного состава, зеленых, голубых, сургучно-красных кремнистых сланцев и яшм и темных углисто-кремнистых сланцев (100—150 м).

Терригенно-сланцевый сокращенный тип разреза развит в истоках рек Чаткала и Аяктерека, междуречье Каракасмака — Сандалаша и Чукурчака — Кичиккумбеля. Разрез начинается «тиллитоподобными» конгломератами и песчаниками мощностью 100—350 м. Их сменяют чередующиеся зеленовато-серые и черные полимиктовые, иногда граувакковые или кварцевые отсортированные песчаники, алевролиты и филлитовидные сланцы. В верхах разреза имеются прослойки красно-бурых темно-малиновых железистых сланцев. Мощность этой пачки колеблется от 75—100 м в междуречье Акташа—Кураматора и верховьях Аяктерека до 500—600 м в долинах Шорашу и Каракасмака. Общая мощность разреза колеблется в пределах 200—1000 м.

«Тиллитоподобные» породы состоят из совершенно несортированных валунно-галечных конгломератов, песчаников и алевролитов. Цементирующая масса — алевролитоглинистая. Обломочный материал окатан в различной степени, преобладают плохо окатанные обломки. Ориентировки обломков не наблюдается. Гальки конгломератов (размером от 1—2 см до 1—1,5 м) представлены кварцевыми, кварцевослюдистыми, кварцево-хлоритовыми породами, известняками, доломитами, плагиогранитами и порфиритами.

К сокращенному терригенно-сланцевому типу разреза относятся конгломерато-песчаниковый и сланцево-песчаниковый горизонты, развитые в бассейне р. Ойгаинга, относимые О. И. Кимом и В. И. Колесниковым к средней части сандалашской свиты. Нижний горизонт (230 м) начинается «тиллитоподобными» конгломератами и сложен преимущественно «пуддинговыми» слюдистыми полевошпато-кварцевыми песчаниками. Верхний горизонт сложен (720 м) сланцами, песчаниками и алевролитами. Сланцы серицито-хлоритовые, но встречаются кремнисто-углистые, слюдистые, ожелезненные известняково-слюдистые.

Значительно сокращенный разрез, по данным Л. М. Глейзера, обнажается только лишь на некоторых участках юго-западной части Пскемского хребта (р. Караянгрык, Каракорум, Чиралма). Разрез на-

чинается с серых «тиллитоподобных» конгломератов, состоящих из обломков различной окатанности размером от 3—4 до 10—15 см, реже 40—50 см. Обломки в основном представлены породами миндалекаменных порфиринов, порфиринов, диабазов, трахитов, туфов, туффитов, доломитов, кварцитов и гранитов. Цемент серицит-хлоритовый. Верхи верхней толщи характеризуются преобладанием желтовато-серых, серых сланцев и появлением доломитового материала в цементе, уменьшением количества и размеров обломков, преобладанием обломков кварцитов, слюдисто-кварцевых сланцев, плагиогранитов.

Мощность свиты в юго-западной части Пскемского хребта 120—150 м.

«Тиллитоподобные» конгломераты шорашуйской свиты (аяктерекская свита, по Л. И. Турбину, 1962), вероятно, соответствуют нижнедзетымтауской подсвите Е. И. Зубцова, Е. И. Зубцовой (1966) или дзетымтаускому нижнетиллитовому горизонту (Зубцов, 1972) Нарынской впадины и хр. Дзетымтау.

Верхнюю половину шорашуйской свиты, преимущественно песчано-сланцевую, Е. И. Зубцов и Е. И. Зубцова (1966) сопоставляют с дзетымтауской подсвитой или джакболотской свитой Нарынской впадины, оттукской свитой р. Сарыджаза, свитой юккенгол хр. Куруктага, карагурской и аксумбинской свитами Большого Каратау.

Наличие верхних «тиллитоподобных» конгломератов (байконурская свита), широко развитых в Чаткало-Нарынской зоне, венчающих разрез докембрия (Королев, 1962), в пределах Пскем-Сандалашского района многими исследователями (Зубцов, Зубцова, 1966; Зубцов, 1972; Королев, 1965; Королев, 1970) отрицается.

Большая протяженность тиллитоносного комплекса (более 2000 км) от Улутау до Куруктага, через Большой Каратау, Пскем-Сандалашский хребты и Сарыджаз, Дзетымтау и довольно выдержанный молласовый состав при небольших мощностях, регрессивный характер отложений, слабый метаморфизм и незначительная дислоцированность, отсутствие проявлений гранитоидного магматизма — все это свидетельствует об их накоплении в эпиплатформенном передовом орогенном прогибе.

## Кассан

Метаморфические образования в бассейне р. Кассана установлены в результате маршрутных исследований Н. А. Северцева в 1865 г., И. В. Мушкетова (1866—1877 гг.) и Ф. Махачека в 1911 г. И. В. Мушкетов (1906) выделил две толщи — слюдисто-сланцевую и глинисто-сланцевую. Д. В. Наливкин (1926) указал, что возраст нижней толщи — протерозойский, так как она резко несогласно перекрывается верхней.

В 1933 г. исследования Н. М. Синицына (1960) позволили разделить нижнюю толщу на гнейсово-сланцевую и слюдисто-сланцевую. Впервые им выделены докаледонский и каледонский цикл интрузивной деятельности.

Наиболее полная схема стратиграфии выработана в результате геолого-съёмочных работ группой Л. И. Турбина (1951—1953 гг.) В бассейне р. Кассана метаморфические образования разделены на терекскую и семизсайскую свиты (условно нижнекембрийские), соккурбельскую (средний кембрий — нижний ордовик) и алмалыбулакскую (нижний — средний ордовик?), аюторскую (верхний ордовик?). В бассейнах р. Чанача и Каратерека установлена шорашуйская, сандалашская свиты, по аналогии с отложениями верховий р. Чаткала отнесенные к кембрийскому ордовик.

В 1951 г. Е. И. Зубцов из верхней части сандалашской свиты выделил вулканогенную каратерекскую свиту.

Первые петрографические исследования древних образований Кассана проведены В. С. Малявкиным, в пределах нижней толщи он выделил (снизу вверх) роговообманково-плагиоклазовые ортогнейсы с прослоями биотитовых сланцев (1500 м), гранато-биотитовые гнейсы (1000 м) и гранат-биотитовые, биотит-кварцевые, двуслюдяные и силлиманитовые сланцы (3000 м). Эта стратиграфия уточнена К. Т. Мустафинным, который в основании разреза поместил мраморы (терекская свита).

В 1961—1967 гг. в Кассане Г. И. Макарычев установил, что под мраморами находятся пачки биотитовых сланцев и амфиболитов и предложил следующее расчленение (снизу вверх): свита амфиболитов и биотитовых сланцев (до 230 м), свита мраморов (до 340 м), свита биотитовых сланцев (до 1500 м), свита амфиболитов и биотитовых кварцевых сланцев (400—600 м), свита тонких кварцево-сланцевых сланцев (до 700 м). Суммарная мощность — не менее 5000 м.

Метаморфическая толща отнесена Г. И. Макарычевым (1964) к рифейскому возрасту. Верхняя граница проводилась им по будинизированным базальным конгломератам (р. Иштамберды-южная) в подошве аркозовых песчаников (г. Сууктубе), которые отнесены к нижнему палеозою. Однако наличие слоя конгломератов оспаривалось Л. Н. Бельковой, В. Н. Огневом и А. Ф. Ташиловым (1969). Происхождение «галек» они объясняют будинажем и относят к «псевдоконгломератам», а аркозовые песчаники — к докембрию. Метаморфические образования, возраст которых они считают архейским, повсеместно отделены от вышележащих отложений силура тектоническими нарушениями.

Стратиграфическая последовательность слоев у Л. Н. Бельковой и В. Н. Огнева примерно такая же, как и у В. С. Малявкина. Выделены нижняя гнейсово-амфиболито-сланцевая и верхняя сланцевая свиты. Последняя в нижней части имеет горизонт мраморов. Однако подобная последовательность не нашла подтверждения ни в съемочных работах, ни в материалах по бурению. Поэтому большинство исследователей придерживается стратиграфической схемы Л. И. Турбина, К. Т. Мустафина, Г. И. Макарычева.

С 1960 по 1970 г. рассматриваемую территорию исследовала Южно-Киргизская экспедиция (М. М. Парфенюк, Л. П. Свиренко, З. И. Глухоманчук, Л. А. Лукина, В. Ф. Храмков, И. И. Войтович, М. Д. Гесь, Д. Борков, И. А. Тесленко, В. С. Казначеев, И. В. Гарапко и др.). Уточнена стратиграфия свит, описаны главные разновидности пород и выявлены основные особенности строения района. Одним из важных результатов — установление специфичности разрезов сандалашской, алмалыбулакской, каратерекской и аюторской свит, по составу и повышенной степени метаморфизма не сопоставимых со стратотипами Сандалашского хребта.

Мраморизованные известняки сокурбельской свиты на основании находок мшанок в 1962 г. В. С. Казначеевым и члеников криноидей В. К. Клишевичем отнесены к турне нижнего карбона. Еще в 1958 г. Е. И. Зубцовым также была найдена фауна нижнего карбона, но это сообщение, к сожалению, не было принято всерьез.

В долинах Мазарбаши и Узунбулака установлен алевролитопесчанниковый блок с фауной среднего ордовика (М. М. Парфенюк, Л. П. Свиренко и др.). Граптолиты нижнего и среднего ордовика были обнаружены также Г. И. Макарычевым (1964) и в бассейне р. Терса, однако только в верховье Чапача-южного наблюдается трансгрессивное налегание силурийских конгломератов на дислоцированную толщу санда-

лашской свиты, величина углового несогласия при этом достигает 40—45°. (И. И. Войтович, И. В. Гарапко, С. В. Литовчак и др.).

Таким образом, нижнюю возрастную границу глинисто-сланцево-алевролитовой толщи неметаморфизованных пород можно считать ордовикско-нижнесилурийской.

Геохимические особенности терекской и семизсайской свит исследовались О. А. Виноградовым, петрохимия гранитоидных интрузий и их связи с тектоникой — Г. И. Макарычевым, М. Д. Гесем (1970, 1971), Г. И. Макарычевым (1964 а) и позже — К. А. Штрейсом и Г. И. Макаровым (1969).

Л. И. Турбин (1962) семизсайскую свиту сопоставляет с узунбулакской, аяктерекской и шорашуйской, а алмалыбулакскую — с верхней частью разреза сандалашской свиты Сандалашского хребта. Однако, как показал М. Д. Гесь (1970), алмалыбулакская свита наращивает разрез семизсайской свиты. В связи с этим А. И. Образцов, В. Ф. Храмков, К. Т. Мустафин, А. И. Денисов и др. (1971), а также М. А. Ахмеджанов, Р. Н. Абдуллаев, Э. Р. Базарбаев, Д. Х. Якубов (1970) впервые алмалыбулакскую свиту отнесли к докембрийским отложениям.

Возраст терекской и семизсайской свит считался либо архейским (В. Н. Огнев, Л. Н. Белькова), либо нижнепротерозойским (В. И. Кнауф, В. Г. Королев), либо верхнепротерозойским (Д. В. Наливкин, Г. И. Макарычев, М. Д. Гесь, О. М. Борисов). Исследования М. А. Ахмеджанова, Р. Н. Абдуллаева, О. М. Борисова, А. А. Арипова в 1968—1972 гг. позволили сделать вывод о принадлежности алмалыбулакской, сандалашской, каратерекской и аюторской свит к докембрию. Отложения шорашуйской свиты располагаются выше и их вендский возраст сомнению не подлежит (В. Г. Королев, Е. И. Зубцов и др.).

Мы предлагаем следующую стратиграфическую последовательность свит (снизу вверх, рис. 6): терекская (архей — нижний протерозой?), семизсайская (нижний — средний протерозой), алмалыбулакская (нижний — средний рифей), каратерекская (средний рифей), «аюторская» (узунбулакская) (верхний рифей?), шорашуйская (венд).

Терекская свита. В пределах разреза установлены 4 петрографические пачки пород.

*Первая пачка* выступает только в ядре Иштамбердинской брахиантиклинали на площади 80×20 м, сложена преимущественно серыми полевошпатово-биотитовыми сланцами и с прослоями зеленовато-серых амфиболовых сланцев, светлых мраморов и кварцитов.

Сланцы состоят из агрегата кварца, альбито-олигоклаза и буроватого биотита с редкими включениями зерен граната и линзочек из мелкокристаллического кварца. Структура лепидогранобластовая, текстура сланцеватая до микрогнейсовой.

В составе сланцев встречаются кристаллы актинолита, реже кальцита. Амфиболовые сланцы сложены преимущественно из роговой обманки (50—70%), меньше плагноклаза, кварца и биотита. Текстура — слабосланцеватая, структура — гетеробластовая и гранобластовая.

Общая мощность пачки — 140 м.

*Вторая пачка* представлена «нижним горизонтом мраморов», выступающих только в ядрах Иштамбердинской и Чапчаминской брахиантиклиналей. Это чередование белых, слегка розоватых крупнокристаллических массивных мраморов с горизонтами (до 3—5 м) слоистых серовато-белых мраморов. В верхней части появляются прослойки (в несколько сантиметров) светло-серых карбонатно-полевошпатово-биотитовых сланцев.

Общая мощность пачки — от 60 до 170 м, что свидетельствует о линзовидном строении тел мраморов.



*Третья пачка* («свита амфиболитов и биотитовых сланцев» Г. И. Макарычева и Т. Г. Павловой, 1967) выступает в ядрах Иштамбердинской, Чапчаминской и Кассанской брахиантиклиналей, она сложена преимущественно биотитовыми сланцами с редкими прослоями полевошпатово-биотитовых и кварцево-полевошпатово-биотитовых сланцев и гнейсов, слюдястых ороговикованных песчаников и светлых мраморов (появляются в верхах разреза).

Общая мощность — около 200 м.

Биотитовые сланцы состоят из субпараллельно ориентированных чешуек буроватого биотита (40—70%) размером 0,4—1,0 мм, между которыми располагаются линзовидные полоски, сложенные изометричными, иногда зазубренными зернами кварца, мелкими чешуйками биотита и кристаллами альбито-олигоклаза неправильной формы. Из аксессуарных наиболее широко развит турмалин в виде черных удлиненных кристалликов, в меньшей мере — циркон и апатит, более редки зерна ильменита и лейкоксена.

В прослойках сланцев наряду с биотитом развит мусковит, встречаются небольшие кристаллы решетчатого микроклина.

Гранат в виде порфиробласт от 5 мм в диаметре и менее обычно приурочен к прослоям мусковито-биотитовых сланцев. По Л. Н. Бельковой, В. Н. Огневу и А. Ф. Ташилову (1969), гранат по составу отвечает альмандину и обычно переполнен включениями кварца, нередко по краям замещается зеленым биотитом и хлоритом, а также корродируется кварцем.

Структура сланцев лепидогранобластовая, текстура — сланцевая.

В полосчато-слонстых полевошпатово-биотитовых сланцах полосчатость обусловлена обогащенными биотитом слойками и полосками (1—3 мм), сложенными кварцево-альбит-олигоклазовым агрегатом с включениями мелких чешуек биотита.

«Очковые» биотит-полевошпатовые гнейсы и сланцы состоят из неправильных зерен альбит-олигоклаза (30—40%), изометричного кварца (20—30%) и чешуек биотита (20—30%). На этом фоне в виде порфиробласт выступают более крупные индивиды сосюритизированного плагиоклаза размером от 1 см в поперечнике (10—15%), реже микроклина (3—5%). Из аксессуарных отмечены апатит, циркон, турмалин, клиноцонозит, сфен. Структура — лепидогранобластовая в сочетании с порфиробластовой, текстура — сланцевая до гнейсовой.

Полагаем, что «очковые» породы возникли в результате метаморфизма разнозернистых гравийных песчаников, а серицитизированные и сосюритизированные зерна плагиоклазов являются реликтовыми.

*Четвертая пачка* сложена исключительно мраморами («свита мраморов» Г. И. Макарычева и Т. Г. Павловой), выступающими в сводовых частях Кассанской, Терекской, Иштамбердинской и Казанбулак-

Рис. 6. Схема расположения докембрийских образований в бассейне р. Кассана (по материалам В. Ф. Храмова и др., 1972 г.):

1 — терекская свита, а — кристаллические сланцы; б — мраморы (нижний протерозой), емизайская свита (нижний — средний протерозой); 2 — нижняя подсвита, кристаллические сланцы; 3 — верхняя подсвита, кварциты, сланцы; 4 — алмалыбулакская свита (средний рифей?), а — песчаники, сланцы, алеволиты, фельзиты, б — сланцы, песчаники, метавулканииты, в — песчаники, алеволиты, сланцы; 5 — каратерейская свита: осадочно-вулканогенная (средний рифей); б — аюторская свита (верхний рифей), а — конгломераты, песчаники, филлиты, б — андезитовые порфириты; 7 — шорашуйская свита (векд), а — конгломераты, гравелиты, песчаники; б — тиллиты, гравелиты, песчаники, алеволиты; 8 — песчано-сланцевая толща (ордовик — нижний силур); 9 — вулканогенно-молессовая толща (нижняя — верхняя пермь); 10 — габбро и габбро-диориты (нижний карбон); 12 — гранитоиды (средний — верхний карбон); 12 — градиорит-порфириты (нижняя пермь); 13 — протрузии серпентинитов (нижний карбон); 14 — крупные разломы, разделяющие тектонические блоки.

ской брахиантиклиналей. Мрамора белые до светло-серых с голубовато-серым, розоватым оттенком, крупно- и среднекристаллические со средней и грубой слоистостью. Сложены из кристаллов (до 2—3 мм) кальцита с прямолинейными, реже слабоволнистыми ограничениями, среди которых располагаются редкие и мелкие (0,1—0,2 мм) обломочные зерна кварца (до 2—4%), единичные чешуйки мусковита-фенгита и кристаллы тремолита.

Мощность мраморов, по нашим замерам, достигает 150 м.

Поиски органики в мраморах не увенчались успехом. В ряде мест обнаружены округлые (до 1,0—2,0 см в поперечнике) скопления кальцита, выделяющиеся молочно-белым цветом. Не исключено, что это остатки органики. По устному сообщению А. И. Образцова, в мраморах терекской брахиантиклинали обнаружен округлый желвак (возможно, строматолит).

Суммарная мощность терекской свиты 550—600 м.

*Семизсайская* свита слагает большую часть докембрия бассейна р. Кассана. Она делится на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

*Нижняя семизсайская подсвита* разделена на две пачки: нижнюю сланцевую и верхнюю сланцево-амфиболитовую.

Сланцевая слагает крылья указанных брахиантиклиналей, в ее составе преобладают темно-коричневые, коричневатые-серые и серые кварцево-биотитовые и кварцево-полевошпатово-биотитовые сланцы, местами графитсодержащие. Имеются прослои мраморов, серых кварцитов, слюдяных песчаников, карбонатно-биотитовых, кварцево-слюдистых и амфиболо-полевошпатово-слюдистых сланцев.

Суммарная мощность нижней пачки — 1300—1500 м.

Для всей пачки характерны будинизированные породы, местами мелкая гофрировка и птигматитовые прожилки кварца, а также многочисленные согласные прожилки и линзочки молочно-белого, серого и буровато-серого кварца.

Главные минералы, слагающие данную пачку пород, — кварц, биотит, альбит, олигоклаз, кальцит, актинолит, в меньшей мере — мусковит, микроклин, тремолит. Из аксессуарных развиты гранат, апатит, в меньшей мере — циркон, турмалин, сфен, рутил, реже встречены пирит, эпидот, клиноцоизит, ильменит, лейкоксен.

Сланцево-амфиболитовая пачка с видимым согласием перекрывает породы сланцевой пачки. По Чолпонсаю (левый приток Терекская) разрез начинается с апотуфовых песчаников (30—40 м). В междуречье Худаймендыая — Казанбулакская мощность их примерно 200 м (по В. Ф. Храмову, И. А. Мезгину и др.), но, вероятно, завышена из-за многочисленных мелких складок. В бассейне сая Иштамберды-северного из-за контактового метаморфизма песчаники превращены в слюдяно-кварцево-полевошпатовые гнейсы (до 40 м), но они также перекрывают кварцево-биотитовые сланцы и гнейсы. Вероятно, песчаники откладывались на уже несколько эродированной поверхности сланцев, но для подтверждения этого пока нет достаточных данных.

Суммарная мощность пачки — примерно 1000 м.

Для данной пачки характерна неравномерность метаморфизма в связи с наложенными на прогрессивно метаморфизованные породы локальными проявлениями процессов фельдшпатизации: в результате появляются гнейсовидные «очковые» разновидности. Некоторые исследователи (Л. Н. Белькова, В. Ф. Храмов и др.) указывают на наличие в этой пачке метаморфизованных вулканитов основного состава. Мы установили ряд признаков, указывающих на осадочно-вулканогенную природу всей пачки. Это, в первую очередь, текстурные особенности пород, сохраняющие зачастую первичный облик исходных пород

(слоистость, обломочность, массивность с порфировыми выделениями и т. п.). В связи с этим довольно ясно устанавливаются апотуфы, апотуффиты, апопорфириты, апотуфогенные песчаники. Показательно отсутствие шаровых отдельностей.

В бассейне Чолпонсая установлены флюидальные текстуры, местами с порфиробластами среднего плагиоклаза.

Все данные свидетельствуют о формировании толщи преимущественно в условиях континентального режима. Состав исходной магмы был, вероятно, базальто-андезитовый. Основные минералы, составляющие породы сланцево-амфиболитовой пачки, — обыкновенная роговая обманка, олигоклаз-андезин, биотит, актинолит, реже — тремолит, гранат и еще реже — альбит, микроклин. Среди аксессуарных — апатит, магнетит, циркон, лейкоксен, ильменит, пирит. Из вторичных известны хлорит, серицит, мусковит.

Общая мощность нижней семизсайской подсвиты — примерно 2400 — 2500 м.

*Верхняя семизсайская подсвита* представлена преимущественно грубопереслаивающимися пачками окварцованных и слюдистых песчаников, кварцито-сланцев, биотито-серицитовых сланцев, содержащих прослойки биотито-актинолитовых и мусковитовых сланцев, весьма редки прерывистые прослойки кварцитов и мраморизованных известняков. По преобладающему составу подсвиту можно назвать «песчаниково-сланцевой».

В экзоконтакте гранитоидных массивов имеются биотито-полевошпатовые гнейсы, роговики, узловатые гранато-ставролиты (кианито)-слюдистые сланцы. В зонах разломов по Иштамбердысаю-северному установлены дистеновые сланцы.

В связи с паложенной фельдшпатизацией породы, особенно песчаники, характеризуются ростом зерен плагиоклаза и приобретают вид «очковых» гнейсов.

Верхнесемизсайская подсвита выделена В. Ф. Храмковым, Н. И. Войтович, М. Д. Гесем, М. М. Парфенюком и др. на основании литологических различий. Нижняя граница проведена в междуречье Терек-сая — Тузашусая в основании прерывистого горизонта слюдистых песчаников, а на северном склоне горы Сууктепе и левом борту Семизсая — по горизонту «очковых» гнейсов. На других участках внутри семизсайской свиты выделялись только пачки А, Б и В (Иштамберды-южный) или вся толща относилась к данной подсвите (район Чапча-маса, Иштамберды-северного).

По схеме Г. И. Макарычева и Т. Г. Павловой (1967), верхняя семизсайская подсвита вошла в состав «свиты амфиболитов и биотитовых кварцитов и сланцев». Необходимо отметить, что горизонт кварцито-конгломератов Андагул-Чалкадыся отнесен ими к основанию нижнего палеозоя, хотя подобный горизонт Иштамберды-северного оказался внутри семизсайской свиты, а в бассейне р. Терека он даже не был отмечен. Это противоречит мнению Л. Н. Бельковой, В. Н. Огнева и А. Ф. Ташилова (1969), рассматривающих горизонт кварцито-конгломератов внутри семизсайской свиты и считающих, что все «галки» в нем возникли в результате будинажа.

Мы подтверждаем наличие горизонта конгломератов, по простирацию переходящего в песчаники, которые с небольшим угловым (до 20°) несогласием перекрывают повсеместно сланцево-амфиболитовую пачку нижней семизсайской подсвиты и ложатся на ее различных горизонтах. Однако величина размыва вряд ли превышает 200 — 300 м: Этот горизонт весьма четко установлен В. Ф. Храмковым и др. по правобережью р. Кассана и бассейна Иштамберды-северного, а нами об-

наружен в низовье Сокурбельская и условно проведен по всему бассейну р. Терека.

Необходимо отметить различие в степени метаморфизма: если нижняя семизсайская подсвита метаморфизована в фации эпидотовых амфиболитов, то верхняя — в высокотемпературной субфации зеленосланцевой фации.

С более молодыми по возрасту толщами образования верхней семизсайской подсвиты контактируют в основном по разломам, только в бассейне Иштамберды (междуречье Эсенкульдыся — Каратерека) они перекрыты горизонтом гравийных песчаников условно рифейского возраста.

Наиболее полные разрезы обнаружены по бассейнам Сокурбельская и в районе горы Сууктеле. Характерны крупные ритмы отложений, каждый из которых начинается песчаниками, сменяется алевrolитами и сланцами с прослойками мраморизованных известняков и кварцитов, а выше вновь состав постепенно грубеет. Отложения ритмов нами выделены в горизонты.

Породообразующие минералы — биотит, кварц, альбит, мусковит, серицит, актинолит, реже встречаются микроклин, олигоклаз, кальцит. При контактовом метаморфизме появляются гранат, роговая обманка, олигоклаз-андезин, ставролит, кианит, дистен, силлиманит. Из акцессорных часты апатит, ильменит, лейкоксен, реже циркон, турмалин и весьма редко — магнетит, сфен, из вторичных — хлорит, эпидот, серицит.

Суммарная мощность образований верхней семизсайской подсвиты колеблется в пределах 1700 — 1900 м. Однако если учесть увеличение мощности пород за счет гофрировки сланцев и ряда изоклиальных складок, то истинная мощность толщи будет равна 1000 — 1200 м.

Алмалыбулакская свита откартирована Л. И. Турбиным в 1953 г. к северо-востоку от карбонатной гряды Сокурбель, где в бассейне саев Саардыка, Сокурбеля, Алмалыбулака, Беркбулака и Сарыкамыша развиты метаморфизованные песчаники, алевrolиты, сланцы с прослоями кислых и средних вулканитов. В бассейне р. Чанача и Каратерека им описана сандалашская свита, из верхней части которой еще в 1951 г. Е. И. Зубцовым выделена осадочно-вулканогенная каратерекская свита.

Позже значительная площадь алмалыбулакской свиты отнесена к сандалашской свите, а аналогичные образования в бассейне Тиллябердыся, Сарайся и Акбалтырганся — к каратерекской. Все это в значительной степени запутало стратиграфию.

В результате корреляции разрезов нами решено сохранить для района два местных наименования свиты: алмалыбулакская и каратерекская. Это тем более необходимо, что даже геологи-съемщики, а также Л. И. Турбин указывали на существенное отличие разреза данного района от прототипа сандалашской свиты в верховьях р. Чаткала. Приводим уточненные объемы и разрезы вышеуказанных свит (см. рис. 6).

А. И. Образцов, В. Ф. Храмов, К. Т. Мустафин, А. И. Денисов (1971) считают, что алмалыбулакская свита заканчивает разрез верхнепротерозойских отложений. С этим не согласен М. Д. Гесь (1972), который полагает, что она находится на одном стратиграфическом уровне с сандалашской свитой кембрия — среднего ордовика.

Алмалыбулакская свита пронизана крупными телами гранитоидов палеозоя, существенно преобразовавшими первоначальные породы. Неравномерное проявление фельдшпатизации и лейкократовых инъекций привело к образованию порфиробластовых гнейсов и мигматитов. Породы зоны контактового метаморфизма (биотитовые, мусковитовые,

амфиболовые, силлиманитовые, кордиеритовые сланцы) отвечают альбит-эпидот-роговиковой фации.

Обилие интрузивов, неравномерно проявленный метаморфизм, интенсивная дислоцированность, задернованность большей части площадей развития свиты затрудняют выявление истинной последовательности слоев свиты.

Можно выделить (грубо) три крупные пачки пород, по литологическому составу определенных как подсвиты.

*Нижняя пачка (подсвита)* имеет преобладающий зеленовато-серый, иногда темно-серый цвет, слабовыраженную слоистость. Местами развития полосчатые текстуры в связи с тонким (до 1 — 2 мм) чередованием светло-серых, темно-серых и зеленовато-серых полосок.

Пачка представлена переслаиванием биотит-кварцевых, полевошпат-биотит-кварцевых, хлорит-кварцевых, двуслюдяных, кремнистых, кварц-серицитовых сланцев, рассланцованных алевролитов и мелкозернистых песчаников. В северо-восточной части (в бассейне рек Чанача-северного, Чанача-южного, Каратерека, Чукуртора) в подчиненном количестве имеются прослои и линзы яшм, кремней, углисто-кремнистых сланцев и известняков. В бассейне рек Чанача-северного и Каратерека в подчиненном количестве встречены тела фельзитов, фельзит-порфиров, кварцевых порфиров, диабазов и диабазовых порфиритов. К юго-западу (Чанач-южный, Алабука, Чукуртор) осадочные и вулканогенные образования находятся уже в равных количествах. Среди вулканитов преобладают фельзит-порфиры и дацит-порфиры, реже встречаются дацит-андезитовые порфириты и весьма редко — андезит-базальтовые порфириты.

Видимая мощность отложений по р. Чаначу — до 1000 м, а в бассейне р. Алабука — до 1400 м. Нижние горизонты не вскрыты.

Суммарная мощность нижней пачки достигает, вероятно, 1500 м. В результате контактового метаморфизма вулканиты превращены в кварц-полевошпат-серицитовые породы, песчаники — в кварц-серицитовые, двуслюдяные и кварц-биотитовые сланцы, исходные алевролиты и глинистые сланцы — в биотитовые, силлиманитовые, кордиеритовые и гранато-слюдистые сланцы, известняки — в пироксен-гранатовые и волластонитовые сланцы. По основным разностям вулканитов возникли амфиболовые породы.

*Средняя пачка (подсвита)* имеет более широкое развитие, слагая приводораздельные части гряды Каракыр, истоки ручьев Урюкты и Калысу, широкой полосой протягивается от р. Алабука на востоке до верховий Сарайсая на западе. Наиболее нижние горизонты пачки слагают ядра Тиллябердинской и Осолбекской антиклиналей.

Данная пачка имеет зеленовато-серый до темно-зеленого цвет, плитчатую отделенность с тонкой первичной сланцеватостью и слоистостью. Наиболее широко развиты тонкослоистые алевролиты и песчаники, полевошпат-слюдистые, кварц-полевошпат-биотитовые, слюдисто-кварцевые сланцы, переслаивающиеся с альбит-актинолитовыми, кварц-полевошпат-хлоритовыми, кварц-хлоритовыми и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами. Среди них встречаются многочисленные и не выдержанные по площади линзы и прослои метаморфизованных андезитовых и диабазовых порфиритов. Весьма редки линзы слюдистых кварцитов.

Отложения залегают на породах предыдущей пачки с видимым согласием. Разрез начинается с горизонта плитчатых рассланцованных алевролитов и песчаников кварц-полевошпат-биотитового состава, на плоскостях которых выступают развальцованные обломки кварца, по-

левых шпатов, песчаников и сланцев (до 200 м). Это позволяет говорить о наличии скрытого несогласия.

К этому же горизонту относятся переслаивающиеся мелкозернистые песчаники и филлитовые сланцы (850 м) Урмашайской антиклинали, где они с несогласием и разрывом перекрыты базальными конгломератами среднего ордовика.

Полная мощность пачки в бассейнах Тиллябердысая-южного и верховьях Сарайсая — 1000 м, в бассейне Чанача-северного она сокращается до 400 м, по Терексаю и Алабуке — 800 м.

*Верхняя пачка (подсвета)* с видимым согласием перекрывает среднюю. Горные породы имеют преимущественно светло-серый цвет с зеленоватым оттенком, состав довольно однообразный: рассланцованные слюдистые алевролиты (преобладают) и песчаники с редкими прослоями актинолитовых и кварцево-слюдистых, кремнистых сланцев, филлитов и филлитовидных сланцев, слюдистых кварцитов, линз мраморизованных известняков, слой гравийных песчаников и гравелитов. Слои чередуются без ясно выраженной ритмичности.

Суммарная мощность пачки колеблется в пределах 650 — 1000 м.

Таким образом, алмалыбулакская свита характеризуется реликтовыми структурами исходных пород и минералов (роговая обманка и пироксен, средний плагиоклаз, калишпат, кварц) и новообразованными в результате регионального метаморфизма актинолитом, альбитом, мусковитом, серицитом, биотитом, хлоритом, кальцитом, эпидотом. Из аксессуарных имеются апатит, магнетит, циркон, сфен, реже — гранат, рутил, пирит, ильменит, лейкоксен, арсенипирит.

Каратерекская свита впервые выделена Е. И. Зубцовым в 1951 г. из верхней части сандалашской свиты в бассейне ручья Каратерека. Основание свиты проведено по подошве маркирующего горизонта темно-зеленых спилитов (6 — 8 м) и отмечено, что каратерекская свита без видимого несогласия залегает на сандалашской.

Более целесообразно в состав каратерекской свиты включить горизонт слюдисто-полевошпат-кварцевых песчаников и гравелитов с подчиненными прослоями алевролитов, углисто-кремнистых, глинистых, кварц-хлоритовых сланцев, темных филлитов, кремнистых известняков. Этот горизонт включался ранее в состав верхов алмалыбулакской (сандалашской) свиты. Однако присутствие таких слабометаморфизованных пород, как глинистые и углисто-глинистые сланцы, а также хорошо окатанной гальки кварца, гранитов, песчаников, красных, зеленых и черных кремней в гравелитах, характерных для верхов третьей пачки алмалыбулакской свиты, показывает, что это уже новая толща, которая, по-видимому, залегает на предыдущей с разрывом.

Данный горизонт, кроме того, сближает с остальной частью каратерекской свиты не только относительно одинаковая степень регионального метаморфизма (хлорит-серицитовая подфашия зеленосланцевой фашии), но и присутствие в верхах горизонта отдельных линз и прослоев диабазовых порфиринов.

Горизонт развит на двух участках. Первый слагает крыло Осолбекской антиклинали, где в левом борту Чилкудысая с небольшим азимутальным несогласием и перерывом перекрывается базальными конгломератами аюторской свиты; в истоках Арабулакская — конгломератами тюлькубашской свиты. Мощность горизонта — не более 500 м.

Второй участок находится в бассейне р. Чанача-северного, где горизонт перекрывается с видимым согласием породами каратерекской свиты. Мощность горизонта около 400 м.

По данным И. И. Войтович, И. В. Гарпенко, С. В. Литовчак и др. (1968 г.), выше выделяются еще три горизонта (пачки).

Разрез нижнего горизонта начинается со слоя (6—8 м) темно-зеленых спилитов с шаровой и подушечной отдельностью. Выше переслаиваются зеленовато-серые хлорит-серицитовые, кварц-серицитовые, кварц-хлоритовые и кремнистые сланцы с пластинами рассланцованных песчаников и линз известняков. В средней и верхней части имеется несколько слоев порфиритов и диабазов. Горизонт завершается слоем (30 м) серебристых серых хлорит-серицит-кварцевых сланцев с шелковистым блеском по плоскости сланцеватости. Мощность горизонта — 350 м.

Средний горизонт сложен преимущественно переслаивающимися слоями хлорит-эпидотовых, хлорит-эпидот-актинолитовых и хлорит-серицитовых сланцев. В нижней части имеются прослои кварц-серицитовых и кремнистых сланцев и рассланцованных порфиритов (хлорит-альбитовый сланец). Характеры системы линз мраморизованных известняков мощностью до 3 м и протяжением до 300—350 м.

В верхней части горизонта имеется несколько слоев (1—2 м) метапорфиритов. Мощность горизонта — 500 м.

Верхний горизонт сложен преимущественно из рассланцованных диабазов и порфиритов, переслаивающихся с эпидот-хлорит-актинолитовыми, актинолит-эпидотовыми и актинолитовыми сланцами. В различных частях разреза имеются пласты (0,3—0,8 м) голубовато-серых и темно-серых кремнистых сланцев. Мощность горизонта — 700 м.

В базальном горизонте свиты в верховьях Куйлюкская и Осолбекская отмечены редкие линзы (до 180 м мощности и до 1,5 км по протяженности) светлых средне- и крупнокристаллических мраморов. И. А. Тесленко, В. С. Казначеев и др. отмечают в них неопределимые органические остатки (вероятно, водоросли, по заключению В. Д. Фомина и А. Г. Вологодина).

Основные породообразующие минералы — хлорит, эпидот, актинолит, альбит, в меньшей мере — серицит, мусковит, кальцит, еще реже встречается биотит. Из аксессуарных наиболее типичен магнетит, в меньшей мере — гематит, апатит, сфен.

Общая мощность каратерекской свиты достигает 2000 м.

А ю т о р с к а я свита выступает в ядре Чаначской антиклинали (р. Чанач-северный), а также в долинах Чилкудыся, Чакрытурская и Торгская, слагающая крылья Дубысарской синклинали. Как отмечают Л. И. Турбин, позже И. И. Войтович, И. В. Гарапко, С. В. Литовчак, И. А. Тесленко, В. С. Казначеев, Л. А. Лукина и другие, отнесение этих площадей к аюторской свите весьма условно, так как ряд коренных черт отличают ее от прототипа аюторской свиты Сандаляшского хребта.

Мы предлагаем выделить следующие 4 горизонта.

1. Горизонт конгломератов, гравелитов и песчаников с подчиненными прослоями алевролитов и глинисто-серицитовых сланцев начинается слоем зеленовато-серых разногалечных конгломератов (до 15 м), с несогласием перекрывающих базальный горизонт каратерекской свиты по Чилкудысяю. В бассейне р. Чанача свита по разломам граничит с породами шорашуйской свиты, но разрез также начинается со слоя конгломератов. Галька представлена разноцветными кремнями и яшмами, кварцем, песчаниками размерами от нескольких миллиметров до 10 мм, реже до 25 см в диаметре (средний размер 3—5 см). Галька угловатая, средней окатанности по Чилкудысяю, средней и хорошей окатанности по р. Чаначу-северному. Цемент базальный и поровый, алевролит-песчаниковый с примесью железистого вещества. Мощность горизонта по Чилкудысяю — 60 м, а по р. Чаначу-северному — 120 м.

Выше переслаиваются разнозернистые песчаники с линзами и про-

слоями гравелитов, алевролитов и редкими прослойками глинисто-серицитовых сланцев.

2. Горизонт филлитов и филлитовидных сланцев с линзовидными прослоями песчаников и алевролитов. Переходы от сланцев к песчаникам обычно весьма резкие, что свидетельствует о неспокойном режиме во время их формирования.

Мощность горизонта по Чилкудысаю — 40 м, а по Чаначу-северному — 80 м.

3. Горизонт переслаивающихся конгломератов, гравелитов и песчаников с прослоями и линзами филлитовидных сланцев, аргиллитов и алевролитов представлен серыми мелкозернистыми до гравийных песчаниками, сложенными из слабоокатанных зерен кварца (15—30%), полевых шпатов (5—20%), кремней (5—20%), вулканитов (3—5%) и чешуек мусковита, хлорита, биотита (до 10%) и глинисто-серицитового цемента порового типа. Структура — псаммитовая, текстура — слоистая.

В 1965 г. И. А. Тесленко, В. С. Казначеев и др. в правом борту Торгайсая в прослоях глинисто-серицитовых сланцев обнаружили мелкие включения овальной формы (онколиты?) с нечетким концентрическим строением (до 2—3 мм в диаметре). Внешний контур состоит из серицита, внутренняя оболочка — из карбоната, ядро из криптокристаллического вещества.

Мощность горизонта в бассейнах Торгсая, Чакрыртурсая и Чилкудысая составляет 700 м, а по р. Чаначу-северному — 900 м.

4. Горизонт осадочно-вулканогенных пород мощностью до 200 м прослеживается только в бассейнах Торгсая, Чакрыртурсая и Чилкудысая состоит из переслаивающихся дацит-андезитов, порфиритов и их туфов, песчаников, алевролитов и сланцев.

Порфириты имеют серый и зеленовато-серый цвет. Основная масса микрогранобластовая, сложена из плагиоклаза, реже кварца с примесью хлорита, эпидота, серицита, из акцессорных имеются турмалин, сфен, циркон. Порфиробласты (до 30% объема) представлены зональным плагиоклазом, почти везде замещенным карбонатом, хлоритом, серицитом. Порфиробласты цветных минералов полностью опатицитизированы. Структура — порфировая и витрокристаллокластическая, текстура — массивная.

В контакте с Саардыкским гранитоидным массивом песчаники и алевролиты превращены в пятнистые сланцы и роговики альбит-эпидот-роговиковой фации.

Таким образом, для пород аюторской свиты характерно отсутствие регионального метаморфизма. В составе пород основную часть занимает кластический материал — кварц, полевые шпаты, кремни, яшмы, песчаники, кремнистые сланцы, глинистый материал, меньше биотита, мусковита, турмалина, циркона, апатита. Новообразованные минералы — серицит, хлорит, эпидот, апатит, кальцит.

Суммарная мощность аюторской свиты колеблется в пределах 1000—1300 м.

Необходимо отметить увеличение мощности отложений и их грубозернистости в направлении с юго-запада на северо-восток в район р. Чанача-северного. В юго-западной части разрез более сокращенный, появляются вулканиты среднего состава.

Шорашуйская свита. Считается, что отложения шорашуйской свиты располагаются выше семизсайской (или алмалыбулакской), но ниже сандалашской, каратерекской и аюторской свит.

Полагаем, что шорашуйская свита располагается выше аюторской свиты, так как, во-первых, отложения аюторской свиты составляют ядро Чаначской антиклинали, в то время как породы шорашуйской

свиты образуют ее крылья, хотя и отделены от пород ядра тектоническими разрывами. Во-вторых, в обломках шорашуйской свиты присутствуют слабоизмененные вулканиты среднего и основного состава, аналогичные вулканитам каратерекской, а ближе всего аюторской свит. В-третьих, в составе обломков много разноцветных кремней и яшм, пласты которых встречаются в каратерекской свите. В-четвертых, состав обломков (вместительные сланцы, яшмы, кремни, песчаники, вулканиты, граниты) в шорашуйской и аюторской свитах одинаков, что свидетельствует о близости палеофациальной и палеотектонической обстановок их формирования и однородности области размыва. В-пятых, по составу и строению разреза аюторская свита не отвечает прототипу Сандалашского хребта, а является, по-видимому, фациальной разновидностью узунбулакской свиты.

По данным 1968 г. (И. И. Войтович, И. В. Гарапко, С. В. Литовчак, В. Р. Болошенко, Л. А. Лунина), шорашуйская свита подразделена на две подсвиты — нижнюю и верхнюю.

*Нижняя шорашуйская подсвита* обнажается на левом борту р. Чанача-северного и отделена разломами от пород аюторской свиты и известняков среднего девона — нижнего карбона. Низы разреза не известны.

Разрез подсвиты (снизу вверх): серо-зеленые, тонкослоистые, тонкоплитчатые филлиты с маломощными (15—20 см) линзовидными прослоями песчаников, мощность 62 м, зеленовато-серые разногалечные полимиктовые конгломераты и гравелиты (8 м), серо-зеленые до темно-серых плитчатые филлитовидные сланцы, слегка гофрированные, с прослоями тиллитоподобных конгломератов, с хорошо окатанной галькой лейкократовых гранитов (79 м), темно-серые филлитовидные сланцы с редкой галькой и валунами (до 30 см) светлых гранитов, темно-зеленых подмиктовых песчаников с линзами песчаников и гравелитов (150 м). Общая мощность разреза — 239 м.

*Верхняя шорашуйская подсвита* на водоразделе Чанача-северного — Каратерека согласно перекрывает породы нижней подсвиты, по разлому граничит с располагающимися южнее каратерекской и алмалыбулакской свитами.

Разрез отложений по пачкам следующий (снизу вверх): тиллитоподобные конгломераты, филлиты и песчаники (100—150 м), тиллитоподобные конгломераты с редкими прослоями филлитов и вулканитов среднего и основного состава (320—350 м), рассланцованные и массивные песчаники и алевролиты, местами гравийные (180—200 м), массивные и рассланцованные песчаники, алевролиты и тиллитоподобные конгломераты (100—150 м). Общая мощность подсвиты около 800 м.

Филлиты и филлитовидные сланцы сложены из агрегата параллельно ориентированных чешуек серицита, хлорита и глинистого вещества с включениями кластических зерен кварца и полевого шпата алевролитовой размерности. Структура бластоалевролитовая до бластопсаммитовой, текстура сланцевая.

Филлиты и сланцы местами содержат неравномерно распределенные гравийные обломки кварца, кремний, гранитов, песчаников, что придает им «тиллитоподобный» облик.

Песчаники сложены окатанными и угловатыми зернами кварца (25—30%), полевых шпатов (15—20%) и обломками микрокварцитов, вулканитов разного состава, гранитов, сланцев. Цемент хлорит-серицитовый базального и порового типа. Структура — неравномернозернистая, псефитовая или псаммитовая с микролепидогранобластовой структурой. Текстура — сланцевая или тонкослоистая.

Тиллитоподобные конгломераты состоят из кварц-хлорит-серицито-

вой основной массы, в которой неравномерно распределены обломки различной степени окатанности и размерности (от 0,5 до 35—40, реже 50 см). Отмечается субпараллельная ориентировка длинных осей обломков с северо-запада на юго-восток, а направление плоскостей — на северо-восток. Это указывает на то, что источник сноса находился к северо-востоку от данного участка их накопления.

В составе обломков имеются кварц, разноцветные кремни и яшмы лейкократовый гранит, светлые известняки, вулканиты (фельзиты, фельзит-порфиры, андезитовые и диабазовые порфиры), песчаники, глинисто-серицитовые сланцы (аналогичны породам аюторской свиты). Материал распределен неравномерно, в отдельных участках занимает до 50% объема породы.

Таким образом, в составе пород основную роль играют кластические обломки кварца, плагиоклаза, кремней, кремнистых сланцев, гранитов, вулканитов, песчаников, в меньшей мере — яшм, известняков, глинисто-серицитовых сланцев различной окатанности и размерности, среди новообразованных минералов — хлорит, сирицит, эпидот, цонзит, карбонат, рудные, редко — биотит.

Суммарная мощность шорашуйской свиты — около 1100 м.

### Северо-Восточная Фергана

В Северо-Восточной Фергане метаморфические образования обнажаются в ядре Баубашатинского антиклинория и южной части Турдукского синклинория в крупных блоках, ограниченных разломами и часто надвинутых на отложения среднего палеозоя. Они протягиваются пологой на северо-восток по правобережью р. Майлису, а в районе перевала Каракол-Даван и горы Карамал приобретают северо-западное направление и уходят вдоль Кызкурганского разлома на правобережье р. Нарына почти до села Абдыкалык (рис. 7).

Впервые метаморфические образования в этом районе выделены под названием «майлисуйская свита» Л. И. Турбиным из состава метаморфической толщи», описанной в 1946 г. В. Н. Огневым.

Возраст майлисуйской свиты определяется по-разному: докембрийским (Н. М. Силицын, 1960), верхнесилурийским (Л. И. Турбин, 1960), доживетским (Г. С. Поршняков, 1973), среднекарбовым (К. К. Пятков, М. М. Посохова).

Детальные исследования состава, строения, распространения метаморфических образований Северо-Восточной Ферганы, проведенные в 1959 г. В. Л. Клишевичем, К. С. Бискэ, а позже В. Б. Горяновым и др. (1973), позволили уточнить границы, объем и возраст майлисуйской свиты. Большинство исследователей признает его возраст докембрийским, в частности В. Н. Огнев, В. Ф. Бородаенко, В. С. Казначеев, В. Б. Горянов и другие — верхнепротерозойским, а М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов — протерозойским.

По данным В. Ф. Бородаенко, метаморфические образования майлисуйской свиты, развитые в пределах Баубашатинского антиклинория, залегают в тектонических блоках среди отложений среднего палеозоя и часто трансгрессивно перекрыты отложениями акзовской, чаакской и келематинской свит. По долинам Чаака, Алачагуна, в верховьях Сарымсака, Текмайнака, Семендысу, Майлису данная свита представлена двумя пачками темно-зеленых и светло-зеленых сланцев.

Нижняя пачка сложена темно-зелеными, сине-зелеными, иногда голубоватыми эпидот-актинолитовыми и хлорит-актинолитовыми сланцами. Актинолитовые сланцы образуют пласты и линзы мощностью 1—12 м и переслаиваются с плейчататыми сланцами кварц-серицитового,

хлорит-серицитового состава с линзами узловатых мраморов (2—3 м).  
 Мощность пачки 300—400 м.

Пачка светло-зеленых метаморфических сланцев с постепенным переходом залегает на нижней. Она сложена серо-зелеными, светло-зелеными, сургучными и лиловыми кремнистыми, серицитовыми, кварц-хлоритовыми, гематито-кремнистыми, реже — эпидот-актинолитовыми сланцами. Верхняя часть состоит из зеленых метаморфизованных алевритов и кварцитов.

В верховьях р. Кугая зеленые метаморфические сланцы майлисуйской свиты трансгрессивно перекрыты конгломератами чаакской свиты.

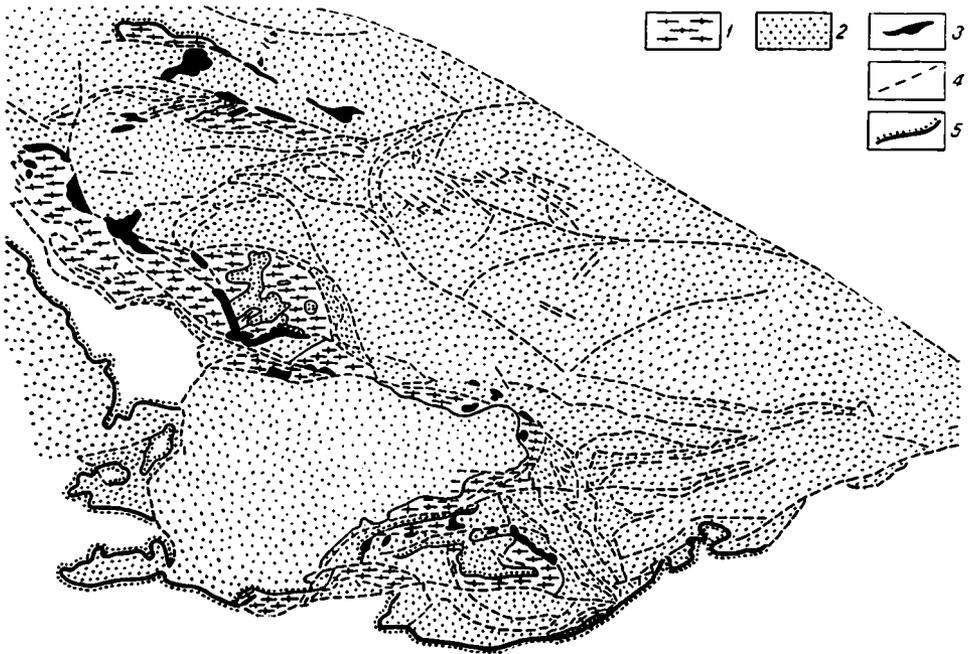


Рис. 7. Схематическая карта докембрийских образований района Баубашатинского горного узла и правобережья Нарына (по материалам В. Б. Горянова, К. С. Биске):

1 — майлисуйская свита (нижний-средний протерозой?); темно-зеленые и светло-зеленые эпидот-актинолитовые, роговобманковые, амфиболитовые, кварц-слюдистые и хлоритовые сланцы 2 — отложения нижнего и среднего палеозоя; 3 — серпентиниты; 4 — разломы; 5 — трансгрессивные контакты.

Непосредственно на второй пачке майлисуйской свиты с разрывом залегают грубообломочные полимиктовые конгломераты и брекчии с обломками зеленых метаморфических сланцев, песчаников, известняков и эффузивов. Выше наблюдается переслаивание глинистых сланцев, песчаников, конгломератов, известняков общей мощностью около 700 м. В известняках чаакской свиты собраны фораминиферы, по определению Н. А. Аносовой, характеризующие нижний подъярус московского яруса среднего карбона.

В верховьях Чаака, Мечетая и в бассейне Бакечая на метаморфических сланцах майлисуйской свиты с разрывом и несогласием залегает мощная конгломератовая толща (акзовская свита). В ее основании выделяются брекчии, нацело сложенные из обломков подстилающих пород, реже песчаников, габброидов, порфиринов. Мощность свиты — около 1000 м.

Примерно такой же разрез метаморфических сланцев описан

В. Б. Горяновым на правом берегу долины р. Майлису, в 3 км выше устья Чаака и предлагается в качестве стратотипа верхнего протерозоя. Разрез расчленяется на три толщи.

В нижней толще А выделяются две пачки: переслаивающихся темно-зеленых хлорит-актинолитовых и «шелковистых» кремнистых сланцев и чередующихся филлитовидных, хлорит-актинолитовых сланцев, черных кремней, метапесчаников. Средняя толща Б состоит из метаэффузивных пород, сланцеватых кремней, кварцитов и филлитовидных сланцев. В верхней толще В выделяются две пачки: слоистых шелковистых филлитов, филлитовидных сланцев зеленовато-серого цвета и граувакковых песчаников с линзовидными прослоями известняков. В известняках второй пачки В. Б. Горянов собрал фауну верхнего силура — нижнего девона.

В верхней толще В, обнажающейся по правому берегу долины р. Мечетая, в кровле нижней пачки шелковистых филлитов и филлитовидных сланцев В. Б. Горянов описал кору выветривания, отметил трансгрессивное налегание на них известняковых брекчий, известняков, граувакк, кремнистых сланцев, нашел фауну силура — нижнего девона.

В. Ф. Бородаенко и др. считают, что кора выветривания, выделенная В. Б. Горяновым, это зона дробления и тектонической «глинки» на контакте между метаморфическими сланцами и карбонато-терригенно-кремнистой толщей, а фауна — переотложенная. Выделенная же толща Б и первая пачка толщи В соответствуют верхней пачке светло-зеленых сланцев, описанных В. Ф. Бородаенко, а вторую пачку толщи В В. Б. Горянова следует считать среднедевонской.

Контакт между метаморфическими сланцами и неметаморфизованными осадочными породами описан В. Б. Горяновым и др. (1973) на правом берегу сая Намаздека (правый приток р. Майлису). Отмечены следующие особенности контакта: увеличивается степень выветрелости метаморфических сланцев с приближением к контакту с осадочными образованиями; на метаморфических сланцах с азимутальным (30—40°) и угловым (10—20°) несогласиями залегают граувакковые песчаники и известняки с органикой верхнего силура — нижнего девона; параллельно подошве осадочной толщи наблюдается полоса (0,1—0,6 м) рыхлых пород, почти трухи, вероятно, представляющей аллювиальную кору выветривания.

В южной части Турдукского синклинория разрез метаморфических сланцев майлисуйской свиты аналогичен описанным в Баубашатинском антиклинории. В низах обнажаются кварц-альбит-серицит-хлоритовые, кварц-хлорит-эпидот-актинолитовые, альбит-хлорит-эпидот-актинолитовые сланцы. Верх свиты слагаются преимущественно кварц-хлоритовыми, альбит-серицит-хлоритовыми сланцами с прослоями кварцитовидных кремней и кварцитов. Они, как правило, имеют тектонические контакты с окружающими неметаморфизованными осадочными образованиями. Однако известен один пункт, где устанавливается трансгрессивный характер налегания осадочной толщи на породы майлисуйской свиты. По правому борту сая Манубалды, в 3 км выше по течению от поселка Джанги-Джол, обломочная толща вместе с зелеными, зеленовато-серыми кварц-хлоритовыми сланцами залегают в тектонической чешуе. Трансгрессивность нижнего контакта осадочной толщи выявляется по конгломератам и осадочным брекчиям, содержащим обломки подстилающих метаморфических пород. Выше в известняках осадочной толщи обнаружены табуляты и тетракораллы, определяющие среднедевонский-эйфельский возраст вмещающих пород.

Кроме описанных обнажений, в пределах Северо-Восточной Ферга-

ны в северном окончании Умбашиской зоны (по В. И. Кнауфу) в бассейне р. Куровеса обнаружены выходы метаморфических сланцев, сходные с наблюдаемыми в верхних частях разреза майлисуйской свиты. Они представлены кварц-серицитовыми, хлорит-серицитовыми шелковистыми сланцами, кремнями и метапесчаниками мощностью около 600 м (рис. 8). Эти образования слагают узкую дугообразную полосу среднепалеозойских отложений, обращенную выпуклой частью к северу. Контакт с неметаморфическими палеозойскими вмещающими породами тектонический.

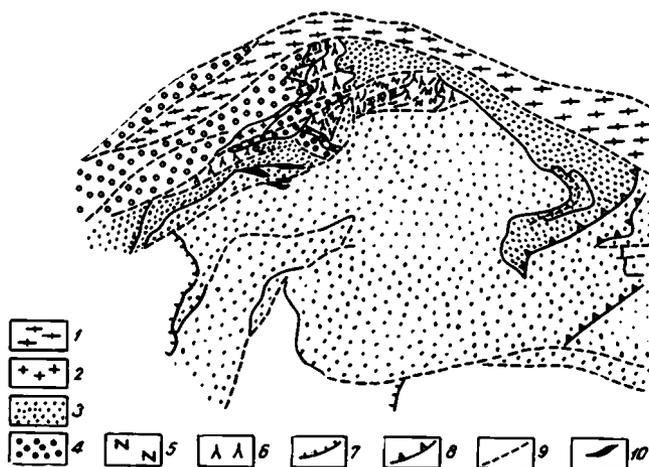


Рис. 8. Схема докембрийских образований бассейна р. Куровеса (по материалам В. Б. Горянова, К. С. Биске): 1 — токузбулакская свита (рифей-венд?): зеленые сланцы, кремни, кварциты; 2 — гранитоиды (верхний карбон); 3 — отложения среднего палеозоя; 4 — отложения верхнего палеозоя; 5 — кремнистые и глинистые сланцы (средний карбон); 6 — основные и средние эффузивы с прослоями известняков, кремней, сланцев (нижний — средний девон); 7 — границы резких угловых несогласий; 8 — границы разнофациальных типов разрезом; 9 — разлом; 10 — серпентиниты.

Таким образом, метаморфические образования, развитые в различных районах Северо-Восточной Ферганы, представлены однотипно построенным разрезом майлисуйской свиты и слагаются приблизительно одинаковыми породами.

Эпидот-актинолитовые сланцы состоят из фиброгранобластового агрегата зерен эпидота, прозрачных иголочек актинолита, чешуек хлорита, волнисто-угасающего кварца и редких пластинок плагиоклаза. Текстура пород — полосчатая, микрослоистая. В хлорит-актинолитовых сланцах преобладают хлорит и актинолит в сростках с кварцем и между собой.

Кварцево-хлорит-актинолитовые сланцы состоят из чешуек хлорита, иголок актинолита и скоплений вторичного кварца. Иногда в шлифах встречаются реликты обломочного кварца. Структура породы микрولепидогранобластовая и порфиробластовая. Порфиробласты сложены эпидотом.

Метаморфизованные песчаники имеют бластопсаммитовую структуру, массивную текстуру и состоят из остроугольных обломков кварца, реже плагиоклаза, погруженных в глинисто-хлоритовый, карбонат-

по-хлоритовый, железисто-глинистый, хлорито-серицитовый, базальный цемент. Количество обломков 30—40%, размеры — от 0,08 до 0,5 мм.

Эпидот-хлоритовые сланцы образованы бледно-зеленым микрошеуицатым хлоритом аномальной интерференционной окраски с порфилобластовыми вкраплениями эпидот-цоизитового состава.

Метаморфизованные алевролиты имеют бластоалевропслитовую, бластоалевритовую структуру и тонкопелосчатую текстуру. Состоят из обломков кварца размером 0,02 мм, рассеянных в хлоритовой, серицито-хлоритовой основной ткани. Тот же состав имеют кварцево-серицитовые, кварцево-хлоритовые сланцы, отличающиеся от алевролитовых более тонкой структурой и имеющие сланцевую и плейчатую текстуру.

Кремнисто-гематитовые (сургучные) сланцы состоят из кремнистого вещества с микрогранобластовой структурой и тонкодисперсного лимонитизированного гематита. Текстура сланцев — параллельная, сланцеватая, тонкослоистая, плейчатая.

Кварциты имеют микрогранобластовую и роговиковую структуру, сложены мозаичным кварцем и мелкими чешуйками серицита и хлорита.

При анализе строения майлисуьской свиты с учетом распределения основных разновидностей пород снизу вверх можно установить довольно резкий скачок метаморфизма между нижней и верхней частями разреза. По-видимому, нижняя часть разреза майлисуьской свиты метаморфизована в условиях относительно более высоких ступеней регионального метаморфизма (эпидот-амфиболитовая фация), чем верхняя (зеленосланцевая фация).

По характеру метаморфизма, составу и строению нижняя часть разреза майлисуьской свиты сходна с образованиями иттынусайской, канской свит, а верхняя ближе к тасказганской и бесапанской свитам, широко развитым в пределах Южного Тянь-Шаня.

В связи с этим разрез майлисуьской свиты условно делится нами на две самостоятельные толщи: нижнюю нижнепротерозойскую и верхнюю рифей-вендскую. К первой относятся нижняя пачка темно-зеленых метаморфических сланцев, описанных В. Ф. Бородаенко и др., и их аналоги, выделенные В. Б. Горяновым в толщу А, ко вторым — светло-зеленые, зеленовато-серые метаморфические сланцы, содержащие светло-зеленые, сургучные, лиловые кварцитовидные, серицитовые сланцы с прослоями метаморфизованных алевролитов и кварцитов.

Следует заметить, что предлагаемое расчленение весьма условно, требуются дополнительные детальные исследования. Весьма вероятно, среди метаморфических образований майлисуьской свиты выявятся и другие члены докембрийского разреза.

### Кампыр-Рават

Район относится к западным отрогам Ферганского хребта, он ограничивает с запада обширную неогеновую Узгенскую тектоническую депрессию небольшой грядой Суганды. Значительная его часть сложена терригенной толщей карбона и лишь в юго-восточной части Суганды, в районе строящейся плотины Кампыр-Рават, (бассейн р. Карадарьи), выступают метаморфические сланцы. От пород карбона они отделены разломом.

В 1965—1966 гг. А. А. Арипов и О. М. Борисов составили разрез метаморфической толщи, собрали керновый материал по долине р. Карадарьи. Отмечено сходство отложений с канской свитой Кана и ухумской (ныне иттынусайской) свитой Северного Нуратау, что позволило условно отнести их к докембрию.

Толща смята в антиклинальную складку субмеридионального простираения и сложена системой сжатых изоклинальных и простых складок с падениями под углом 70—85°. Общая мощность их — около 400 м.

Нижняя часть разреза (до 150 м), по данным бурения и обнажениям, представлена светло-серыми, серебристыми гнейсовидными и кварцево-сланцевыми сланцами. В их составе основная масса представлена ксеноморфными зернами кварца, реже альбита, между которыми располагаются чешуйки серицита, мусковита, реже хлоритизированного биотита.

Верхняя часть разреза — переслаивающиеся зеленовато-серые и буровато-серые, серицит-хлоритовые, кварц-серицитовые, серицит-кремнистые сланцы и рассланцованные алевролиты, содержащие прослой серых тонкозернистых полевошпат-серицито-кварцевых песчаников, реже — графито-кварцево-серицитовых сланцев. В их составе в качестве акцессориев — пирит, гематит, гетит, сидерит. В некоторых прослоях — тонкая полосчатость, обусловленная чередованием серицито-кварцевых полосок с серицито-хлоритовыми. Сланцы имеют мелкую гофрировку, кливажированы и рассечены диагональной системой разломов, которые местами содержат прожилки кальцита и сидерита.

Необходимо отметить приуроченность даек диабазов, габбро-диабазов и габбро-диоритов только к толще метаморфических сланцев. Мощность их от 0,2 до 25 м, протяженность от первых десятков метров до 0,5 км. Нередко имеют прерывистое строение. Весьма характерно, что дайки подвержены деформации, пересечены и смещены разломами. Отнесение их к докембрию весьма условно, так как они могут оказаться и корнями вулканических аппаратов осадочно-вулканогенной толщи намюра.

## Карачатыр

В 1949 г. Н. М. Синицын описал мощную толщу зеленоватых метаморфических сланцев, характеризующихся весьма равномерным метаморфизмом, что резко отличало их от окружающих палеозойских образований бассейна р. Аравана. Он полагал, что они могут быть докембрийскими.

Вероятность принадлежности метаморфической толщи р. Аравана к докембрию высказана также Б. В. Ясковичем (1968).

Наиболее полные исследования метаморфических образований канской свиты проведены в 1971 г. А. В. Жданом, Л. Г. Поповым и И. И. Солошенко. Образование отнесены ими условно к силуру, но они не отрицают возможность их принадлежности и к докембрию. Данные абсолютного возраста, полученные калий-аргоновым методом ими совместно с Н. Л. Добрецовым и А. А. Бакировым по саю Ашкар, следующие: филлит — 300 млн. лет, глаукофановый сланец — 340 млн. лет и филлит из Джольбарсая — 362 млн. лет. Они полагают, что это — возраст диафтореза.

По нашему мнению, некоторые данные отрицают силурийский и в какой-то мере подтверждают древний (докембрийский) возраст образования канской свиты. Во-первых, по степени метаморфизма сланцы резко отличаются от фаунистически охарактеризованных отложений среднего кембрия, которые в виде узких чешуй выступают в зоне Чонкойского разлома от р. Аравана на востоке до района Чонкоя. Во-вторых, метаморфические сланцы, по данным В. Б. Горянова и др. (1973), трансгрессивно перекрываются фаунистически охарактеризованными карбонатно-терригенными породами силура. В-третьих, по составу и

мощности метаморфические сланцы несопоставимы с маломощными терригенно-карбонатными образованиями нижнего палеозоя.

**Канская свита.** Образования канской свиты обнажаются узкой полосой в бассейне р. Аравана и отдельными тектоническими блоками в районе водохранилища Найман и в районе сел. Мархамат (рис. 9). Подстилающие породы не установлены. Трансгрессивно перекрываются терригенно-карбонатными отложениями каиндинской свиты. Образования свиты сложены, по данным А. В. Ждана, Л. Г. Попова и др., зелеными метаморфизованными сланцами кремнисто-эпидот-хлоритового, кварц-альбит-серицитового и хлорит-эпидот-актинолитового состава и подразделяются на три подсвиты.

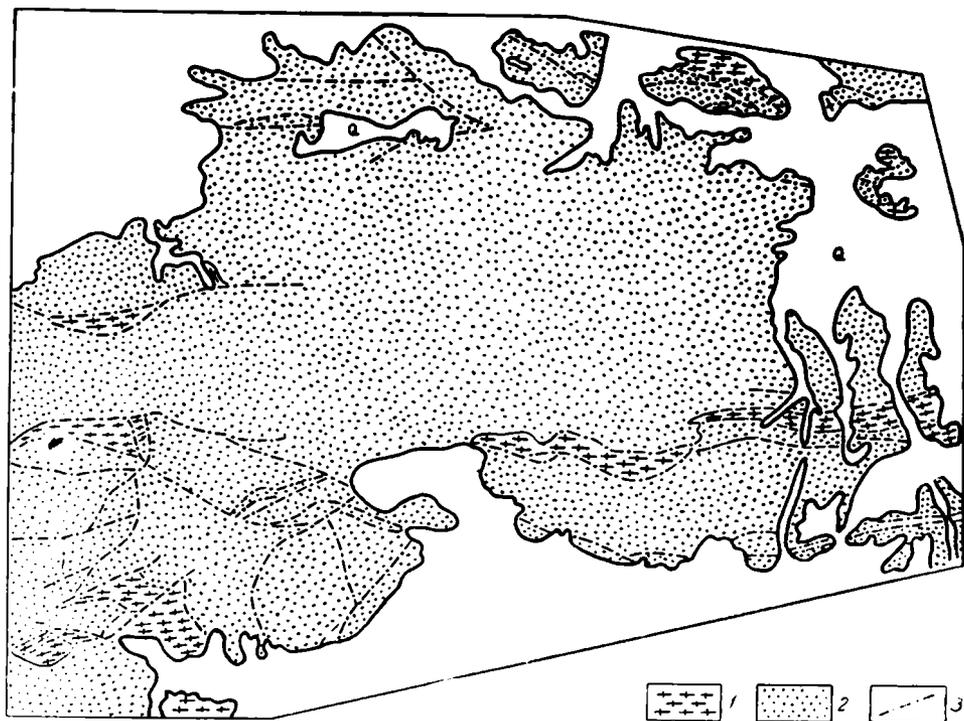


Рис. 9. Схема геологического строения докембрийских образований Восточного Карачая:

канская свита (нижний - средний протерозой); 2 - отложения нижнего, среднего и верхнего палеозоя; 3 - разломы.

*Нижняя подсвита* сложена преимущественно метаморфизованными эпидот-хлорит-актинолитовыми сланцами темно-зеленого цвета, полосчатыми, местами с кварцевыми инъекциями в виде будни. Полосчатость сланцев связана с темными хлорит-амфиболовыми и более светлыми карбонатсодержащими или альбит-хлорит-эпидотовыми прослоями. Имеются сланцы с глаукофаном и без него. Для сланцев с глаукофаном характерна следующая ассоциация минералов: «субглаукофан» + актинолит + эпидот + альбит + кальцит + хлорит, ставролит + рудные (ильменит, магнетит); без глаукофана — 1) актинолит (бесцветный) + альбит + эпидот + хлорит + сфен + кварц, рудные минералы (преимущественно ильменит), по прожилкам иногда стильпномелан; 2) На-актинолит (светло-голубовато-зеленый) + альбит + кальцит + рудные минералы (ильменит) + сфен + хлорит, эпидот; 3) зеленый актинолит + эпидот + хлорит + альбит, сфен, рудные; 4) альбит + хлорит + эпидот + муско-

вит+сфен+кварц, кальцит; 5) Са-гранат+эпидот или цоизит+амфибол+мусковит+хлорит, кварц, альбит, кальцит.

Соотношение минералов в указанных ассоциациях различное; содержание актинолита достигает 50%. Структура сланцев крупно-и тонкокristаллическая, лепидогранобластовая, гранофибробластовая, микрофибролепидобластовая и др. Текстура пород — сегрегационно-полосчатая, массивная, ориентированная и др. Мощность отложений нижней подсвиты 300—400 м.

Средняя подсвита сложена в основном филлитами, граница с нижней условная, по смене metabазитов филлитовыми сланцами. Сланцы полосчатые, различной окраски — от светлых, блестящих до темно-зеленых. Полосчатые разновидности имеют ярко-зеленую окраску и представлены кварц-альбит-хлоритовыми прослоями с крупными кристаллами эпидота. Встречаются прослои песчаников, зеленых, разнoзернистых с гранолепидобластовой структурой. Песчаник сложен зернами кварца, альбита, ориентированными в одном направлении. Цемент—хлорит-актинолитовая масса. Встречаются прослои раскристаллизованных кремнистых сланцев, состоящих из тонкокristаллического кварца.

В сланцах обнаружена следующая ассоциация минералов: 1) кварц+альбит+серицит (или мусковит)+хлорит+эпидот+рудные; 2) актинолит+хлорит+эпидот+кварц, альбит+рудные+кальцит; 3) серицит+хлорит+эпидот+кальцит+актинолит+кварц+альбит; 4) кварц (тонкокristаллический)+серицит+альбит+хлорит.

Соотношение минералов самое различное, но чаще всего представлены кварц, серицит, хлорит. Актинолит характерен для сланцев нижней части подсвиты и для metabазитов. «Субглаукофан» встречается в тех же разностях, что и актинолит, но редко. Мощность подсвиты — 150—400 м.

Отложения верхней подсвиты отличает кремнистость, прослои известняков, общая слабая степень метаморфизма. Нижняя граница подсвиты проводится по появлению большого количества прослоев известняка среди филлитов. Верхняя граница неизвестна. Актинолитовые разности сланцев весьма редки, «субглаукофан» нигде не встречен. Широко развиты зеленые кремнисто-серицит-хлоритовые, кварц-альбит-кальцит-хлорит-эпидотовые сланцы, часто кремнистые, подобыные им зеленые песчаники (кварциты), прослоенные большим количеством карбонатных пород. Карбонатный материал входит в состав сланцев и образует самостоятельные слои (до 1—4 м) от светло-серых до зеленоватых известняковых сланцев, плoйчатых, полосчатых, тонкопoлитчатых по облику.

Общая мощность разреза канской свиты колеблется в пределах 600—1000 м.

### Алдыяр-Намаздек

В пределах палеозойских возвышенностей Алдыяр-Намаздека докембрийские метаморфические сланцы обнажаются (рис. 10) в районах водораздела сая Торпу-Кашиды, левобережья р. Куршаба, сая Джаманбулак и Орток (Кичиксай).

Г. С. Поршняков (1973) и др. относят метаморфические сланцы этих районов к разрезам канской серии, которая распадается на а) толщу зеленых сланцев (серицит-хлоритовых, кварцево-хлоритовых) мощностью 1500 м, б) толщу пересланяющихся осадочных и вулканогенных пород, подвергшихся слабой хлоритизации (кашидинская свита) с фауной лудловского, эйфельского, живетского ярусов и верхнего девона (500 м) в) известняки турнейского яруса, выделенные Б. Л. Клишевичем, мощностью в пределах первых десятков метров.

Г. С. Поршняков считает, что нет еще достаточных оснований для того, чтобы выделять метаморфические образования (канскую свиту) из палеозойского комплекса пород. В. Б. Горянов и др. (1973), напротив, полагают, что между метаморфическими сланцами и перекрывающими осадочными породами в горах Намаздек наблюдается азимутальное несогласие в  $30^\circ$ .

В горах Алдыяр В. Б. Горянов выделяет зеленые метаморфические сланцы, подразделяющиеся на торпинскую и талдыкскую свиты.

На водоразделе саев Торпу — Каинды торпинская свита представлена двумя пачками: нижней, в которой переслаиваются кварц-альбит-серицит-хлоритовые и альбит-хлорит-эпидот-актинолитовые сланцы мощностью 78 м, и верхней, где чередуются кварц-альбит-серицит-акти-

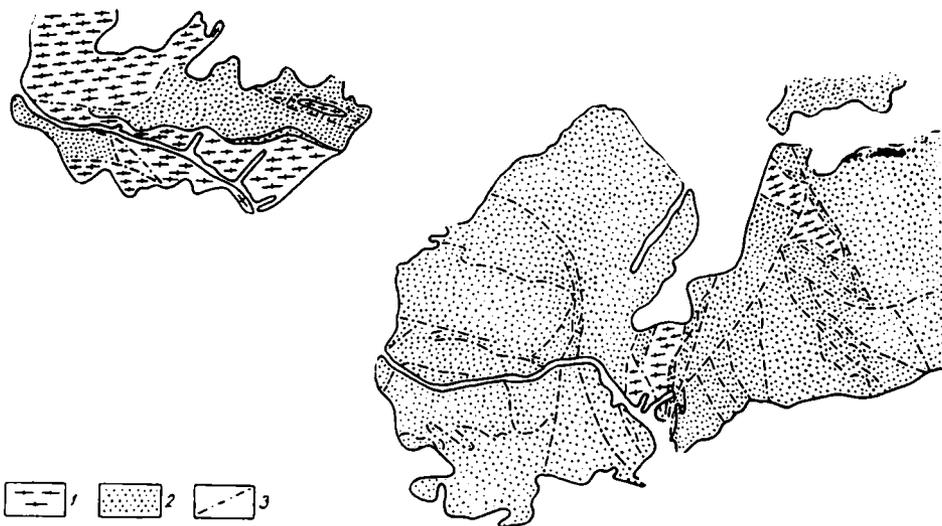


Рис. 10. Схематическая карта докембрийских образований гор Намаздек и Алдыяр (по материалам В. Б. Горянова и др.):

1 — кичикалайская серия (нижний — средний протерозой?), метаморфические сланцы; 2 — палеозойские отложения; 3 — разломы.

нолитовые, кварц-альбит-серицит-хлоритовые и глауконитовые метаморфические сланцы мощностью около 600 м. Талдыкская свита, представлена переслаиванием светло-зеленых кварц-альбит-серицит-эпидотовых сланцев, в основании которых лежит маломощный горизонт альбит-хлорит-эпидотовых и актинолитовых сланцев мощностью около 340 м. В этом районе метаморфические сланцы обнажаются в тектонических блоках, ограниченных разломами; перекрывающих отложений не установлено.

На водоразделе саев Каинды — Торпу и правого водораздела сая Торпу на светло-зеленых метаморфических сланцах с азимутальным несогласием в  $30^\circ$  залегают конгломераты и известняки мощностью около 10 м, содержащие табуляты и тетракораллы верхнего силура — нижнего девона.

Более полный разрез перекрывающих отложений обнажается на водоразделе саев Торпу-Каинды. Однако контакт между метаморфическими сланцами и осадочными породами палеозоя — тектонический.

В горах Намаздек по левоборожью р. Куршаба, Джаманбулакская, Ортосая метаморфические образования представлены двумя свитами. Торпинская характеризуется чередующимися метаморфическими кремнистыми породами с альбит-хлорит-эпидот-актинолитовыми сланцами,

содержащими прослой метасланцев и метаэффузивов в пизах разреза и альбит-хлорит-эпидот-актинолитовые сланцы в верхах. Мощность — около 720 м. Талдыкская свита — это переслаивающиеся альбит-хлорит-эпидот-актинолитовые, роговообманковые сланцы с метаморфизованными кремнями мощностью около 300 м. В этом районе метаморфические сланцы перекрываются терригенными отложениями нижнего силура, имеющими тектонические контакты.

Возраст метаморфических образований Алдыяр и Намаздек, по данным В. Б. Горянова, условно докембрийский. Они аналогичны породам майлисуйской свиты Северо-Восточной Ферганы, поэтому возраст их условно считается нами ниже-среднепротерозойским.

## ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

### Султануиздаг

Султануиздаг представляет собой субширотную, несколько выгнутую к юго-западу невысокую гряду протяженностью до 100 км. В его строении принимают участие докембрийские (?), силурийско-нижнекарбонатные, в меньшей мере — мезо-кайнозойские геологические образования.

Основная структурная особенность — изменение простирания складок с субширотного на востоке до субмеридионального на западе, что позволило еще в конце прошлого века Г. Гельмерсену, А. Д. Архангельскому и многим другим высказать мысль о структурной связи Урала с Тянь-Шанем через Султануиздаг.

А. П. Карпинский и А. Д. Архангельский считали, что Султануиздаг — останец древних сооружений, по геологическому и тектоническому положению сходный с Мугоджарами. На сходство пород этих двух структур указали в 1845 г. Г. Гельмерсен, а в 1875 г. Барбот-де-Марши. Однако только И. В. Мушкетов (1886), посетивший Султануиздаг в 1879 г., отнес метаморфические породы к протерозою.

В 1913—1915 гг. А. Н. Чураков при составлении геологической карты объединил породы разной степени метаморфизации в единый комплекс метаморфизованных осадочных пород нижнепалеозойского или докембрийского возраста. В нем он различал нижнюю толщу кварцитов, верхнюю толщу кварцитов с горизонтом мраморов в основании, толщу мраморов и толщу биотитово-амфиболитовых-гнейсов с прослоями мраморов (Пэк, Чураков, 1936). А. В. Пэк, в отличие от А. Н. Чуракова, расчленил метаморфические породы хребта на три свиты: биотитовые гнейсы и мраморы (восточная часть Султануиздага), кварциты и эффузивные, туфогенные породы, предполагая между ними несогласия.

Мнение о протерозойском возрасте метаморфических пород Султануиздага разделялось Я. С. Висневским, А. Л. Яншиным и другими.

Коренной пересмотр стратиграфии начался с находки в 1947 г. Я. С. Висневским в мраморизованных породах центральной части Султануиздага многочисленных остатков амфипор и кораллов силурийско-девонского возраста. Взяв в основу схему стратиграфии А. В. Пэка, он отнес свиту гнейсов и мраморов к верхнему силуру — нижнему девоцу, свиту кремнистых сланцев — к среднему девоцу, а вулканогенный комплекс западной части гор Шейхджейли — к верхнему девоцу (на основании их наложения на мраморах Куянчика).

В результате геологической съемки в 1954—1958 гг. Г. Ю. Алферов, А. А. Кулеш, Д. А. Рубанов, Н. А. Когай выделили в западной, центральной и восточных частях Султануиздага свиты силурийско (?) — девонского возраста, считая, что более метаморфизованные толщи обязаны проявлениям преимущественно контактового воздействия интрузи-

вов гранитоидов. Разница в составе объяснялась в основном фациальной изменчивостью.

Близкие воззрения высказали в 1957—1960 гг. и Ю. А. Лихачев, В. С. Владимирский, Э. В. Малова, С. С. Шульц (мл.). Наиболее древними (силурийскими?) они считали отложения султануиздагской свиты.

А. М. Виленский (1958 а, б) отнес толщу мраморов и гнейсов центральной части Султануиздага к ордовик-силуру, хотя уже были известны находки эйфельской органики. Он выявил ряд тектонических полос и чешуй, разделенных плоскостями надвигов, сбросов и взбросов. Он же указал на широкое развитие контактового и регионального метаморфизма и описал фации регионального метаморфизма: зеленых сланцев, эпидот-амфиболитов и амфиболитов. Исходя из предположения, что степень метаморфизма имеет прямую связь со стратиграфическим положением свит, наиболее метаморфизованные породы Кызылсая, Казгансая, Султанбобосая, Кахралысая, А. М. Виленский отнес к основанию разреза.

В. Н. Огнев также датировал метаморфические породы докембрием, но позже (Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев, О. Г. Кангро, 1972) условно археем только нижеурусайскую свиту кристаллических пород. Метаморфизм же пород остальной части Султануиздага обусловлен, по мнению этих авторов, контактовым воздействием интрузивов.

Данные, полученные в 1965—1967 гг. М. А. Ахмеджановым и Э. Р. Базарбаевым, а в 1971 г. — М. А. Ахмеджановым, Р. Н. Абдуллаевым, Э. Р. Базарбаевым, О. М. Борисовым, В. Е. Головиным и В. А. Хохловым, позволили установить следующее.

Султануиздаг сложен системой линзовидных тектонических чешуй, надвинутых (местами сброшенных) преимущественно с северо-востока на юго-запад. Этим объясняется «переслаивание» полос метакораллов с полосами пород слабой метаморфизации. Так, весьма четко установлено надвигание отложений джамансайской свиты на султануиздагскую с крупными складками, волочения и тектоническими окатышами (до 2 м в диаметре) в подошве надвига. В связи с подворачиванием мощность горизонтов известняков местами увеличивается вдвое (Джамансай), а в других участках они срезаются до полного исчезновения.

Система чешуй смята в складки предверхнекарбонной (?) фазой складчатости, а затем интродуцирована интрузиями гранитоидов.

Метаморфические толщи являются полиметаморфическими: обязаны проявлением контактового метаморфизма, регионального прогрессивного метаморфизма и довольно широко — дислокационного метаморфизма.

Зона развития серпентинитов с блоками различных по составу и степени метаморфизма пород, нередко диафорированных и рассланцованных, рассматривается как зона тектонического меланжа.

В регионально метаморфизованных породах (до фации эпидото-амфиболитовой и амфиболитовой) юга Султануиздага и отдельных блоков внутри меланжа фауна не обнаружена.

К архею — нижнему протерозою условно отнесены урусайская, кызылсайская и чашминская свиты, к нижнему — среднему протерозою — каратауская свита, а к верхнему рифею и венду — нижняя подсвита султануиздагской свиты (рис. 11).

Большое значение имели радиологические исследования (К-Аг-метод) пород и минералов из образцов М. А. Ахмеджанова и др. (амфиболиты джамансайской свиты, 823 млн. лет, лаборатория ИГиГ АН УзССР), В. А. Хохлова (амфиболиты из амфиболитов султануиздагской свиты, 780 млн. лет, лаборатория ИГиГ АН УзССР), О. И. Кима (амфиболиты урусайской свиты, 776 млн. лет; гранито-гнейсы урусайской свиты. 446-

млн. лет; лаборатория САИГИМС), А. А. Кустарниковой (биотит из биотит-плагноклазового порфирита р. Урусай,  $449 \pm 18$  млн. лет, лаборатория ИГиГ АН УзССР).

Урусайская свита впервые выделена А. А. Кулешом (1967 г.) в объеме, соответствующем нижней части султануиздагской свиты Ю. А. Лихачева и др. (1963). В основании разреза в районе Гранатной фабрики среди меловых отложений обнажаются слюдястые плагнограниты, плагногранито-гнейсы, гранито-гнейсы, включающие отдельные прослои сливных кварцитов, гранат-биотитовых гнейсов и амфиболитов с послойными жилами и дайками пегматитов, лейкократовых гранитов, гранитопорфиров, плагнопорфиров. Данные образования рассматривались некоторыми исследователями в качестве выхода катаклазированного огнейсованного интрузивного тела (Истемесский массив — по А. М. Виленскому, 1959; Дарбазинский — по А. Ф. Свириденко).

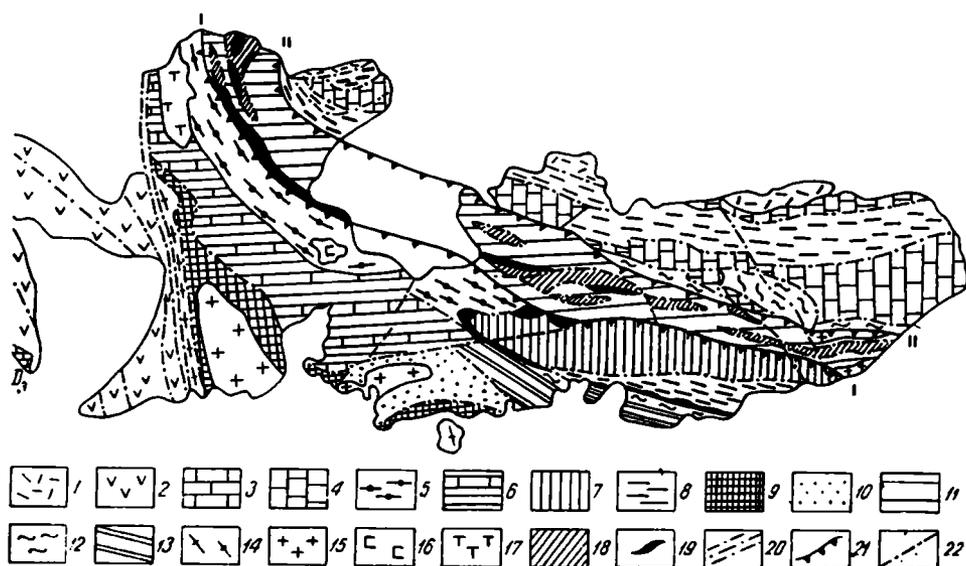


Рис. 11. Схематическая карта докембрийских образований гор Султануиздаг (составлена с учетом материалов А. Л. Кулеша, Д. А. Рубанова, Я. С. Висьневского, Я. В. Виленского и др.):

1—ашенытауская свита ( $C_{1-2}$ ); 2—шейхджейлинская свита ( $C_1^{V-p} \tau_1$ ); 3—куянчикская свита ( $D_2 \text{ fm}$ ); 4—терригенно-карбонатная толща ( $D_{2-3}$ ); 5—бешмазарская свита ( $D_2 \text{ e-gv}$ ); 6—джаманская свита ( $D_2 \text{ e-gv}$ ); 7—касанская свита ( $S_1-D_2 \text{ e}$ ); 8—кахралыская свита ( $S_4-D_1?$ ); 9—верхняя подсвита султануиздагской свиты ( $S_1?$ ); 10—нижняя подсвита султануиздагской свиты ( $R-v?$ ); 11—блоки каратауской свиты ( $P_{s2-2}$ ) в зоне Султануиздагского меланжа; 12—чашиминская свита ( $A-Pt?$ ); 13—кызылсайская свита ( $A-Pt?$ ); 14—урубудлакская свита ( $A-Pt?$ ); 15—гранодиориты, плагнограниты и граниты ( $C_2$ ); 16—граносениты, сиебито-диориты, габбро-диориты ( $C_{2-2}$ ); 17—пироксениты, перидотиты и горнблендиты Тебенибулакского массива; 18—габбро-амфиболиты в зоне Султануиздагского меланжа; 19—серпентиниты; ( $Pt_4-C_1?$ ); 20—urusайская зона разломов (сбрососдвиг); 21—краевые разломы зоны Султануиздагского меланжа (I—Южно-Каратауский, II—Северо-Каратауский); 22—прочие разломы.

В. А. Хохлов и др. (1972), О. И. Ким и др. рассматриваемые образования сопоставляют с породами мигматит-гнейсовых куполов Байсунтауской серии юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Однако по сравнению с последними, по данным А. А. Маракушева, В. А. Хохлова, В. Е. Головина (1974), они формировались в несколько более низкотемпературных условиях ( $^{\circ}C = 550-620$ ,  $P_{\text{сбос}} = 4,5-5,5$ ).

К северу от основания разреза свиты за меловыми отложениями вблизи южного подножья гряды Дарбаза обнажаются плагногнейсы, чередующиеся с гранито-гнейсами, кварцитами и гранат-слюдистыми кристаллическими сланцами. В верхней части разреза свиты (около 100 м) встречаются инъекции лейкократовых и двуслюдяных гранитов, гранит-порфиров, аплитов, пегматитов, отличающиеся, несмотря на гнейсовидную текстуру, от ультраметаморфических пород самой свиты (С. С. Шульц м.л., 1972). Мощность (неполная) свиты, по О. И. Киму, — 518 м.

В западной части Султануздагского антиклинория, близ зоны Урусайских разломов внешний облик и петрографический состав пород свиты совершенно иной, что обусловлено интенсивным проявлением наложенного диафтореза.

По данным О. И. Кима и др., здесь снизу вверх выделяются серицит-хлорит-альбит-кварцевые, биотит-мусковит-альбит-кальципат-кварцевые, мусковит-хлорит-гранатовые, иногда со ставролитом, филлозиты, включающие прослои плагнопорфиров (и их туфов), превращенных в порфиroidы биотит-серицит-кварц-олигоклазового, альбит-мусковит-кварцевого, хлорит-биотит-кварц-мусковит-олигоклазового состава (мощность 131 м); пачка тонкопереслаивающихся кварц-мусковит-гранат-андалузит-силлиманитовых и мусковит-биотитовых сланцев, мусковитовых кварцитов, микрокварцитов, маломощных прослоев апопорфировых, апопорфировых, апотуфовых порфиroidов, катаклазированных и биотитизированных (мощность 166 м); в тектонической зоне близ контакта с породами бешмазарской свиты разлитообразные мраморы с будинами порфиroidов (мощность 297 м).

Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев, О. Г. Капуро (1972) отмечают в составе нижней части разреза биотитовые, биотито-роговообманковые гнейсы и плагногнейсы с прослоями биотитовых сланцев и параамфиболитов с гнейсовидно-слоистыми текстурами. В их составе имеются бурый биотит, темно-зеленая обыкновенная роговая обманка, решетчатый микроклин, альбит-олигоклаз до андезина (в амфиболитах).

Необходимо отметить, что породы свиты в восточной части подвержены контактовому метаморфизму, а в западной вдоль Урусайского разлома субмеридионального простираения — динамометаморфизму, что затушевывает характер прогрессивного метаморфизма, поэтому не исключено, что отложения свиты могут иметь и более молодой возраст.

Кызылсайская свита слагает тектоническую чешую в юго-западной части хребта и выделена из состава джамансайской свиты, так как наиболее полный ее разрез имеется в районе Кызылсая.

Породы моноклинально падают под углами от 40 до 80° на север. С севера по зоне серпентинитового меланжа граничат с породами кахралысайской свиты верхнего силура (?) — нижнего девона, а с запада по Кызылсайскому разлому — с отложениями султануздагской свиты, по которому (падает на северо-восток под углом в 45°) блок надвинут на породы султануздагской свиты, в связи с чем в последней наблюдается опрокидывание складок на юг (водораздел Кызылсая — Казгансая).

А. М. Виленский отмечает осложненность южной части чешуи системой мелких изоклипальных складок субширотного простираения. Блок характеризуется одинаковой степенью метаморфизма пород и сложен кварцито-кремнисто-слюдистыми сланцами, микрогнейсами с прослоями амфиболосдерживающих полосчатых сланцев и амфиболитов, кварцитов и мраморов.

В сводном разрезе по Кызылсаю и Кахралысаю, составленном нами, наблюдается такая последовательность слоев (снизу вверх): пачка темных, зеленовато-темных тонкополосчатых и слоистых от мелко-до

крупнокристаллических амфиболитов с прослоями эпидот-хлорит-роговообманковых сланцев, редких слоев светлых кварцитов (130—150 м), пачка светлых слюдястых кварцитов с прослойками филлитовидных сланцев (60 м), пачка тонкополосчатых переслаивающихся серых и светлых кремней с актинолит-полевошпат-биотитовыми, тремолито-актинолитовыми, плагиоклазово-актинолитовыми сланцами и мелко- и среднекристаллическими амфиболитами с мелкими зернами красного граната (35 м), пачка слоистых светлых кремневидных кварцитов (8 м), пачка слоистых и массивных темных, местами плотных черных амфиболитов (40 м), возраст наложенного метаморфизма которых, по К-Аг-методу, 823 млн. лет (Ф. Аскарлов); пачка тонкопереслаивающихся рассланцованных светло-серых кварцитов с редкими прослойками и слоями (до 3—5 м) актинолитовых и слюдясто-актинолитовых сланцев с гранатом (50 м), пачка переслаивающихся светло-серых кварцево-биотитовых, полевошпат-биотитовых и известняково-слюдястых сланцев со слоями мелкозернистых слюдясто-полевошпатовых микрогнейсов и серых, темных слабополосчатых плотных кварцитов. Весьма характерно наличие линз (до 1—4 м по мощности и десятки метров по простиранию) белых мраморов, прослой темных актинолитовых сланцев весьма редки, мощность пачки колеблется от 40 до 120 м, пачка светлых и темных полосчатых кварцитов, серых тонкополосчатых кремнисто-слюдястых и биотит-актинолитовых сланцев (80 м).

Суммарная мощность кызылсайской свиты 510—650 м.

Г. Ф. Алферов, А. А. Кулеш, Д. А. Рубанов, А. М. Виленский считают, что амфиболиты и амфиболитовые сланцы произошли за счет метаморфизма вулканитов основного состава, пелитовых осадков и мергелей, что подтверждают следующие факты.

Амфиболиты образуют согласные, но выклинивающиеся по простиранию тела, постепенно через тонкое переслаивание переходящие в сланцы и мрамора; чередуются или даже переслаиваются с прослоями кремнистых неслоистых кварцитов серых и темных тонов, что весьма характерно для подводноизлившихся вулканических пород; имеют полосчатую текстуру и нередко тонкую слоистость в связи с различной размерностью зерен и пестротой соотношений породообразующих минералов; чаще всего приурочены к участкам толщи, где имеются прослой мраморов и известковистых сланцев, реликты которых сохранились в их составе; обладают сильно пониженным содержанием кремнезема и повышенным — кальция, такое соотношение кремнезема и кальция для магматических пород не типично (А. М. Виленский, 1958 а, б, 1959).

По данным А. М. Виленского (1958 в), минеральный состав параамфиболитов колеблется в широких пределах. Основная масса сложена шестоватыми, волокнистыми и неправильной формы кристаллами бледно-зеленого актинолита, реже в ассоциации с тремолитом (42—100 вес.%) и кальцитом (9—36%). Плагиоклаз (0—26%) по составу варьирует от почти чистого альбита до анортита и нередко ситовидно прорастает цонзитом и амфиболом. В породе также присутствуют гранат (0—6%), шпинель (0—10%), кварц (0—1,5%), клиноцонзит и цонзит (0—16%), биотит (0—12%). Из аксессуарных минералов имеются сфен, апатит, рудные. Вторичные минералы представлены хлоритом и серицитом. Структура нематобластовая, реже порфиробластовая.

В составе сланцев и микрогнейсов основная роль принадлежит зернам альбит-олигоклаза (30—60%) и чешуйкам биотита (20—40%). Из других минералов имеются мусковит (до 10%), актинолит (0—15), кальцит (0—3), кварц (5—30), кремнистое вещество (0—30), клиноцонзит (до 3%). Из аксессуарных встречаются апатит, гранат

(местами имеются хлорит, эпидот, серицит). Структура гранолепидо-бластовая, текстура сланцевая до гнейсовой.

Кварциты сложены мелкозернистым агрегатом ксеноморфных зерен кварца с редкой примесью рассеянного железистого вещества, чешуек биотита, мусковита и серицита, реже хлорита и зерен кварцита. Структура обычно микророговиковая.

Чашминская свита выделена из состава кахралысайской и согласно перекрывает кызылсайскую. Она представлена пачкой биотитовых и биотито-мусковитовых сланцев, кварцево-слюдистых и слюдисто-полевошпатовых гнейсов с редкими прослойками светлых кварцитов мощностью до 150—200 м.

Метаморфозы кызылсайской и чашминской свит слагают кызылсайскую тектоническую чешую, с севера ограниченную серпентинитовым сбросом, а с юго-запада — Кызылсайским надвигом. Залегание пород моноклиналиное на северо-восток под углом 45—60°. А. М. Виленский (19586) отмечает ряд изоклинальных складок.

Аналоги чашминской свиты имеются в пределах Восточно-Султануиздагского (Менажатского) синклиория, где они обнажаются в ядрах отдельных складок и составляют несколько линзовидных тектонических чешуй среди отложений кахралысайской свиты.

К а р а к у д у к с к а я с в и т а (А. А. Кулеш, Д. А. Рубанов и др.) составляет отдельные блоки и пластины в пределах полосы султануиздагского меланжа, протягивающаяся по северной части Султануиздагского свыше 35 км в длину (в обнаженной части) при ширине 1,5—3,5 км.

Блоки и пластины сложены метаморфическими, в значительной степени метасоматически переработанными кристаллическими сланцами, гнейсами и амфиболитами. По составу они хлорито-биотитовые, кварцево-хлоритовые, гранато-амфиболовые, кварц-слюдистые, плагиоклазовые, цоизито-амфиболовые. Основные породообразующие минералы — актинолит, реже зеленая роговая обманка и тремолит, биотит, альбит-олигоклаз, хлорит, эпидот, цоизит, биотит, еще реже — андезин, гранат, кальцит. Из аксессуарных имеются пирит, рутил, сфен, апатит, шпинель, пирротин, магнетит.

По парагенезису минералов (по реликтам) первичная степень метаморфизма достигала эпидот-амфиболитовой фации.

В телах амфиболитов нередко располагаются пласты биотитовых сланцев, кварцитов с прослойками мраморов. Ксенолиты этих пород наблюдаются и среди массивных и рассланцованных амфиболитов (Казгапсай).

С. С. Шульц мл. (1972) отмечает слой с шаровой отдельностью и реликты диабазовой структуры, что свидетельствует об образовании амфиболитов за счет вулканитов основного состава. Некоторые чешуи слагаются зеленовато-серыми полосчатыми амфиболитами (местами карбонатосодержащими), переслаивающимися с актинолитовыми, кварцево-хлоритовыми и кварцитовидными сланцами с подчиненными прослоями светло-серых мраморов, темно-серых кварцитов и серых альбитофилов и перекристаллизованных кварцевых порфиров. Как отмечает С. С. Шульц мл., разрез толщи по простиранию изменчив и в нижней части преобладают полосчатые амфиболиты с прослоями кварц-хлоритовых и актинолитовых сланцев и линзами мраморизованных известняков (300—350 м), а в средней части имеются 2, местами 3 мощных горизонтальных черных сливных кварцитов (20—30 м) и прослои мусковитизированных и биотитизированных кварцевых альбитофилов и их туфов (400 м). В верхней части разреза в массивных амфиболитах встречены прослои кварцевых порфиров, кварцитов, кварцитовидных сланцев и метапесчаников (200—250 м).

Разрез свиты в районе к. Каракудук, по данным А. А. Кулеша и др., представлен (снизу вверх) олигоклазовыми амфиболитами, биотит-хлорит-альбит-кварцевыми сланцами и измененными кварцевыми альбитофирами, олигоклазовыми амфиболитами с телами измененных кварцевых альбитофиров и их туфов. В юго-восточной части преобладают амфиболиты; на северо-западе в верхах свиты появляются слабо метаморфизованные эффузивы основного состава. Общая мощность пород — 725 м.

Согласно данным А. А. Кустарниковой, О. И. Кима и др., возможно выделение спилито-диабазовой и андезито-альбитофировой (субвулканическая фация) формаций. Расчеты В. А. Хохлова и др. (1972), А. А. Маракушева, В. А. Хохлова, В. Е. Головина (1974), О. И. Кима и др. показали, что основные эффузивы и продукты их метаморфизма могут быть отнесены к формации «толентовых базальтов океанов». Свита содержит также прослой глаукофановых сланцев, кремней, спилитизированных базальтов, амфиболитов. Согласно Я. С. Висневскому, существенную роль в разрезе свиты играют гранатовые амфиболиты.

Докембрийский возраст каракудукской свиты определяется нами по аналогии с породами учкудуктауской свиты Северного Тамдытау и иттынусайской свиты Северного Нуратау.

Султануиздагская свита обнажается в юго-западной части Султануиздага. На северо-востоке на нее надвинуты толщи джамансайской (нижний—средний девон) и кызылсайской свит, а на юго-востоке они сами надвинуты на породы урубалакской свиты. Здесь же располагается Актауский гранитоидный массив верхнего карбона, в связи с чем нижние части разреза оказались уничтоженными гранитной магмой.

О возрасте свиты мнения противоречивы. С. С. Шульц мл. вслед за А. А. Кулешом и др. принимает возраст пород султануиздагской свиты условно силурийским. А. А. Абдулин (1968, 1969) сопоставляет свиту по формационному составу и структурному положению с шебектинской свитой ордовика Мугоджар и бесапанской золотоносной свитой Южного Тамдытау (Мурунтау). Золотоносность султануиздагской свиты подчеркивается многими исследователями (А. А. Кулеш, С. С. Шульц мл., Л. Б. Коган и др.).

Криноидеи в известняково-хлоритовых сланцах султануиздагской свиты из восточного экзоконтакта Актауского массива обнаружены В. А. Хохловым и В. Е. Головиным в 1971 г. И. А. Пяновская (устное сообщение) собрала криноидеи в маломощном прослое мраморизованного известняка из султануиздагской свиты в центральной части Султануиздагского антиклинория. Вместе с тем приведенные нами данные радиологических исследований амфиболов свидетельствуют о докембрийском возрасте амфиболитов султануиздагской свиты. Возможно, в современный объем султануиздагской свиты (А. А. Кулеш и др., О. И. Ким, А. Л. Суздальский, 1971) включены разновозрастные образования.

К рифею — венду мы относим в основном нижнюю часть султануиздагской свиты, которая к северу от тектонического контакта с мраморами гряды Дарбаза, согласно О. И. Киму, А. Л. Суздальскому, имеет следующий разрез (снизу вверх): биотит-мусковитовые, биотит-олигоклаз-кварцевые сланцы с гранатом и иногда ставролитом, включающие прослой кварцитов и микрокварцитов, амфиболовых, амфибол-плагноклаз-кварцевых гнейсов и кристаллических сланцев (мощность 432 м), биотит-мусковит-олигоклаз-кварцевые и гранат-биотит-олигоклаз-кварцевые сланцы с прослоями амфиболитов и биотитовых кварцитов (мощность 236 м), биотит-мусковит-олигоклаз-кварцевые и биотит-олигоклаз-кварцевые сланцы с гранатом и ставролитом, включающие редкие про-

слои биотитовых кварцитов, амфиболитов и амфиболовых кристаллических сланцев (мощность 724 м).

В подсвете устанавливаются субогласные дайки разгнейсованных плагиогранит- и плагиогранодиорит-порфиров с новообразованным гранатом.

В западной части Султануиздагского антиклинория в районе Урусайских разломов породы султануиздагской свиты интенсивно диафторированы и превращены в хлорит-мусковитовые сланцы. Непосредственно вблизи контакта с Актауским массивом гранитоидов породы прогрессивно метаморфизованы в мусковит-роговиковой и амфибол-роговиковой фациях (по О. И. Киму).

Контактный ореол (до 500 м) представлен сливными темно-серыми роговиками, чередующимися с прослоями гранатовых и ставролитовых сланцев. Внешняя часть слагается узловатыми и пятнистыми сланцами с новообразованиями граната, ставролита и андалузита.

К северу от контакта с интрузивом разрез представлен следующими переслаиваниями: серицит-кварцевых, биотит-альбит-кварцевых сланцев с реликтами псаммоалевритовой структуры, амфиболовых пород и рассланцованных апотуфов (326 м), слюдисто-кварцевых сланцев с реликтами алевро-псаммитовой структуры и кварцитов (390 м), филлитов, хлорит-серицит-кварцевых и альбит-серицит-кварцевых сланцев (346 м).

В центральной части Султануиздагского антиклинория породы свиты испытали низкотемпературные метаморфические преобразования ( $T C = 450-520$ ;  $P_{\text{сжб.р}} = 4-5$ ) в условиях ставролит-альмандиновой минеральной фации (Маракушев, Хохлов, Головин, 1974).

Метаморфизм пород докембрия и палеозоя Султануиздага разнотипен. Так, А. М. Виленский (1958а) указывает на контактовый и региональный метаморфизм. Наблюдение за характером расположения чешуек биотита показало, что кристаллизация происходила одновременно с деформацией. Отсутствие катаклаза в сланцах и мраморах и подвижек в биотите указывает на высокую степень пластичности подвергшегося деформации материала.

А. М. Виленский считает, что кварцево-биотитовые, роговообманковые и гранатовые сланцы, пара- и ортоамфиболиты относятся к амфиболитовой фации метаморфизма, а микрогнейсы и мрамора — к эпидот-амфиболитовой.

Султануиздагская свита метаморфизована в хлорит-биотитовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма. Палеозойские отложения Султануиздага обладают более слабым метаморфизмом — не сильнее серицито-хлоритовой субфации зеленых сланцев.

## Южный Тамдытау

В конце 20—30-х годов И. П. Герасимов, П. К. Чихачев, А. Ф. Соседко отнесли к нижнему палеозою свиту песчаников, глинистых и кремнистых сланцев, впоследствии выделенную А. С. Кушнарём (1940) в бесапанскую свиту.

В 50-х годах в Центральных Кызылкумах В. Ф. Попов, Н. М. Михно, К. В. Стукова, М. Л. Рывкин, А. С. Стародубцева и другие выделили нижнюю часть бесапанской свиты силура (?) в самостоятельную «свиту кварцитовидных сланцев и кварцитов». В 1957 г. она названа Ю. А. Лихачевым и др. (1963) «тасказганской» и отнесена к нижнему палеозою. Более метаморфизованная ее часть сопоставлена с ауминзинской свитой Ауминзатау. Такая же стратиграфическая последователь-

ность древних отложений принята К. К. Пятковым, И. А. Пяновской, А. К. Бухариным (1963, 1967).

М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, И. А. Фузайлов (1967) впервые отложения ауминзинской свиты условно отнесли к верхнему рифею на основании высокой степени метаморфизма и состава, не сопоставимого с палеонтологически охарактеризованными кембрийскими и ордовикскими отложениями Урала и Южного Тянь-Шаня, но близкого к протерозою Урала и Чаткала. Отложения тасказганской свиты указанные авторы отнесли к кембро-ордовику, не исключая возможность принадлежности ее к докембрию, а осадки бесапанской свиты — условно к нижнему силуру.

В 1965 г. Н. Н. Подкопаев в пределах Южного Тамдытау выделил джургантаускую свиту ордовика (верхи ауминзинской свиты), тасказганскую, зимбылтаускую, мурунтаускую и бесапанскую свиты силура. Зимбылтауская свита выделена из верхней части тасказганской, а мурунтауская — из нижней части бесапанской. К собственно бесапанской свите им отнесена только толща полимиктовых песчаников и алевролитов с линзами гравелитов, со скрытым несогласием перекрывающая отложения мурунтауской свиты.

В 1967 г. О. Н. Халецкая, В. П. Лощинин и Ш. Ахунбаев в результате изучения литологии древних толщ Южного Тамдытау и Аристанау отложения ауминзинской свиты относят к рифею, тасказганскую свиту — к нижнему венду, нижнюю часть бесапанской свиты — к верхнему венду. Основанием послужили сильный метаморфизм пород, редкость и своеобразие органических остатков (озагии, строматолиты), литолого-петрографические отличия от кембрийских, ордовикских и силурийских осадков смежных территорий.

С 1969 г. К. К. Пятков и др. датируют отложения ауминзинской, тасказганской и бесапанской свит докембрием. В. Н. Огнев и Л. Н. Белькова (1968—1971 гг.) в данном районе выделяют только две свиты: ауминзинскую, по возрасту соответствующую рифею, и бесапанскую свиты.

В 1968—1970 гг. М. А. Ахмеджановым и др. (1971) в связи с находками рифейских проблематичных остатков в осадках тасказганской и кокпатавской свит и данными абсолютного возраста, полученными О. И. Кимом, отнесли отложения ауминзинской свиты к нижнему протерозою, осадки тасказганской свиты — к верхнему рифею и мурунтауской — к венду. Отмечается разрыв на границе ауминзинской свиты с тасказганской.

Подобная схема расчленения докембрия предложена позднее В. П. Лощининым (1972): ауминзинская отнесена к среднему протерозою (?), тасказганская — к верхнему рифею, зимбылтауская — к нижнему венду и мурунтауская — к верхнему венду.

Б. Я. Хорева, А. Д. Искандерова, А. П. Чухонин (1971) отложения ауминзинской и тасказганской свит также относят к допалеозою. Абсолютный возраст доломитов тасказганской свиты, по уточненным данным, — 900—130 млн. лет (верхний протерозой), что указывает на время первичной перекристаллизации доломитов, близкое ко времени их седиментации.

Б. А. Хохлов и др. (1974) среди метаморфических образований выделили породы комплекса основания (ауминзинская свита) и породы тасказган-бесапанского комплекса (тасказганская свита и нижняя подсвита бесапанской свиты), разделенные несогласием. Впервые в основании тасказганской свиты обнаружены конгломераты в ур. Джургантау. Породы комплекса основания, по их мнению, представлены эвгеосинклинальными образованиями, претерпевшими в досред-

нерифейскую эпоху региональный метаморфизм в условиях фации гранатовых амфиболитов и эпидот-амфибол-(суб) глаукофановых сланцев (в раннюю догранитную стадию), кордиерит-биотитовой и биотит-гранатовой фаций (в позднюю стадию). Породы тасказганской свиты в различных структурах ложатся на разные части разреза ауминзинской свиты: в Таскаринской структуре — на существенно апо-вулканогенную часть, в Тасказганской антиклинали — на преимущественно метатерригенную, более высокую часть разреза, где интенсивно проявились процессы гранитизации.

Тасказган-бесапанский комплекс, в нижней части представленный породами карбонатно-кремнистой (с подчиненным количеством метавулканогенного материала), а в верхней — терригенной формацией, испытали в позднем докембрии неоднократный региональный метаморфизм в условиях различных температурных ступеней фации зеленых сланцев. С позднедокембрийским этапом метаморфизма В. А. Хохлов и др. связывают региональный диафторез пород ауминзинской свиты.

Докембрийские образования Южного Тамдытау по составу пород, степени метаморфизма и данным абсолютного возраста условно расчленяются нами (рис. 12) на архей — нижний протерозой (ауминзинская свита), верхний рифей (тасказганская свита) и венд (мурунтауская свита).

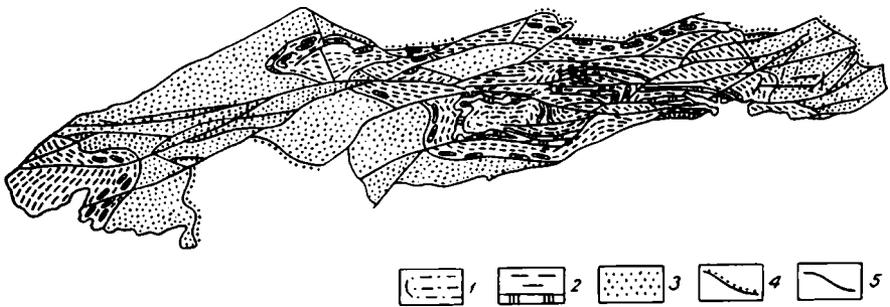


Рис. 12. Схематическая карта докембрийских образований Южного Тамдытау (по материалам П. Н. Подкопаева, А. В. Касавченко, А. Т. Бендик, В. П. Лощинина, Б. Я. Хоревой, О. И. Кима, А. И. Суздальского):

1 — ауминзинская свита: слюдистые сланцы (архей — нижний протерозой); 2 — тасказганская свита (верхний рифей): песчаники, алевролиты, кремнистые сланцы, доломиты; 3 — мурунтауская свита (венд): песчаники, сланцы; 4 — границы несогласного залегания пород; 5 — разломы.

При характеристике главных разновидностей метаморфических пород, помимо собственных результатов петрографических исследований, мы использовали данные И. П. Заревич, О. И. Кима, А. Л. Суздальского, Ю. Г. Корчевской, В. П. Лощинина.

Ауминзинская свита представлена темными, зеленовато-серыми переслаивающимися амфибол-альбит-кварц-хлоритовыми, мусковит-кварц-альбитовыми, кальцит-кварц-альбитовыми сланцами с прослоями и линзами темных и светло-серых массивных углеродистых кварцитов и доломитов. Встречаются также линзы и прослои рассланцованных серых и зеленовато-серых туфов. Мощность отложений ауминзинской свиты — до 500 м.

Богатые СаО основные сланцы, образовавшиеся по вулканогенным и вулканогенно-осадочным породам, представлены хлорит-эпи,

дот альбитовыми сланцами, иногда в них присутствуют биотит, кварц, кальцит. Структура пород — гранолепидо-, лепидограно- и немагнотгранобластовая; текстура — полосчатая, обусловленная процессами метаморфической дифференциации; меланократовые полосы сложены альбит-эпидот(биотит)-хлоритом, лейкократовые — кварц-альбитом. Иногда сохраняются реликты алевролитопсаммитовой структуры, свидетельствующие о туфтовой или туффитовой природе первичных пород.

Хлорит в сланцах зеленого цвета с плеохроизмом от ярко-(по Ng) до бледно-зеленого (по Np), показатели преломления: Ng = 1,627—1,634, Np = 1,625—1,635, Ng — Np = 0,001—0,002; общая железистость = 55 (по диаграмме Кепенжинская). Эпидот и цоизит в мелких (0,05—0,1 мм) идиоморфных зернах; цоизит (Ng = 1,690; Np = 1,685; Ng — Np = 0,005) почти бесцветен, эпидот плеохроирует в желтых тонах. Плаггиоклаз обычно недвойникован (№ 2—5). Биотит имеет буро-коричневую или красно-коричневую окраску с резким плеохроизмом от буро-коричневого (по Ng) до буровато-желтого (по Np), показатели преломления, по данным иммерсии, Nm = Np = 1,625—1,627.

В ядерной части Тасказганской антиклинали в сланцах устанавливаются главным образом следующие минеральные парагенезисы: хлорит-эпидот-альбит-гранат, альбит-эпидот-хлорит-эпидот-кальцит-кварц-роговая обманка—(биотит), альбит-хлорит—роговая обманка—эпидот-кварц, роговая обманка—эпидот-альбит-кварц, роговая обманка—альбит-кварц-биотит-гранат, иногда в породах отмечаются сфен и магнетит. Для сланцев характерна лепидограно-, реже порфиروبластовая структура, отсутствие реликтов первичных структур, значительная раскristализация и отчетливая метаморфическая полосчатость.

Плаггиоклаз обычно двойникован, изредка с простыми двойниками по альбитовому закону. Гранат в мелких (0,1 мм) зернах и крупных (до 1 см) идиопойкилобластах с мелкими вростками эпидота и альбита. Показатели преломления сосуществующих граната и хлорита, по данным иммерсии, соответственно равны N = 1,810 и Nm = 1,620.

Роговая обманка представлена: а) широкопластинчатыми бледно-зелеными, в центральной части почти бесцветными зернами (C : Ng = 20°, Ng = 1,665—1,667, Np = 1,645; Ng — Np = 0,020—0,021); б) удлиненно-призматическими зернами с резким плеохроизмом от густо-синезеленого (по Ng) до светло-желтовато-зеленого (по Np) цвета (C : Ng = 20—23°, Ng = 1,679—1,684, Np = 1,660—1,663, Ng — Np = 0,019—0,021).

Хлорит в крупных (0,1—1,5 мм) чешуях двух разновидностей: ярко-зеленый с четким плеохроизмом от бледно-желтого до ярко-зеленого (Ng = 1,630—1,633, Np = 1,659—1,6325, Ng — Np = 0,0005—0,0001, удлинение положительное) и бледноокрашенный пластинчатый с плеохроизмом от светлого и зеленовато-серого до бесцветного (Ng = 1,626—1,620, Np = 1,609—1,625, Ng — Np = 0,001—0,002, удлинение отрицательное). Биотит крупночешуйчатый, с резким плеохроизмом от темно-коричневого до желтовато-коричневого, показатели преломления по замерам в иммерсионных жидкостях Ng — Np = 1,637. Минералы группы эпидота аналогичны описанным в хлорит-эпидот-альбитовых сланцах.

Карбонатные породы представлены кальцитовыми и доломитовыми мраморами, содержащими до 15% кварца, альбита, хлорита, мусковита, амфибола. Хлорит бледноокрашенный (Nm = 1,607). Сосуществующий с ним амфибол имеет таблитчатые и удлиненно-призма-

тические зерна, относится к актинолит-тремолитовому ряду с несколько повышенным ( $K_2O = 0,14\%$ ,  $Na_2O = 0,34\%$ ) содержанием щелочей ( $Ng = 1,640$ ,  $Nm = 1,627$ ,  $Np = 1,614$ ,  $Ng - Np = 0,026$ , общая железистость  $F = 19$ ).

Кварцитовые сланцы и кварциты имеют массивную, реже полосчатую сланцеватую текстуру, мозаичную или гранобластовую структуру. В виде примесей, концентрирующихся в полосы, присутствуют хлорит, мусковит, биотит, углистое вещество и сульфиды.

Метапелиты представлены альбит-хлорит-эпидот-биотитовыми, мусковит-хлорит-кварц-альбитовыми, альбит-мусковит-кварцевыми, альбит-кварц-(биотит)-мусковитовыми, кварц-кальцит-мусковитовыми, кварц-мусковитовыми, альбит-мусковитовыми, альбит-кварц-хлорит, (мусковит)-кальцитовыми, кварц-альбит-биотитовыми (с гранатом)-кварц-альбит-хлорит-биотитовыми (с гранатом) сланцами. Сланцы характеризуются лепидогранобластовой и порфиробластовой структурой.

Альбит-порфиробластические сланцы развиты главным образом в нижней и средней части разреза, обладают „очковой“ текстурой, крупнокристаллической порфиробластовой структурой с лепидо-, лепидограно- и гранолепидобластовой основной массой. Порфиробласты ( $0,5 - 3,5$  мм) обычно округлые, изометричные, линзовидные, иногда S-образной структуры, сложены альбитом ( $K_2O = 0,20\%$ ,  $Na_2O = 9,16\%$ ) с мелкими включениями кварца, хлорита, мусковита, эпидота, амфибола, углистого вещества.

Основная масса сложена кварцем, альбитом, хлоритом, мусковитом, кальцитом, биотитом, эпидотом, реже хлоритом, амфиболом, эпидотом. Из аксессуарных присутствуют апатит, турмалин, сфен.

Обыкновенная роговая обманка имеется в удлиненно-призматических зернах с плеохроизмом от голубовато-зеленого до бледно-желто-зеленого цвета ( $C : Ng = 18 - 20^\circ$ ,  $Ng = 1,684$ ,  $Np = 1,663$ ,  $Ng - Np = 0,021$ , железистость  $F = 49,0$ ). Биотит буро-коричневый, с резким плеохроизмом ( $Ng - Nm = 1,637$ ). Хлорит нескольких разновидностей: крупнопластинчатый, почти бесцветный ( $Ng = 1,576$ ,  $Np = 1,575$ ,  $Ng - Np = 0,001$ , удлинение отрицательное), ассоциирует с мусковитом, относится к пеннину; мелкочешуйчатый, светло-зеленый ( $Ng = 1,619 - 1,620$ ,  $Np = 1,618 - 1,619$ ,  $Ng - Np = 0,01$ , удлинение положительное), относится к магнезиальным рипидолитам: густоокрашенный, плеохроирующий от зеленого до бледно-желтого ( $Ng = 1,600 - 1,607$ ,  $Np = 1,599 - 1,605$ ,  $Ng - Np = 0,001 - 0,002$ , удлинение отрицательное, межплоскостное расстояние  $d(0,01) = 14,8 - 16,9 \text{ \AA}$ ), относится к магнезиальным хлоритам — делесситу (по диаграмме Винчелла).

Мусковит в сланцах крупночешуйчатый, бесцветный или слегка зеленоватый ( $Ng = 1,579 - 1,600$ ,  $Np = 1,558 - 1,563$ ,  $Ng - Np = 0,038 - 0,039$ ,  $d(001) = 10,20 - 10,37 \text{ \AA}$ ).

Тасказганская свита наиболее полно обнажается в урочище Тасказган. В нижней части сложена темно-серыми, черными среднезернистыми песчаниками (базальный горизонт), кварцитами, доломитами, микросланцами с прослоями линзовидно-переслаивающихся кремнистых пород, в верхней части — пестроцветными мелко- и среднезернистыми песчаниками и сланцами различного петрографического состава. Мощность свиты — свыше 1000 м.

Метапелиты представлены кварц-хлорит-серицитовыми и альбит-кварц-серицитовыми сланцами, чаще кварц-хлорит-биотит-серицитовыми, кварц-хлорит-биотит-серицитовыми сланцами и филлитами. Указанные породы полнокристаллические, с четко выраженной кристаллизационной сланцеватостью. Структура пород — лепидо-, грано-

и лепидогранобластовая, текстура — полосчатая, сланцеватая. Альбит (№ 1—5) обычно в мелких (0,03—0,1 мм) чистых зернах ( $N_g = 1,534—1,536$ ,  $N_p = 1,526—1,529$ ,  $N_g - N_p = 0,007—0,008$ ).

Серицит тонкочешуйчатый (0,03—0,05 мм), слегка зеленоватый, с очень сильным плеохроизмом ( $N_g = 1,597—1,602$ ,  $N_p = 1,560—1,567$ ,  $N_g - N_p = 0,035—0,038$ , слабый эндотермический эффект при  $t = 1000^\circ$ ). Хлорит в тонких (0,03—0,005 мм), реже в крупных идиобластах, буровато-зеленого цвета ( $N_g = 1,627—1,628$ ,  $N_p = 1,626—1,6275$ ,  $N_g - N_p = 0,001—0,0005$ , удлинение положительное,  $d(001) = 14,2^\circ$ , термокривые дают эндотермический эффект при  $t = 600—630^\circ$  и экзотермический при  $t = 700^\circ$ ).

В сланцах, содержащих биотит, он представлен либо мелкими удлиненными чешуями, либо порфиробластами различного размера, ориентированными под углом к общему направлению сланцеватости породы. Биотит окрашен в буро-коричневый или красно-коричневый цвета, резко плеохроирует от буро-коричневого до желтого ( $N_m - N_p = 1,625—1,627$ , по данным иммерсии). Хлорит буровато-зеленый или желто-зеленый (согласно иммерсионным замерам,  $N_g$  изменяется от 1,612 до 1,637,  $N_p$  от 611 до 1,636,  $N_g - N_p = 0,001—0,0005$ , удлинение отрицательное), относится к группе лепидолита. Серицит и плагиоклаз аналогичны таковым из биотитовых парагенезисов.

По псаммито-алевролитовым породам развиты серицит-альбит-кварцевые, хлорит-кальцит-кварцевые, хлорит-альбит-кварцевые, чаще биотит-кварцевые, биотит-альбит-кварцевые, серицит-биотит-альбит-хлорит-кварцевые, серицито-биотит-кварцевые сланцы. Сланцы не имеют признаков обломочного строения или обладают отчетливой бластопсаммитовой и бластоалевролитовой структурой, чаще реликтовая обломочная структура плохо сохраняется. Обломочные зерна (0,2 мм) принадлежат кварцу, реже альбитизированному плагиоклазу и кремнистым породам. Обломочный кварц в значительной степени перекристаллизован (0,1 до 0,2 мм), линзовидные и прожилковые скопления согласны с направлением сланцеватости, угасание кварца обычно волнистое. Хлорит тесно ассоциирует с серицитом, образуя скопления, ориентированные вдоль сланцеватости. В породах с хорошо сохранившейся обломочной структурой хлорит образует линзовидные и четковидные скопления, облекающие обломочные зерна. Оптические константы минералов из метаморфизованных псаммо-алевролитовых пород аналогичны таковым из метапелитов.

Силициты представлены кварцитовыми сланцами, карбонатные породы — мраморизованными доломитами.

В верхах тасказганской свиты О. Н. Халецкая в 1968 г. собрала единичные *Osagia* sp., а несколько позже Б. В. Яскович и др. повторили сборы, а Г. В. Болгова определила *Ambigolamellatus horridus* Zhur., *Nubecularites antis* Zhur., характерные для верхнего рифея — венда.

Мурунтауская свита выделена П. Н. Подкопаевым в 1964 г. из состава бесапанской свиты. Наиболее обнаженный разрез — в урочище Тасказган, где основание свиты проводится по выклинивающимся прослоям и линзам базальных гравелитов мощностью до 5 м. Гравелит состоит в основном из кварц-альбитовых, серицит-биотит-кварцевых микросланцев, кварцитов, алевролитов и песчаников.

Выше свита представлена ритмично переслаивающимися темно-серыми олигомиктовыми и полимиктовыми песчаниками, хлорит-серицит-кварцевыми, хлорит-серицитовыми, альбит-кварцевыми, альбит-хлорит-кварцевыми, хлорит-серицитовыми, альбит-кварцевыми, альбит-хлорит-кварцевыми, биотит-хлорит-кварцевыми, хлорит-кварцевыми сланцами. Мощность свиты — 700 м.

Для олигомиктовых песчаников характерна blastsaleвролитовая структура, сланцеватая, реже массивная текстура. Состав обломочно-го материала: кварц (75—90%), кремнистые породы и кварциты (5—15%), альбит (3—7%), шахматный альбит (1—3%), филлитовые сланцы, мусковит, турмалин, альбитовые породы, циркон, апатит. Степень окатанности обломков слабая. Состав базального или пленочно-порового цемента: хлорит-кварцевый, серицит-кварцевый, хлорит-серицит-(биотит)-(альбит)-кварцевый, кварц-хлорит-серицитовый, редко железисто-кальцитовый с биотитом, кварцем, хлоритом. Наиболее крупные обломки (0,1—0,5 мм), угловатые и полуокатанные, принадлежат кварцу (зерна запылены непрозрачным веществом, погасание волнистое и равномерное), альбиту и олигоклазу (полисинтетически сдвойникован, серицитизирован, реже чистый), шахматному альбиту, мусковиту (бесцветный, иногда по краям и спайности замещен хлоритом), кремнистым породам (микрозернистый агрегат кварца — иногда субпараллельно ориентированными чешуйками серицита). В цементе породы биотит имеет оливково-зеленый цвет с плеохроизмом до бледно-зеленовато-желтого (по Ng).

Полимиктовые песчаники в составе обломков включают кварц (50—75%), кремнистые породы, микрокварциты, серицит-кварцевые сланцы (20—35%), плагиоклаз и шахматный альбит (3—8%), мусковит (до 5%), единичные зерна порфиоров, филлитов, хлорита, турмалина, апатита, циркона. Размер зерен от 0,05 до 0,8 мм; алевролитовая составляющая до 5%; обломки слабоокатаны. Цемент (20—40%) бластически перекристаллизован, состав хлорит-кварцевый, серицит-кварцевый, хлорит-кварц-(альбит)-(биотит)-серицитовый.

В олигомиктовых алевролитах обломочный материал, слабоокатанный, состоит из кварца (75—90%), кремнистых пород и филлитов (5—10%), плагиоклаза и шахматного альбита (3—7%), мусковита (до 20%), единичных зерен турмалина, апатита и циркона. Цемент (10—25%) представлен хлорит-кварцевым, кварц-серицит-(биотит)-хлоритовым составом. Структура пород blastsaleвролитовая, текстура — сланцеватая, иногда массивная.

Полимиктовые алевролиты отличаются от олигомиктовых меньшим количеством зерен кварца (50—70%). Зерна хорошо отсортированы, размер 0,03—0,1 мм, очень слабо окатаны. Цемент полностью перекристаллизован в агрегат кварца, серицита, хлорита, альбита.

### Ауминзатау-Бельтау-Аристантау

В юго-западной части Кызылкумов располагаются горные массивы, наиболее крупные из них — Ауминзатау (включая Шохетау и Костока), Аристантау, Джетымтау, Бельтау. В познании их строения и состава большую роль сыграли работы И. П. Герасимова, П. К. Чехачева, А. С. Аделунга, С. А. Кушнаря, Л. И. Квашиной, Е. Ф. Попова, Н. М. Михно и других, а в последние годы — Ю. А. Лихачева, В. С. Владимирского, О. И. Кима, И. В. Швей, А. Н. Галактионова, А. С. Суздальского и других.

Ю. А. Лихачев в 1957 г. выделил три свиты (снизу вверх): ауминзинскую, тасказганскую и бесапанскую. Ю. А. Лихачев, И. В. Швей и др. отнесли отложения ауминзинской и тасказганской свит к нижнему палеозою, а бесапанскую — к нижнему силуру. М. А. Ахмеджанов и О. М. Борисов в 1965 г. возраст ауминзинской и тасказганской свит определили как рифейский.

В 1970—1971 гг. изучались разрезы ауминзинской и тасказганс-

кой свит в центральной части Ауминзатау, уточнены объемы и составы этих свит, в частности, к ауминзинской свите отнесены только гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы. Зеленокаменная же часть ауминзинской свиты выделена в самостоятельную свиту — „карабулакскую“ на основании различия в степени метаморфизма пород, а в основном — по структурному несоответствию этих толщ. В верхней части тасказганской свиты (г. Косшока) впервые нами обнаружены онколиты верхнего протерозоя (рис. 13),

При петрографической характеристике пород свит использованы материалы О. И. Кима, А. И. Суздальского.

А у м и н з и н с к а я свита обнажается в виде небольших выходов в центральной части гор Ауминзатау и в восточной части гряды Джетымтау, слагая здесь ядра герцинских антиклиналей.

Отложения ауминзинской свиты сложены гнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами. Ими слагаются несколько блоков, наиболее крупный из них — на юго-востоке от Актауского гранитного массива. Ее объем соответствует свите роговообманковых сланцев, выделенных В. Ф. Поповым в 1954 г.

Разрез отложений ауминзинской свиты в районе горы Орлиная следующий (снизу вверх): темные, толстослоистые роговообманковые сланцы, сменяющиеся вверх по разрезу пачкой переслаивающихся амфиболитов зеленого цвета тонко- и среднеслоистых кварцитов (100 м), переслаивающиеся зеленые тонкослоистые амфиболовые сланцы с роговообманковыми микрогнейсами и прослоями амфиболитов и кварцитов (100—150 м). Общая мощность 200—250 м.

В южной части Ауминзатау развиты полосчатые амфиболовые сланцы с отчетливой рассланцованностью и плейчатостью, сложенные в складки северо-западного простирания, погружающиеся на северо-запад под углом в 10—15° (до 500 м). В непосредственной близости от Ауминзинского интрузива породы превращены в сланцеватые амфиболовые роговики со следующими минеральными парагенезисами: сине-зеленая роговая обманка — плагиоклаз-(кварц) — сине-зеленая роговая обманка — диопсид-плагиоклаз-(кварц)-(биотит), роговая обманка — плагиоклаз-диопсид-эпидот-(гранат)-(кальцит)-(сфен), роговая обманка — плагиоклаз-биотит-(кварц). Структура — нематобластовая, гранонематобластовая, фибробластовая, диабластическая, текстура — полосчатая, сланцеватая.

Амфиболовые полосы в породе чередуются с полосами, сложенными плагиоклазом, пироксеном, эпидотом, биотитом, сфеном. Реликты первичных структур не обнаруживаются. Амфибол, главным образом сине-зеленая роговая обманка удлиненно-призматической формы, плеохроирует от густо-сине-зеленого до бледно-желтовато-зеленого цвета, иногда окраска зональная (С:Ng = 17—18° до 20—23°, Ng = 1,676, Nr = 1,654, Ng — Nr = 0,022; F = 45,7).

Плагиоклаз — в основном андезин (№ 35—40), редко олигоклаз и альбит с тонкими полисинтетическими и простыми двойниками. Диопсид бесцветен, реже слабо-зеленоват, находится в виде вростков в плагиоклазе. Биотит бурый, образует мелкие разрозненные чешуи (Nr = 1,575, Ng = 1,618, Ng — Nr = 0,043), непосредственно в контакте с гранитами представлен крупными пластинами темно-коричневого цвета.

Гранат в крупных ксенобластих светло-желтого цвета. В зонах гидротермальной деятельности кварц-хлорит-(кальцит)-(актинолит)-эпидотовые ассоциации замещают роговую обманку: появляются барит (Nr = 1,637, Ng = 1,649, Ng — Nr = 0,012) и цеолит (Ng = 1,486—1,516, Nr = 1,481—1,510, Ng — Nr = 0,002—0,006). Имеются прослойки

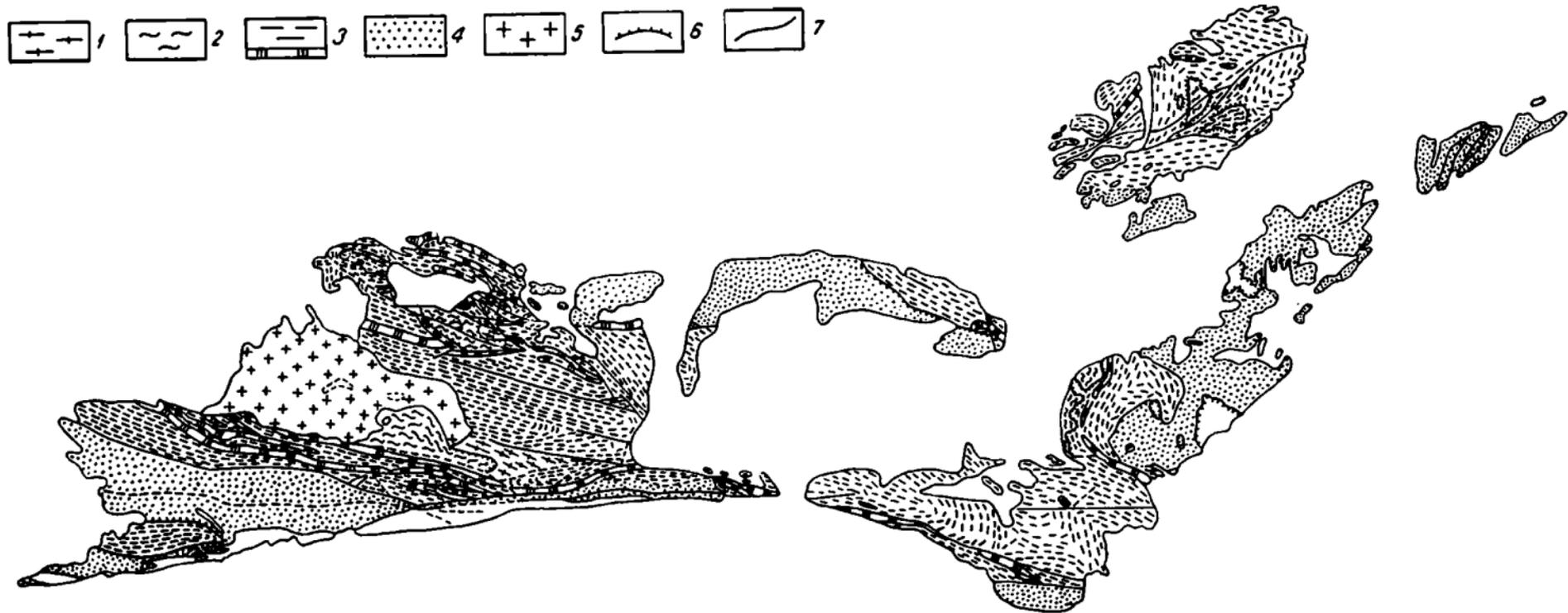


Рис. 13. Схематическая карта докембрийских образований гор Ауминзатау, Бельтау, Джетымтау, Амантайтау (по материалам И. В. Швея, А. Н. Галактионова, О. И. Кима, А. И. Суздальского):

1 — ауминзтинская свита: эпидот-хлорит-кварцевые и амфиболитовые сланцы (архей — нижний протерозой); 2 — карабулакская (зеленокаменная) свита: слюдястые сланцы, кварциты (нижний — средний протерозой); 3 — тасказганская свита: песчаники, алевролиты, сланцы, кварциты, доломиты (верхний рифей); 4 — бесапанская свита: песчаники, алевролиты, сланцы (венд); 5 — граниты и гранодиориты (верхний карбон); 6 — границы несогласного залегания; 7 — разломы.

эпидот-биотит-полевошпатовых кристаллических сланцев, местами с гранатом.

Нижняя граница свиты не обнажается, а верхняя граница повсеместно тектоническая.

Карабулакская свита имеет широкое развитие в центральной части Ауминзатау. Внизу она сложена мусковитовыми сланцами с прослоями рассланцованных первичных алевролитов и вулканитов, полосчатых кварцитов, окварцованных мраморов. Верхняя часть сложена измененными вулканитами (зеленые сланцы), кварцево-серицито-хлоритовыми и мусковитовыми сланцами. Мощность — примерно 100 м.

Разрез отложений карабулакской свиты в районе горы Орлиная выше тектонического контакта с ауминзинской свитой представлен следующими пачками (снизу вверх): темно-серые, черные средне- и толстослоистые опаловидные и полосчатые кварциты с прослоями углесто-кремнистых сланцев (200 м), переслаивание тонкослоистых зеленых эпидот-полевошпатовых и полосчатых слюдистых сланцев (150 м), светло-серые тонкослоистые мусковитовые сланцы с прослоями зеленых рассланцованных алевролитов (180 м), зеленовато-серые слюдисто-кварцевые алевролиты и мелкозернистые кварцито-песчаники (200 м). Общая мощность — 730 м.

Карбонатные породы в орсолевой зоне Актауского интрузива превращены в крупнокристаллические породы; в случае присутствия глинистой и кварцевой примеси в мраморах и мраморизованных доломитах появляются диопсид, тремолит, флогопит, мусковит, кварц. Пелитовые и кварц-полевошпатовые породы вблизи гранитов теряют признаки первичного состава и имеют грано-лепидогранобластовую структуру и полосчатую текстуру. Минеральные ассоциации в них следующие: биотит-кварц-олигоклаз-кордиерит-(диопсид), мусковит-кордиерит-кварц, биотит-кварц-олигоклаз-гранат, кварц-плагиоклаз-биотит-мусковит, кварц-плагиоклаз-калиевый полевой шпат-биотит-мусковит, кварц-биотит-плагиоклаз — роговая обманка. Биотит здесь густоокрашенный, крупнопластинчатый, с резким плеохроизмом от темно-коричневого (по Np) до светло-желто-коричневого (по Ng). Гранат — мелкие идиобласты розовато-серого цвета. Кордиерит имеется в гранобластовых скоплениях в виде ксеноморфных зерен.

В удалении от интрузива развиты сланцеватые, часто полосчатые породы с фибро-, лепидофибро-, микрогранофибро-, лепидонемато-, гранонематобластовой структурой, в которых встречаются реликты вулканогенно-обломочной, порфировой с микролитовой основной массой и призматически-зернистой структур. Сложены породы плагиоклазом, актинолитом, эпидотом, хлоритом, реже присутствует кальцит, биотит, флогопит, гранат, кварц, сфен, магнетит, апатит. Плагиоклаз в изометричных зернах представлен альбитом, реже альбит-олигоклазом и олигоклазом. Актинолит — в тонких игольчатых почти бесцветных зернах ( $C:Ng = 14-20^\circ$ ,  $Ng = 1,657$ ,  $Np = 1,628$ ,  $Ng - Np = 0,029$ ). Эпидот — в короткостолбчатых зернах и землистых массах. плеохроирует в желтых тонах ( $Ng = 1,781$ ,  $Np = 1,738$ ,  $Ng - Np = 0,043$ ), иногда бесцветный с аномальной серо-синей интерференционной окраской (клиноцоизит). Хлорит, ассоциирующий с актинолитом и эпидотом, — бледный, зеленовато-бурый ( $Ng = 1,600-1,601$ ,  $Np = 1,597$ ,  $Ng - Np = 0,002-0,004$ , удлинение отрицательное) и почти бесцветный ( $Ng = 1,610-1,612$ ,  $Np = 1,606-1,611$ ,  $Ng - Np = 0,002-0,004$ , удлинение отрицательное). С карбонатами и тремолитом ассоциирует бесцветный пластинчатый магнезиальный хлорит типа антигорита. Флогопит тонкочешуйчатый, плеохроирующий от бледно-желтовато-коричневого до

бесцветного ( $N_g = 1,614$ ,  $N_p = 1,579$ ,  $N_g - N_p = 0,035$ ). Биотит плеохроирует от коричнево-бурого до бледно-желтого тона ( $N_g = 1,620$ ,  $N_p = 1,575$ ,  $N_g - N_p = 0,045$ ).

Структура сланцев — лепидо- и гранолепидобластовая, текстура — сланцеватая, пятнистая, полосчатая. Пятна сложены биотитом, мусковитом, хлоритом. Сланцы характеризуются следующими минеральными парагенезисами; альбит-кварц-биотит-мусковит-хлорит-рудные минералы, биотит-актинолит-альбит-кварц-рудные, кордиерит-кварц-биотит-мусковит-альбит, рудные, биотит-мусковит-кварц-андалузит.

Карбонатные породы имеют крупнозернистое строение; в метасоматически преобразованных разновидностях, кроме доломита и кальцита, присутствуют хлорит, мусковит, флогопит, тремолит, диопсид.

Кремнистые и кварцевые сланцы обладают grano-, микрограно- и лепидогранобластовой структурой, помимо кварца (90—100%), в них присутствуют хлорит, серицит, рудные минералы, углистое вещество.

С контактовым ореолом Актауского массива простираются связанные метасоматические преобразования. Здесь развиты биотитовые и кварцевые метасоматиты, появляются порфиробласты микроклина, амфибола, пироксена.

Тасказганская свита с видимым согласием, но, вероятно, с большим стратиграфическим перерывом перекрывает карабулакскую.

В южной части Ауминзатау нижнюю часть тасказганской свиты составляют серые и черные кварциты, углисто-кварцевые и углисто-известковистые сланцы (150—200 м). На северо-востоке Ауминзатау и в Джетымтау нижняя часть фациально несколько отлична. Здесь развиты серые и темно-серые кварциты и микрокварциты с многочисленными прослоями, линзами темно-серых криптокристаллических доломитов и мраморизованных известняков. В Бельтау нижняя часть тасказганской свиты сложена толщей темно-серых и черных битуминозных доломитов и известняков с редкими прослоями кварцитов, Вверху разреза преобладают полосчатые микрослоистые кварциты, черные и серые кремнистые породы, темно-серые до черных кварцитовые и слюдисто-кварцевые сланцы и кварцевые песчаники (500—600 м). Общая мощность свиты равна 800—1000 м.

На южном склоне г. Косшока в 1972 г. М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов и Р. Н. Абдуллаев в горизонте темных кварцитов с линзочками доломитов обнаружили онколиты верхнепротерозойского облика.

В Бельтау и Джетымтау в известняках и доломитах Е. А. Спиридонов выявил *Stromatactis* sp., *Nubecularites antis* Zhur., *Nubecularites* cf. *uniformis* Zhur., *Vesicularites* sp., по определению А. Г. Поспелова, распространенные в среднем — верхнем рифее, *Pseudokussielia*(?) sp. в верхнем рифее Урала, *Katangasia*(?) sp., *Algotactis* sp. — в юдомии (венде). В районе г. Кынгыртау в доломитах Ю. К. Быковским собраны, а З. А. Журавлевой определены следующие катаграфии и онколиты; *Vesicularites concretus* Zhur., *Vesicularites congermans* Zhur., *Ambigolamellatus horridus* Zhur., *Volvatella vadosa* Zhur., *Nubecularites varians* Zhur., *Nubecularites antis* Zhur., типичные для юдомия (венда) (З. М. Абдуазимова и др., 1974).

Кварциты обычно полосчатые, с примесью графитистого вещества и редких зерен кальцита и доломита. Сланцы серые, с большим количеством серицита и отдельных чешуек мусковита по плоскостям сланцеватости.

Сланцы включают следующие минеральные ассоциации: серицит,

хлорит-кварц-белая гидрослюда, серицит-альбит-кварц, серицит-кварц. Аксессуары представлены обломочными, частично регенированными зернами турмалина, апатита, реже сфена и циркона. Структура бластопелитовая, микролепидобластовая, реже бластоалевролитовая. Серицит слегка зеленоватый ( $N_g = 1,595-1,600$ ;  $N_p = 1,567-1,570$ ,  $N_g - N_p = 0,030-0,035$ ). Хлорит слабо окрашен в желтовато-зеленый цвет ( $N_g = 1,623-1,627$ ,  $N_g - N_p = 0,002$ ,  $d = (0,004) = 14,2\text{\AA}$ ).

В песчаниках и алевролитах цемент полностью перекристаллизован в микрокристаллический агрегат серицита, кварца, хлорита, иногда альбита. Обломочные зерна представлены биотитом (замещен волокнистым светло-зеленым хлоритом и бесцветным мусковитом), полевым шпатом (почти полностью альбитизирован), регенированным кварцем. Карбонаты представлены доломитами и известково-доломитовыми мраморами (с примесью кварца, хлорита, мусковита). Структура — гранобластовая, гетеробластовая.

Кремнистые сланцы сложены кварцем (95—99%), серицитом и рудным веществом (1—5%), местами превращены в микрокварциты,

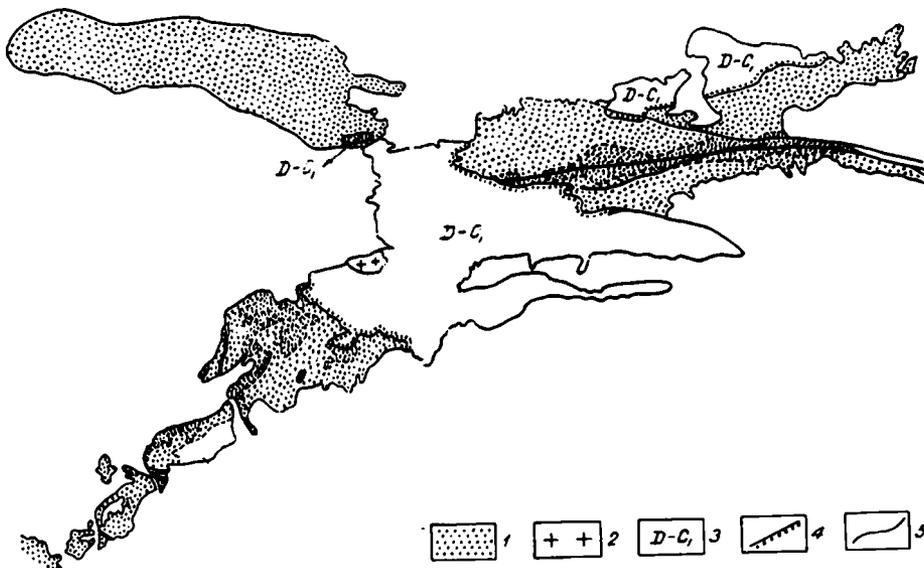


Рис. 14. Схематическая карта докембрийских образований гор Аристантау (по материалам Е. П. Мещерякова, Ю. Ф. Баскакова, А. К. Воронкова, Ю. П. Новикова):

1 — бесапанская свита (венд): песчаники, сланцы; 2 — гранодиориты (верхний карбон); 3 — известняки (девон — нижний карбон); 4 — граница несогласного залегания; 5 — разломы.

структура — гетеро- и микрогранобластовая, текстура — нечеткосланцеватая или тонкополосчатая за счет обогащения полосочек углестым веществом.

В пределах контактового ореола Актауского интрузива развиты пятнистые сланцы. Структура — лепидо- и гранолепидобластовая, текстура — пятнистая, полосчатая, сланцеватая. Пятна сложены биотитом, хлоритом, иногда кордиеритом и андалузитом (замещены серицитом).

Бесапанская свита согласно перекрывает тасказганскую. В Бельтау и Аристантау (рис. 14) на отложениях свиты с угловым и азимутальным несогласием залегает толща известняков и доломитов

среднего девона, имеющая в основании линзовидный горизонт (6—12 м) базальных конгломератов.

Нижняя часть свиты сложена сланцами и филлитами. В Бельтау в основании свиты присутствуют прослои кварцитов, кремнистых сланцев и полевошпато-кварцевых алевролитов. Мощность нижней части свиты непостоянная, она сравнительно невелика в Бельтау, но увеличивается в западном и особенно в восточном направлениях. Верхняя часть свиты сложена преимущественно серыми кварцевыми песчаниками, которые чередуются с прослоями серицито-глинисто-кремнистых сланцев и кварцевых алевролитов. Обломочный материал в них представлен преимущественно кварцем (60—90%) и полевыми шпатами (20—30%). Встречены обломки кварцитов, слюдисто-кремнистых сланцев, доломитов и оолитовых известняков. Мощность свиты — 1000—1200 м.

В Ауминзатау в составе бесапанской свиты выявлены олигомиктовые и полимиктовые песчаники (30—36%), олигомиктовые и полимиктовые алевролиты (50—53%) и гравелиты (до 1%), аналогичные по составу и текстурно-структурным особенностям таковым из бесапанской свиты Южного Тамдытау. Кроме того, в составе свиты присутствуют серицит-хлорит-кварцевые и кварц-хлорит-серицитовые сланцы (2—3%), глинистые сланцы и филлиты (8—10%).

Глинистые сланцы сложены крипточешуйчатой смесью хлорита и гидрослюд, иногда встречаются более крупные (0,01 мм) чешуи хлорита и серицита, альбита, кварца, углистого вещества. Переход от глинистых сланцев к филлитам фиксируется некоторой перекристаллизацией пород и увеличением размера (0,02—0,05 мм) и содержания слюд (серицита и хлорита). Серицит в основном бесцветный, реже зеленоватый. Хлорит бледно-зеленый. Структура — бластопеллитовая, микролепидобластовая, текстура — сланцеватая, плейчатая, полосчатая.

Слюдисто-кварцевые и кварц-слюдистые сланцы обладают отчетливой кристаллизационной сланцеватостью, совпадающей со слоистостью, а также имеют микролепидобластовую структуру. Серицит слегка зеленоватый ( $N_g = 1,595$  т.,  $N_p = 1,567$ ,  $N_g - N_p = 0,030$ ). Хлорит бледно-желтовато-зеленый ( $N_g = 1,625$ ,  $N_g - N_p = 0,002$ ,  $d(001) = 14,2 \text{ \AA}$ ).

### Северный Нуратау

В пределах Северного Нуратау метаморфические образования выступают в трех участках: в северо-западной оконечности хребта, в центральной части северного склона хребта между саями Синтаб на западе и Фариш на востоке и по северному склону Койташских гор. Из-за различия разрезов этих трех участков, степени их метаморфизма и стратиграфических взаимоотношений вопрос о возрасте оставался спорным; это обуславливалось еще и тем, что обычно контакты метаморфических толщ с фаунистически охарактеризованными толщами — тектонические.

Метаморфизованные образования северо-западной оконечности составляют ядерную часть Северо-Нуратинского антиклинория, от района горы Фазильмантау на востоке до устья Писталися на северо-западе. Это наиболее крупная площадь выходов метаморфизованных осадочных образований Северного Нуратау, отнесенная Н. А. Смирновым (1937) к нижнему палеозою. В 1948 г. Н. А. Лосев, Г. К. Лященко и др. расчленили толщу по литологическому составу на четыре свиты: углисто-кремнистых сланцев, слюдистых сланцев, песчано-сланцевую и кристал-

лических известняков и сланцев, придав им условно ордовикско-силурийский возраст.

Ю. А. Лихачев и др. (1963) по аналогии с Центральными Кызылкумами отнесли выходы кристаллических сланцев к ауминзинской свите, а толщу сланцев и кварцитов — к тасказганской свите нижнего палеозоя. Вышезалегающие отложения нуратинской свиты (аналог бесапанской) они считали нижнесилурийскими, так как в верхней части имеются остатки граптолитов ландовери и венлока.

На тектонической карте Узбекистана, составленной М. А. Ахмедовым и др. в 1965 г., эта толща отнесена к рифею. В последующие годы Б. Я. Хорева, О. И. Ким, К. К. Пятков, К. А. Набиев и др. сопоставляли ее с тасказганской свитой рифея, а более верхние части разреза — с бесапанской. Фаунистическое обоснование толща получила лишь в результате находки онколитов и бактериальных образований в сае Сувлике, по которым они были отнесены к верхнему рифею (Абдуллаев, Ахмеджанов, Борисов, Поспелов, 1972).

Второй участок развития метаморфизованных пород имеет меньшую площадь развития, обнажаясь по саям Синтаб, Маджерум, Андыген, Ухум, Боло, Фариш. Возраст их считался нижнепалеозойским на основании повышенной степени метаморфизма (Н. А. Смирнов, В. Д. Чехович, Р. М. Ноздрин). А. А. Арустамов (1949—1950 гг.) отнес эту толщу к верхнему силуру, выделив ее как ухумскую (топазовую) свиту мощностью в 1850 м.

В связи с находкой фауны визе и памюра М. Н. Соловьевой и др. в известняках по саю Синтабу возраст толщи стал считаться карбоновым (Н. А. Лосев, М. М. Посохова, А. Н. Голиков и др.).

В 1964 г. П. Н. Подкопаев и др. указали на то, что метаморфические образования отделены от отложений карбона разломами, они были выделены в качестве «иттынусайской» свиты условно нижнепалеозойского возраста.

В. Н. Огнев и др. (1968) выделили две свиты — улусскую и маджерумскую. Первая сложена кристаллическими сланцами, кварцитами, амфиболитами с прослоями гнейсов и линз мраморов (4000 м). Нижнепротерозойский возраст улусской свиты принимался ими на основании сопоставления с макбальской серией Северного Тянь-Шаня.

По В. Н. Огневу и др., отложения среднего протерозоя в Северном Нуратау отсутствуют. К верхнему протерозою (рифею) ими отнесена маджерумская свита, сложенная серицит-кварцевыми, хлорит-кварцевыми, серицит-хлорит-кварцевыми сланцами. По степени метаморфизма и составу пород маджерумская свита сопоставляется с ауминзинской. Работами В. Б. Горянова и др. (1973) подтверждается докембрийский возраст иттынусайской свиты, т. к. найдены органические остатки ордовика — нижнего девона в кремнисто-терригенных отложениях, трансгрессивно перекрывающих метаморфические сланцы в районе дер. Андреевка.

Третий участок развития метаморфических пород выступает между двумя разломами шириной в 1,5—1,7 км на северном склоне Койташских гор (верховья Иланчисая до Ямчисая). Н. А. Смирнов (1937) отнес их к нижнему палеозою, а в 1948 г. В. Д. Чехович и Р. М. Ноздрин определили их возраст совместно с вулканитами как кембро-силур. Нижнепалеозойский возраст впоследствии подтвердил П. Н. Подкопаев, Е. В. Чукаров, Д. Я. Ахбер, О. А. Старцев и др. В 1955 г. Н. А. Лосев на основании находки фузулинид плохой сохранности отнес толщу к московскому ярусу, в связи с чем на картах толща отмечалась как среднекарбоновая.

Впервые мысль о возможности отнесения метаморфической толщи к

более древнему возрасту, чем кембрий, была высказана в 1940 г. Е. Л. Бутаковой.

Проведенное нами (М. А. Ахмеджанов, Р. Н. Абдуллаев, О. М. Борисов) исследование метаморфизованных образований Северного Нуратау дало следующие результаты: иттынусайская свита является наиболее древней в районе и хорошо сопоставляется с канской свитой Кана, Карачатыра и карабулакской свитой Луминзатау; по Синтабсаю она трансгрессивно перекрывается менее метаморфизованными кварцито-карбонатно-терригенными породами с онколитами верхнего протерозоя; наиболее верхняя часть разреза в северо-западной части Северного Нуратау содержит органические остатки верхнего рифея (выделена в «сувликсайскую» свиту); песчаники, алевролиты верхов разреза (бесапанская свита), вероятно, относятся уже к венду.

Таким образом предлагается следующая стратиграфическая последовательность свит: иттынусайская свита нижнего — среднего протерозоя (?), узунсайская — среднего рифея (?), сувликсайская — верхнего рифея, бесапанская — венда (?) (рис. 15).

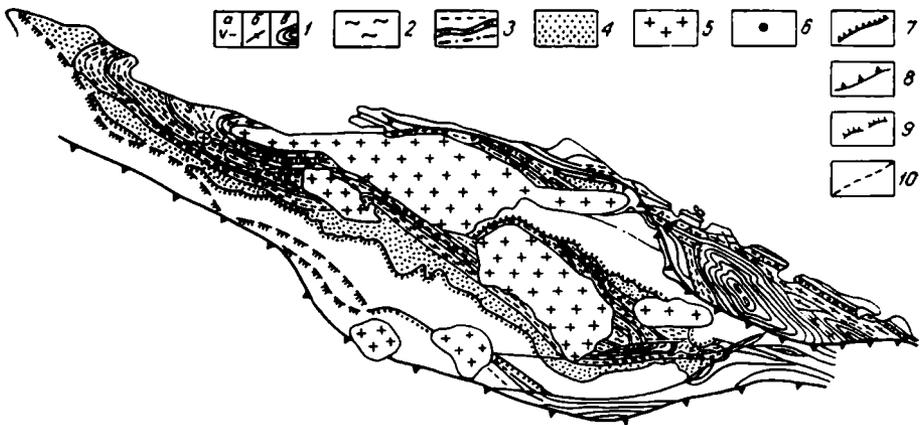


Рис. 15. Схематическая карта докембрийских образований Северного Нуратау (по материалам Б. Я. Хоревой, О. И. Кима, А. И. Суздальского, Д. А. Ахбера, Е. В. Чукарова, Н. А. Лосева, О. А. Старцева и др.):

1 — иттынусайская свита: а — рассланцованные вулканиты; б — зеленые сланцы и гнейсы; в — сланцы и песчаники (нижний — средний протерозой); 2 — узунсайская свита: слюдястые сланцы (средний рифей); 3 — сувликсайская свита: песчаники, сланцы, кремни, доломиты (верхний рифей); 4 — бесапанская свита: песчаники, сланцы (венд); 5 — гранитоиды (верхний карбон); 6 — места отбора фауны; 7 — несогласное залегание; 8 — надвиги; 9 — вбросы, сбросы; 10 — разломы.

Иттынусайская свита по литологическим особенностям разделена на три пачки (подсвиты): нижнюю, среднюю и верхнюю.

*Нижняя пачка* представлена метаморфизованными и рассланцованными осадочно-вулканогенными породами. Она протягивается довольно узкой (300—700 м) полосой в зоне Северо-Нуратинского глубинного разлома примерно от Фарыша на северо-запад. На северо-востоке отложения пачки граничат по разлому с вулканитами основного состава верхнего силура (?) и карбонатными образованиями лудлова — нижнего девона. Отмечено падение пород на юго-запад под углом 60—80° под отложения средней пачки иттынусайской свиты, однако четких контактов с последней не установлено. На левом борту Синтабсаю обнажается горизонт (2—3 м) давленных гравийных конгломератов с галькой измененных вулканитов, реже — кварца с хлоритовым цементом типа сопри-

косновения. Горизонт с видимым согласием перекрывает местами вулканиты и перекрывается кремнисто-серицитовыми и альбито-актинолитохлоритовыми сланцами средней пачки.

В связи с сильным диафторезом и рассланцовкой первичные породы превращены в зеленые сланцы. Основная масса слагается из агрегата альбита, хлорита, амфибсла с примесью кварца, карбоната, эпидота.

Относительно более свежие, хотя также зеленокаменно-преобразованные породы имеются в полосе по северному склону Койташских гор, с северо-востока они срезаются Северо-Нуратинским разломом. Метавулканиты переслаиваются кварц-хлорит-серицитовыми сланцами и мраморизованными известняками примерно в равных количествах. Это преимущественно апотуфы андезито-базальтовых порфиритов, апотуффиты, апотуфоалевролиты и, вероятно, аполавы. В результате метаморфизма они превращены в альбит-актинолитовые, альбит-тремолит-актинолитовые, альбит-эпидот-актинолитовые, кварц-эпидот-хлоритовые, кварц-альбит-серицитовые сланцы с прослоями актинолитовых амфиболитов. В них имеются единичные прослои и линзы кварцитов и мраморизованных полосчатых известняков (0,4—1,5 м).

Горизонты зеленовато-серых метавулканитов чередуются со светло-серыми до зеленовато-серых полосчатыми кварц-серицитовыми, кварц-эпидот-хлоритовыми, карбонат-альбит-хлоритовыми, кварц-серицит-эпидот-хлоритовыми сланцами с прослоями темно-зеленых актинолитовых сланцев, темных кварцитов и серых полосчатых мраморов. В верхней части имеются линзочки яшмовидной кварцитовидной породы (15—20 см) с гематитом и магнетитом и карбонатно-эпидото-сланцев с гематитом.

Для пород нижней пачки весьма характерна полосчатая текстура (0,2—2 мм), мелкая гофрировка и рассланцевание. Парагенетическая ассоциация минералов представлена актинолитом, турмалином, альбитом, альбит-олигоклазом, эпидотом, кальцитом, кварцем, реже мусковитом, биотитом. Серицит, хлорит, пренит, клиноцоизит, гематит — вторичные. Из аксессуарных обычны магнетит, апатит, турмалин. Мощность пачки — не более 400 м.

*Средняя пачка* слагает большую часть иттыусайской свиты и характеризуется довольно однородным составом, слоистостью и тонкой полосчатостью, мелкой гофрировкой и преобладающим зеленовато-серым цветом.

Исходными породами явились глинисто-кварцевые сланцы, алевролиты и полевошпат-кварцевые песчаники. В нижней части разреза слои содержат много переотложенного вулканогенного материала.

В основании разреза располагается горизонт кварц-хлорит-полевошпатовых песчаников (Болосай), местами переходящих в гравийные конгломераты (Синтабсай). На них залегают кремнисто-серицовые, кварц-альбит-хлоритовые, кварц-хлорит-альбитовые сланцы (до 80 м), которые выше чередуются с альбит-эпидот-хлоритовыми, альбит-актинолитовыми, альбит-кварц-хлоритовыми, кварц-хлорит-эпидотовыми сланцами (до 400 м). Имеются прослои альбит-кварц-мусковитовых сланцев и редкие прослойки серых кварцитов с примесью альбита, мусковита и граната (гроссуляр). Верхняя часть разреза (до 200 м) сложена альбит-хлорит-кварцевыми и кварц-серицит-хлорит-альбитовыми сланцами и микрогнейсами, содержащими альбит-кварцевые прослои, местами включающими линзовидные прослои (0,5 до 12 м) железистых кварцитов. Последние состоят из переслаивания прослоев гематита (отмечается также гранат-гроссуляр) с примесью эпидота и хлорита со светло-коричневыми прослойками кварцитов.

Структура пород — лепидогранобластовая, реже нематобластовая и гранобластовая.

Парагенетическая ассоциация минералов следующая: альбит, альбит-олигоклаз, мусковит, актинолит, эпидот, кварц. Хлорит, серицит, кальцит, гематит — вторичные (диафорез). Из аксессуарных имеются магнетит и апатит, реже турмалин и очень редко гранат. Мощность средней пачки 700 м.

*Верхняя пачка* развита локально (верховья саев Ухума, Андыгена, Катта-Багдана, Четалика и др.) и характеризуется светло-серым цветом, тонкогоризонтальной слоистостью, волнистой до килевидной гофрировкой, будицизированными прослоями и более широким развитием песчаников и алевролитов.

Разрез начинается рассланцованными мелкозернистыми серицит-кварц-полевошпатовыми песчаниками и алевролитами, количество которых увеличивается с запада на восток. Они переслаиваются с хлорит-серицитовыми и серицит-кварцевыми сланцами и прослоечками кварцитов (60 м). Выше располагаются серицит-хлорит-кварцевые и кварц-хлоритовые сланцы с линзочками темных кварцитов (80 м). Верхняя часть сложена блестящими тонкослоистыми и филлитовидными хлорит-серицитовыми сланцами с редкими прослоями серицит-хлорит-кварцевых сланцев и полосчатых слюдисто-кварцевых песчаников (до 100 м). Неполная мощность пачки — около 240 м.

Общая мощность иттыусайской свиты — 1340 м.

Узунсайская свита выделяется нами примерно в объеме свит «углисто-кремнистых» и «слюдистых сланцев» Н. А. Лосева. Верхнюю границу проводим по подошве карбонатно-кремнистого горизонта, хорошо выраженного в рельефе в виде прерывистой грядки в приводораздельной части западной оконечности Северного Нуратау (саи Устук, Джамбулак, Сувлик, Пистали, Узунсай и др.).

В составленном нами разрезе по Узунсаю нижняя часть свиты представлена подвергшимися контактовому метаморфизму шелковистыми переслаивающимися кварц-кордиерит-мусковитовыми, альбит-кварц-слюдистыми и кордиерит-полевошпат-биотитовыми сланцами с редкими прослойками кордиерит-антигоритовых сланцев. Мощность — не более 400 м.

Выше залегают кварц-серицитовые сланцы с прослоями рассланцованных слюдисто-кварцитовых алевролитов и темно-серых звенящих кварцитовых сланцев мощностью до 400—500 м. В нижней части имеются два слоя светлых полосчатых кварцитов (6—8 м), а в верхней части они составляют ряд тонких прослоев.

Вероятно, к нижней части разреза узунсайской свиты относятся горизонты сланцев, трансгрессивно перекрывающие по Синтабсаю и Катта Богдансаю иттыусайскую свиту.

На левобережье Синтабса, примерно в 100 м южнее тела серпентинитов, светло-серые кварц-хлорит-серицитовые сланцы иттыусайской свиты с небольшим угловым несогласием перекрываются горизонтом (до 50 м) зеленовато-серых мелко- и среднезернистых кварц-хлорит-полевошпатовых песчаников с прослоями конгломератов с галькой (от 4 см и менее), светлых и темных кремней, серых песчаников, реже — мелкозернистых серых известняков. Выше залегают темно-серые тонкослоистые глинисто-хлоритовые сланцы с прослоями темных полосчатых кварцитов (до 60 м) и серых песчаников (0,5 м) мощностью до 200 м. Имеются редкие линзы серого известняка. Средняя часть разреза сложена грубопереслаивающимися горизонтами серых гравийных песчаников, алевролитов, глинисто-хлоритовых сланцев и кремнисто-доломитовых слоев (200 м). Их количество возрастает к верхам разреза и включает

примерно 30-метровую линзу доломитов и доломито-кремнистых пород, в которой нами обнаружены многочисленные онколиты протерозойского (?) возраста.

Верхняя часть разреза слагается светлыми кремнисто-серицитовыми сланцами с линзовидными телами (до  $3 \times 20 \times 40$  м) черных плотных кристаллических известняков. Реже встречаются прослои зеленовато-серых кварцево-глинисто-хлоритовых и серых рассланцованных алевролитов и песчаников (200 м).

Выше располагается горизонт серых среднезернистых кварц-полевошпатовых песчаников с редкими слоями кремнисто-серицитовых сланцев (60 м). На правобережье Синтабсая они сменяются хлорит-серицит-кварцевыми сланцами (30 м) с небольшими прослоями мелкозернистых песчаников, реже зернистых кварцитов. Их сменяют кварц-полевошпатовые песчаники (20 м), а затем плотные плитчатые сланцы (30 м) с мелкими линзочками темных известняков внизу (до 10—15 см) и прослойками светлых кварцитов вверху. Мощность разреза — около 800 м.

Видимо, верхняя сланцево-песчаниковая часть разреза представляет более молодую по возрасту толщу, так как под песчаниками наблюдаются зеркала скольжения и складки волочения.

По правобережью Синтабсая весь описанный разрез перекрыт по надвигу образованиями иттынусайской свиты.

Следует отметить, что данная толща в виде полосы (1—3 км) между двумя разломами протягивается до верховий Юкары-Ухума и водо-раздела саев Боло и Михаяма. По данным Б. В. Ясковича (1968), разрез начинается пачкой переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов (около 100 м), которые перекрываются слоистыми среднезернистыми песчаниками (200 м) и пачкой переслаивающихся известняков и зеленых хлоритизированных, сильно перемятых сланцев (147 м). Разрез завершается пачкой сланцев и аргиллитов (70 м). Общая мощность — 517 м.

В нижней пачке известняков имеются водоросли, напоминающие *Osagia*, по определению А. Г. Поспелова, распространенные в докембрии и палеозое.

Другой участок трансгрессивного перекрытия отложений иттынусайской свиты установлен в среднем течении Катта-Богдансая. Здесь между грядой лудловских известняков на юге и осадочно-диабазовой толщей (чимкурганская свита) на севере на породах иттынусайской свиты залегает толща песчаников и сланцев, описанная Е. В. Чукаровым, и др. в 1968 г. под названием «таньгинской свиты». Северные и южные контакты — тектонические. Ширина полосы 1,5—2 км; она прослеживается через кишлак Амандара, Устахон, южнее Карахоны. Возраст песчаносланцевой толщи, по мнению геологов-съемщиков, условно лудловский на основании трансгрессивного налегания на нее в западной оконечности фаунистически охарактеризованных надлудловских известняков.

По левому борту Катта-Богдансая в южной части полосы выступает сильно смятая в систему складок толща, по составу и степени метаморфизма соответствующая породам верхней пачки иттынусайской свиты. Она обнажается к югу от гряды лудловских известняков. Представлена чередованием кварц-серицитовых и хлорит-кварцевых (преобладают) сланцев (40 м), выше сменяющихся рассланцованными серицит-хлорит-полевошпатовыми песчаниками (60 м) и гофрированными кварц-серицитовыми сланцами (20 м). Азимут падения их  $10^\circ$ , угол падения  $40^\circ$ . На них с угловым и азимутальным несогласием ( $360^\circ - 20^\circ$ ) залегает горизонт (до 12 м) конгломератов с плоской и слабоокатанной галькой подстилающих пород. Их сменяет пачка (30 м) глинисто-хлоритовых сланцев со слоем черных тонкоплитчатых кремней в основании. Выше располагают-

ся пачки (30 м) переслаивающихся песчаников, алевролитов и хлорит-серицит-кварцевых сланцев со слоем черных доломитов и кварцитов вверх. Они сменяются серицитовыми сланцами (50 м).

Более верхняя часть разреза выступает по левому борту Устахансая, где выше серицитовых (до мусковитовых) и кварцево-серицитовых сланцев залегает горизонт темно-серых плитчатых известняков с прослоями кварцево-слюдистых сланцев (15 м). Выше располагается горизонт зеленовато-серых доломито-кварцевых и слюдисто-кварцевых песчаников с прослоями алевролитов и слюдисто-кварцевых сланцев с редкими линзочками темно-серого известняка (80 м). Разрез завершается шелковистыми зеленовато-серыми кварц-хлорит-серицитовыми сланцами с редкими прослойками слюдисто-кварцевых алевролитов и песчаников (150 м). Общая мощность разреза — около 350 м.

Отсутствие фауны в покрывающих иттынусайскую свиту отложений и литологическое сходство с аналогичными разрезами Синтаба позволило условно отнести их к рифею.

Средняя мощность узунсайской свиты не превышает 1000 м.

Сувликсайская свита слагает водораздельную часть западной оконечности Северного Нуратау. Породы ее в виде отдельных блоков обнажаются вдоль Северо-Нуратинского разлома, слагают невысокие возвышенности севернее совхоза „Нурата“ и прорваны Мазаватским, Устукским и Синтабским массивами гранитоидов.

Довольно типичен разрез по Сувликсаю. Здесь снизу вверх обнажаются следующие горизонты:

переслаивающиеся слюдисто-кварцевые алевролиты и сланцы с прослоями и линзами углисто-кремнистых сланцев, кварцитов, углисто-кремнистых известняков, кварцитов и слюдистых сланцев (50 м), имеются мелкие линзы буровато-серых доломитов с онколитами *Globuloella cf. aculeata* (Z h u r), и бактериальные образования *Algotactis* sp., по определению А. Г. Поспелова, средне-верхнерифейского возраста (Абдуллаев, Ахмеджанов, Борисов, Поспелов, 1972):

смятые полосчатые серые и темно-серые кварциты с прослоями и линзами светлых известняков (25 м);

кварц-мусковитовый сланец, светло-серый, серебристый, тонкослоистый (25 м);

переслаивающиеся филлитовидные мусковитовые сланцы с полосчатыми слюдисто-алевролитовыми сланцами (30 м);

светло-серые тонкополосчатые кварциты и известняки с прослойками хлорит-серицитовых сланцев (20 м);

переслаивание алевролитовых хлорит-серицит-кварцевых сланцев со светлыми плотными кварцитами (15 м);

зеленовато-серые серицит-хлоритовые сланцы (20 м);

углисто-кремнистые и кремнисто-серицитовые сланцы (10 м);

зеленые хлорит-актинолитовые сланцы с прослоями слюдисто-кремнистых сланцев (15 м);

полосчатые кварц-слюдистые сланцы серого цвета с редкими прослоями (2—3 м) темно-серых неяснополосчатых кварцитов (20 м);

переслаивающиеся кварциты и известняки с тонкослоистыми углисто-слюдисто-кварцевыми сланцами (50 м); в верхней части прослой серого доломита (2 м);

тонкое переслаивание светло-серых карбонатно-хлоритовых и слюдистых сланцев (20 м);

слой светло-серого плотного полосчатого кварцита (2 м);

зеленовато-серый углисто-кремнистый хлоритовый сланец (40 м);

полосчатые тонкослоистые алевролитистые сланцы (20 м);

весьма характерный горизонт плитчатых „кровельных“ кварц

хлорит-серицитовых сланцев (плитки до  $30 \times 60$  см) с редкими прослоями углисто-кремнистых сланцев (300 м);

два слоя серых кварцитов с прослоями кремнисто-слюдистого сланца (8 м);

горизонт углисто-слюдистых сланцев с прослоями кремнисто-слюдистых и редкими прослойками темных кварцитов (120 м);

серые карбонат-серицит-хлоритовые сланцы (30 м);

пятнистые и узловатые кварц-хлорит-серицитовые сланцы с прослоями углисто-слюдистых (40 м);

задерновано (60 м), далее обнаженные песчаники и алевролиты бесапанской свиты.

Общая мощность свиты — 820 м. По Писталисаю мощность сувликсайской свиты — 720 м. Здесь в связи с контактовым метаморфизмом развиты пятнистые и узловатые графит-антофиллит-кремнистые, цеолит-кремнистые, кордиерит-актинолит-кварцевые, мусковитовые, биотит-мусковитовые сланцы.

Фрагменты сувликсайской свиты установлены нами в бассейне р. Санзара, южнее города Джизака, на автостраде Ташкент — Самарканд, где по обоим берегам реки возвышаются экзотические скалы, известные под названием „Тамерлановы ворота“. Они расположены среди алевролит-сланцевых образований нижнего силура (ландовери), с севера и юга отделены разломами и слагают тектоническую чешую шириной до 50—80 м, протягивающуюся на несколько километров в предсмы Мальгузарских гор. Простираение северо-западное, падение северо-восточное под углом  $85$  до  $90^\circ$ . Представлены кремнисто-карбонатными породами, окремненными доломитами и доломитистыми известняками.

Кремнисто-карбонатные породы имеют полосчатую структуру, обусловленную переслаиванием светлых (от 0,5 до 1,0 мм) и темных (от 0,7 до 7 мм) полос. Светлые полосы имеют мелкозернистую, местами сгустковую структуру и сложены в основном угловатыми округлыми или неправильными зернами кальцита размерами до 0,03—0,1 мм. Между ними встречаются редкие скопления кремнистого вещества и ромбэдри доломита.

Темные полосы в основном состоят из крипто-микрористаллического агрегата кварца и халцедона. Карбонат представлен кальцитом, который неравномерно рассеян в кремнистой массе или образует отдельные светлые мелкие линзы и прослойки, что обуславливает четко выраженную полосчатую текстуру.

Небольшая примесь органического вещества (0,16%) находится в виде тонкорассеянного детрита и мелких обрывков водорослей. Содержание битума в органическом веществе — 0,000417%, а гуминовых кислот — 0,000104%. В очень небольшом количестве встречаются мелкие буроватые выделения, по-видимому, фосфорита неправильной формы, что подтверждается микрохимической реакцией на фосфор.

Следует отметить, что кремнисто-карбонатные породы образуют пластово-линзовидные тела протяженностью в несколько десятков метров, мощностью до 5—6 м. По простираению они замещаются тонковолокнистыми окремненными и доломитистыми известняками. Полосчатость этих тел напоминает рисунок шкуры зебры, нередко концентрического строения, размером 50—60 см. Местами ритмично переслаивающиеся кремнистые и кремнисто-карбонатные прослойки образуют изолированные овально-эллипсоидальные формы размером до 1 м в диаметре и меньше, расположенные субпараллельно плоскости слоев.

Структурно-текстурные особенности карбонатно-кремнистых тел напоминают биогермы пластовых строматолитов.

Возраст описанной гряды „Тамерлановых ворот“ определяется неоднозначно. В 60-х годах он считался верхнесилурийским. В 1968--1970 гг. М. М. Посохова и А. Н. Голиков отнесли гряду к среднему девону. Полученные нами определения остатков водорослей *Talonia* sp. nov. и *Osagia* cf. *columnata* Reitl., *Borlogella?* sp., *Osagia tenuilamellata* Reitl., обнаружены в двух точках на левом борту р. Санзара, по заключению А. Г. Пospelова, характеризуют верхнерифейский возраст вмещающих пород, хотя *Osagia tenuilamellata* Reitl. встречается иногда и в верхах нижнего кембрия. В связи с этим не исключено, что часть кремнисто-карбонатной гряды относится к нижнему кембрию и граница между кембрием и докембрием находится внутри кремнисто-карбонатных образований (Абдуллаев и др., 1974). З. М. Абдуазимова и др. (1974) установили аналогичные верхнедокембрийские кремнисто-карбонатные образования в районе г. Богамбир, Бешбармак-Парандас и по Ямчисаю. Из доломитов и кремней М. С. Якшиным определены *Osagia tenuilamellata* Reitl., *Volvatella zonalis* Nag., широко распространенные в верхнем рифее.

В кремнисто-карбонатных породах „Тамерлановых ворот“ З. М. Абдуазимова и др. (1974) обнаружили *Glebosites* sp., *Glebosites* aff. *guttatus* Jaksch., по определению М. С. Якшина характеризующие верхнерифей-вендский возраст вмещающих образований,

Подобные кремнисто-карбонатные породы, слагающие узкие тектонические чешуи в пределах северного склона гор Мальгузар, до сих пор на геологических картах отмечаются нижним девонем. В бассейне р. Ходжа-Мушкента летом 1974 г. нами найдены онколиты верхнепротерозойского(?) облика.

Бесаяпанская свита выделена из состава нуратинской свиты Ю. А. Лихачева и др. (соответствует ее нижней сланцевой части). Породы свиты в виде узкой полосы прослеживаются по южной приводораздельной части западной оконечности Северного Нуратау и в северном экзоконтакте Темиркобукского гранитоидного массива. Они с видимым согласием перекрываются песчаниками с характерными линзами гравелитов, алевролитами и сланцами, возраст которых условно считается нижнепалеозойским. Б. Я. Хорева считает, что в основании последней толщи имеется небольшое несогласие.

Не исключается и вендский возраст этой перекрывающий гравелито-песчаниково-сланцевой толщи.

Нижняя граница бесаяпанской свиты проводится по появлению в разрезе докембрия среднезернистых полимиктовых песчаников. Выше залегают темно-серые с шелковистым блеском хлорит-серицитовые и кварц-хлоритовые сланцы, нередко графитистые. Встречаются прослои грубослоистых зеленовато-серых полевошпат-кварцевых песчаников и алевролитов, реже прослойки серых кремнистых пород. Мощность бесаяпанской свиты — 300 м.

### Туркестанский и Зарафшанский хребты

На вероятный докембрийский возраст метаморфических сланцев осевой части (преимущественно восточной) Туркестанского хребта еще в начале столетия указывали И. В. Мушкетов и В. Н. Вебер, эта точка зрения разделяется М. М. Кухтиковым (1968).

Позже считалось, что метаморфические породы — продукты контактового воздействия пермских интрузивов на песчано-сланцевую толщу силура (Ю. А. Арапов, А. П. Марковский, П. Д. Виноградов и др.) либо

продукты регионального метаморфизма андалузит-силлиманитового типа предположительно среднепалеозойского возраста (А. Б. Бакиров, Н. Л. Добрецов и др.).

М. М. Кухтиков (1968) выделяет метаморфические образования в осевой части Зарафшанского хребта и по северным склонам Гиссарского (ягнобская свита и ее аналоги). Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев, О. Г. Кангро (1972) относят эти отложения к рифею.

Необходимо отметить, что докембрийский возраст ягнобской свиты большинством исследователей отрицается. Это обусловлено находками фауны верхнего силура в верхней части или находкой фауны ордовика в сходных с ягнобской свитой породах в соседних районах (А. И. Лаврусевич, В. И. Лаврусевич, 1973; А. С. Шадчинев и др. 1970; «Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов», 1973).

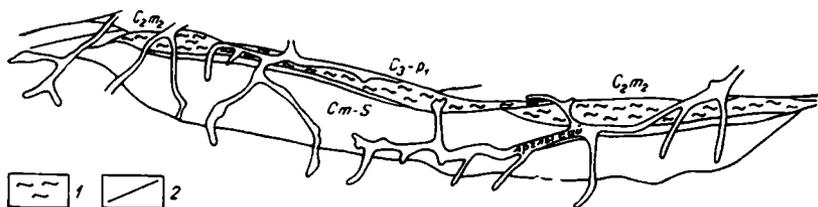


Рис. 16. Схематическая карта докембрийских образований северных склонов Туркестанского хребта (по материалам М. М. Посоховой, А. Н. Голикова, Б. В. Ясковича):  
1 — кусавлинская свита: слюдяные сланцы (верхний рифей — венд);  
2 — разломы.

Приводим описание трех районов выходов условного докембрия: Кусавли-Арглы, осевая часть Туркестанского хребта (рис. 16) и южный склон Зарафшанского хребта (р. Пасруд, Ягноб, Обизаранг, Барзагинский горный узел).

**Кусавли-Арглы.** Докембрийские образования в пределах северных склонов Туркестанского хребта установлены М. А. Ахмеджановым, Р. Н. Абдуллаевым и О. М. Борисовым в среднем течении р. Кусавли. На восток они тянутся узкой полосой в бассейн р. Арглы, обнажаясь в верховьях Каравайсая и в низовьях р. Рабута и Обурдона. На западе эта полоса, по-видимому, проходит через бассейн р. Алтыкола в урочище Кызыл-Мазар и далее в пределы осевой части Мальгузарских гор.

Отложения этой полосы Б. В. Яскович (1968), М. П. Посохова и др. относили к кембрию (ленский ярус), поскольку докембрийские образования в бассейне р. Кусавли находятся в ядре антиклинальной складки.

Разрез кусавлинской свиты представлен в следующем виде (снизу вверх):

переслаивание полосчатых известковистых сланцев с тонкослоистыми темными плитчатыми биотитовыми, серицит-биотитовыми, серицит-мусковит-биотитовыми сланцами (50 м);

светло-серые, плитчатые, тонкослоистые мусковитовые сланцы (300 м);

зеленовато-серые слюдясто-альбито-кварцевые сланцы (15 м);

серые и темно-серые известняки с прослоями серых известковистых сланцев (30 м);

переслаивание плотных слюдястых сланцев с алевролитами и известняками с уплощенной карбонатной, реже песчаниковой галькой; отложения весьма напоминают «тиллитоподобные» конгломераты (15 м);

переслаивание серицитовых сланцев с тонкослоистыми известняками (25 м);

серицитовые сланцы (6 м);

ленточный горизонт, состоящий из переслаивающихся прослоев серых известняков и алевролитов (30 м);

хлорито-серицитовые сланцы с галькой светлых известняков, кварцитов и бурых песчаников (20 м); выше согласно без следов перерыва залегают сланцы, алевролиты, известняки с отпечатками водорослей и остатками триболитов нижнего кембрия.

Общая мощность докембрийских образований в бассейне р. Кусавли — 470 м.

Между пачками 3 и 4 отмечен довольно резкий скачок в степени метаморфизма — от биотит-мусковитовой подфации зеленосланцевой фации до почти не затронутых метаморфизмом пород. В обнажении взаимоотношение пород согласно.

Отложения кембрия начинаются, по-видимому, с пачки 9, в которой содержится галька нижележащих пород.

Можно предполагать, что метаморфические породы принадлежат верхнему рифею, а вышезалегающие отложения — венду.

Подобные толщи слюдястых сланцев с прослоями известковистых разностей, реже светлых кварцитов слагают тектоническую линзу на левобережье Арглы с мощностью примерно до 400 м. Они смяты в сжатую антиклинальную складку, опрокинутую к югу. По разлому отложения надвинуты на фаунистически охарактеризованные образования силура и кембрия.

В низовье р. Рабута (правый приток р. Арглы) сланцевая толща с редкими слоями карбонатов по разлому отделена от пачки тонкослоистых темно-серых сланцев с прослоями известняков с археоциатами нижнего кембрия (Абдуллаев, Ахмеджанов и Борисов, 1972в, 1973).

**Осевая часть Туркестанского хребта.** Метаморфические образования протягиваются широкой полосой в ядерной части Туркестанского антиклинория, обнажаясь в верховьях бассейнов рек Соха, Исфары, Лейлякка до меридиана кишл. Аучи. Небольшой их выход отмечен в районе сая Науха, на западе полоса выклинивается в бассейне Янгиарыка.

Петрографическое описание по бассейну р. Соха приводилось Г. С. Поршняковым и А. Б. Бакировым, по бассейну р. Исфары — И. К. Никитиным (1933), К. Я. Михайловым и В. К. Гавриловой. По их данным, низы толщи сложены гнейсами и кристаллическими сланцами с прослоями кварцитов, мраморов. В их составе преобладают биотит и кварц, в меньшей мере — гранат, силлиманит, гиперстен, еще реже встречаются графит, кианит, турмалин, андалузит. В более верхних частях разреза развиты биотит-мусковитовые, кварц-мусковитовые сланцы.

Наиболее полная характеристика кристаллических сланцев дана Т. Укудеевым (1973), по его данным, полоса метаморфических пород обладает отчетливой симметричной метаморфической зональностью («тепловая антиклиналь»). В северной части они срезаются Туркестанским разломом, а на юге постепенно переходят в слабометаморфизованные породы нижнего силура. Метаморфизм является региональным, так как контуры контактового метаморфизма вокруг гранитоидов верхнего палеозоя повсеместно секут линии изоград, кристаллизационную сланцеватость и основные тектонические структуры. Контактный метаморфизм, по мнению Т. Укудеева, выразился лишь в ороговикании и щелочном метасоматозе в зоне шириной до 50—150 м.

Т. Укудеев отмечает, что метаморфическая толща (туркестанский комплекс) прослеживается на расстоянии более 120 км, а ширина ее, начиная с изограды биотита, составляет 10—15 км. Внутри им выделе-

ны три фациальные зоны: фация зеленых сланцев, фация андалузит-силлиманит)-мусковитовых сланцев (эпидот-амфиболитовая) и фация силлиманит-биотитовых гнейсов (амфиболитовая). В пределах первой фации им выделены две субфации, во второй — четыре, в третьей — две (табл.3). Одна из особенностей метаморфического комплекса — его образование в условиях низкого давления (до 2,5—2,8 кбар в основании толщи), сопоставимых с условиями контактовых роговиков («кордьеритовый» подтип, по В. В. Хлестову, внутри андалузит-силлиманитовой фациальной серии). Температура колебалась от  $390^{\circ} \pm 10^{\circ}$  до  $750^{\circ}$  в низах толщи.

Касаясь возраста метаморфизма, Т. Укудеев подчеркивает, что он произошел одновременно со складчатостью и поднятием в предверхнесилурийское время, о чем свидетельствуют галька метаморфических пород в конгломератах основания толщи верхнего силура — нижнего девона, а также абсолютный возраст по калий-аргоновому методу (400 и 417 млн. лет).

С подобным толкованием возраста вряд ли можно согласиться, так как к настоящему времени из состава нижнего силура выделены фаунистически охарактеризованные отложения кембрия — нижнего ордовика мощностью до 2000 м (Чумкуртау) и среднего — верхнего ордовика (южный склон Туркестанского хребта) мощностью 300—350 м. Необходимо отметить, что отложения кембро-ордовика, как и в Сурметашском синклинории, почти не метаморфизованы: в их составе преобладают аргиллиты, песчано-глинистые и глинистые сланцы, известняки.

М. М. Кухтиков (1968), отмечая высокую степень метаморфизма осевой части Туркестанского хребта, считает, что «она не идет ни в какое сравнение с метаморфизмом палеозойских отложений, в том числе силурийских, ордовикских и кембрийских, развитых в непосредственной близости от выходов пород метаморфического комплекса». К этому необходимо добавить, что отложения венда по степени метаморфизма также не отличаются от палеозойских. Повышенная степень метаморфизма отмечается в отложениях рифея, хотя угловых несогласий между названными толщами пока не отмечено.

На южных склонах Туркестанского хребта в 1966—1970 гг. М. П. Пулатов, И. Н. Элизов и др. выявили толщи нижнего и среднего кембрия. Наши исследования в районе пер. Шахристан позволили установить, что здесь, как и в бассейне Кусавли, в откартированной искардаской свите имеются отложения венда и низов нижнего кембрия.

К венду нами отнесены нижняя и средняя пачки искардаской свиты (720 м), сложенные переслаивающимися сланцами, песчаниками и алевролитами. К низам нижнего кембрия (аналогам алданского яруса) нужно относить только верхнюю (мощность 125 м) трансгрессивную пачку искардаской свиты, ритмично переслаивающиеся сланцы и известняки, алевролиты. В междуречье Кызылмазар — Алтыкол и у с. Мык они согласно перекрыты маркирующим горизонтом темно-серых известняков с остатками археоциат и водорослей, выше которых сланцы, алевролиты и песчаники переслаиваются с горизонтами известняков. По трилобитам они отнесены к ленскому ярусу.

Следовательно, можно полагать, что туркестанский метаморфический комплекс имеет, вероятно, рифейский возраст. Повышение же метаморфизма до амфиболитовой фации вызвано термальным воздействием еще не вскрытых и вскрытых массивов гранитоидов верхнего палеозоя, количество которых в этой полосе довольно велико. Это отчасти подтверждается широким развитием гнейсов с жилами гранит-аплитов и гранито-гнейсов вблизи интрузивов, взаимесекущее положение изоград

Метаморфические зоны и подзоны Туркестанского комплекса

| Зона и подзона                            | Ширина зоны, км | Типичная парагенетическая ассоциация                                                                                                                                                                            | Структура и текстура пород                                                                            | Состав и характер жильных пород            |
|-------------------------------------------|-----------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------|
| Мусковит-хлоритовая                       | 5, 0            | 1. Кв + Альб6 + Хл + Сер (Му); Хл + Сер + Альб6 + Руц;<br>2. Кв + Эл + Хл + (Дол) + Кв;<br>3. Акт + Альб6 + Хл + (Кв) ± Эл;                                                                                     | Бластопелитовая, бластолевролитовая и бластосаммитовая с лепидобластовой основной тканью; сланцеватая |                                            |
| Хлорит-биотитовая                         | 0,5—3, 0        | 1. Кв + Би <sub>90</sub> + Хл <sub>16</sub> + Сер (Му) + Альб6 ± Эл;<br>2. Ка + Эл + Трем + Хл ± Сф;<br>3. Акт + Пг (8—12) + Хл + Эл ± Кв;                                                                      |                                                                                                       | Карбонатные, карбонатно-кварцевые прожилки |
| Гранат-биотитовая                         | 1,5—2,5         | 1. Кв + Би <sub>60-65</sub> + Гр <sub>25-30</sub> + Му (Сер) + Пг (8—12) ± Хл;<br>2. Ка + Эл + Трем + Хл ± Сф;<br>3. Акт + Пг (12—15) + Эл ± Кв;                                                                | Лепидотранобластовая, лепидопорфиро-бластовая, порфиро-бластовая редко гегинитовая; сланцеватая       | Кварцевые прожилки и жилы                  |
| Хлорит-кордиерит-биотитовая               | 0,5—2,5         | 1. Кв + Би <sub>70</sub> + Хст + Пг (12—20) + (Корд) ± Хл, Эл;<br>2. Ка + Трем + Эл + Пг (25—30) + (Кв);<br>3. Кв + Пг <sub>25-30</sub> + Рог (Гол—зел) + Эл;                                                   |                                                                                                       | Кварц-полевошпатовые прожилки и жилы       |
| Андалузит-кордиерит-гранат-биотитовая     | 2,5             | андалузит-кордиерит-гранат-биотитовая                                                                                                                                                                           | хиастолит-гранат-кордиерит-биотитовая                                                                 | Ангиты                                     |
|                                           |                 | 1. Кв + Би <sub>40-50</sub> + Хст + Гр <sub>90-92</sub> + (Корд) ± Корд;<br>2. Ка + Трем + Эл + Пг (25—30) + (Рог) ± Кв;<br>3. Кв + Пг (25—30) + Рог (Голуб—зел) ± Эл;                                          |                                                                                                       |                                            |
| Андалузит-фиброблит-мусковит-биотитовая   | 0,5—2, 0        | 1. Кв + Му + Пг <sub>25-30</sub> + Фбр + Анд + Би <sub>40-65</sub> + (Гр <sub>85-90</sub> ) + (Корд);<br>2. Ка + Ди + Вол + Кв + (Ск) + (Фл) + (КШП);<br>3. Рог + Кум + Пг <sub>40-45</sub> + (Кв) + (Би) ± Эл; | Лепидопорфиро-фибробластовая, лепидопорфиро-гранобластовая; сланцеватая, гнейсовидная, плосчатая      | Гранит-аплиты с гранатом                   |
| Гранат-кордиерит-сил-лиманит-калиншатовая |                 | 1. Кв + Би <sub>55-65</sub> + Сил + Кпш + Пг <sub>25-40</sub> + Гр <sub>85-90</sub> + (Корд);<br>2. Ка + Ди + Вол + Кв; Ка + Ди + Ск + Кпш;<br>3. Кум + Рог + Пг <sub>25</sub> + Ке ± Гр, Би.                   |                                                                                                       | Гнейсограниты                              |

Примечание. 1—в метapelитах, 2—в карбонатных, 3—в метабазитах.

граната и хиастолита, широкое развитие парагенезисов, соответствующих породам типа контактовых роговиков.

Не исключено, что метаморфическая толща испытала несколько этапов регионального метаморфизма, динамометаморфизма и в связи с этим ее нужно рассматривать как полиметаморфическую.

В 1952 г. М. М. Посохова и М. М. Лебедь по северному склону горы Акташ ( у киш. Науха) описали пачку светло-серых среднезернистых мраморов, переслаивающихся с мраморизованными конгломератовидными известняками с линзами корундов (200 м), постепенно переходящих в пачку слюдястых сланцев (400 м). На основании высокой степени метаморфизма возраст их предполагался докембрийским.

Наличие корундов в верхней части мраморов и характер строения толщи весьма напоминает карбонатную с бокситами пачку среднекарбонového возраста гор Мальгузар, но ближе всего — с горами Актау (Южный Нуратау). В последнем случае мраморы с корундами также согласно сменяются сланцами. Возраст их среднекарбонový, а метаморфизм обусловлен динамотермальными процессами.

Мы полагаем, что возраст мраморо-сланцевой толщи горы Акташ также среднекарбонový.

**Зарафшанский хребет.** Метаморфические породы обнажаются в нескольких участках в виде нешироких полос в среднем и верхнем течении р. Ягноба, в бассейне р. Пасруда и других местах; их общая мощность — до 1500—1600 м. Обычно они выделяются в качестве ягнобской свиты или толщи зеленых сланцев. Возраст ее считается докембрийским (М. М. Кухтиков), рифейским (Белькова, Огнев, Кангро, 1972 а), верхнеордовик-нижнесилурийским (Э. А. Портнягин, В. И. Попов, И. А. Ковальчук, Д. П. Резвой и др.).

В нижней части разреза выступают гнейсовидные породы, в средней — мусковит-хлорит-кварцевые, хлорит-серицитовые, хлорит-эпидотремолит-альбитовые сланцы, а в верхней — филлиты, рассланцованные песчаники и алевролиты, кварцитовидные песчаники с тонкими прослойками мраморизованных известняков. Постепенно они сменяются слабо-метаморфизованными отложениями ордовика и силура. Весьма примечательны насыщенность толщи полойными и секущими жилами кварца, а также повсеместная микрогфрировка и пльчатость.

В долине р. Анзоба (северный склон Гиссарского хребта) от перевала Анзоб до р. Ягноба толща залегает вертикально, местами с очень крутым падением к югу — 80—85°, а на правом ее берегу наблюдается северное падение (до 50°). С известняками и сланцами силура имеет тектонические контакты. Мощность толщи оценивается в 7000—8000 м (Белькова, Огнев, Кангро, 1972а).

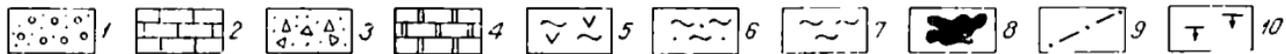
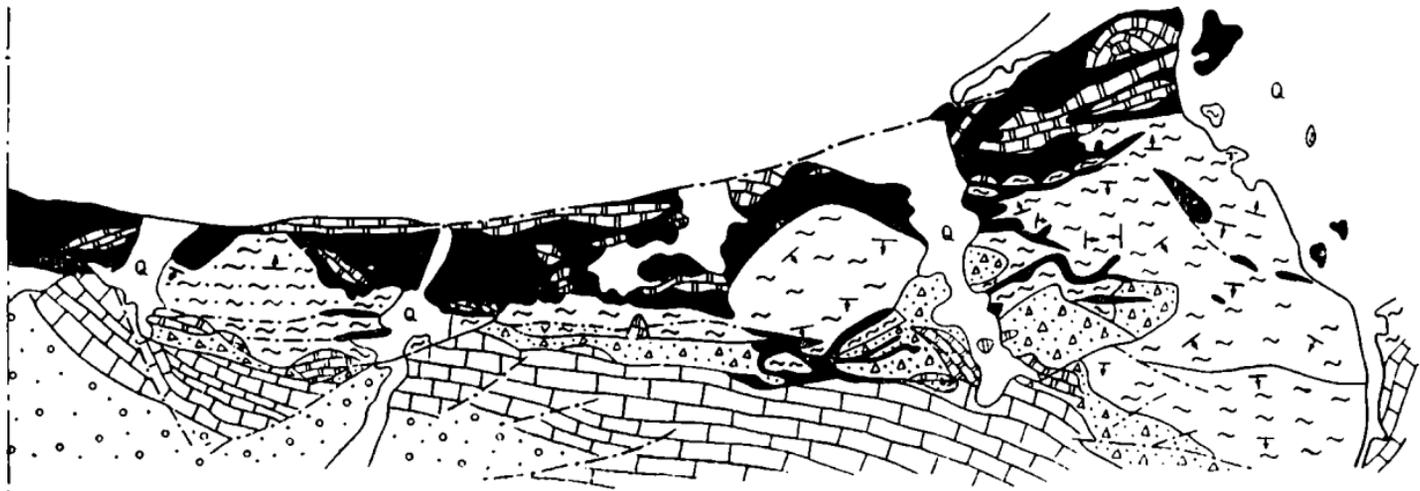
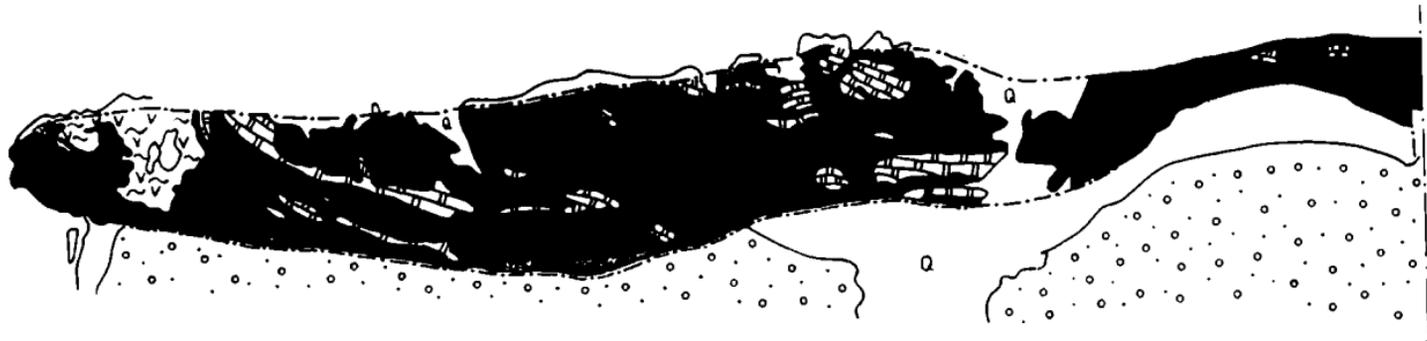
По нашему мнению, в связи с недостаточностью материалов по стратиграфии, литологии, метаморфизму и возрасту ягнобскую свиту необходимо относить к нерасчлененным докембрийско-нижнепалеозойским образованиям.

## Кан

На северном склоне Алайского хребта имеется несколько полос основных и ультраосновных массивов, из которых наиболее значительны Сарыталинская и Канская (рис. 17).

Сарыталинская полоса располагается на южных склонах хр. Катранбаши и имеет протяженность до 20 км. В ее южной части располагается Надирский массив перидотитов и габбро (5×0,5 км), а в северной части серпентиниты и габбронориты.

Канская полоса протягивается от Ак-Капчигайская на востоке и почти до Сарыкамышская на западе на протяжении 26 км при ширине от



300 до 4500 м. Полоса сложена преимущественно серпентинитами, а участки перидотитов и осадочных образований развиты незначительно. По разломам с севера полоса контактирует с толщами юры и мела, а с юга — с толщами нижнего и среднего карбона. По отношению к ним полоса имеет горсто-грабенное строение. В результате многократных тектонических движений породы полосы раздроблены на блоки и глыбы различных размеров и нормальные стратиграфические контакты отсутствуют. В целом это полоса тектонической брекчия различных цветов, но с преобладанием темных тонов, по строению хорошо сопоставляется с серпентинитовым меланжем.

И. П. Морозов, В. С. Сафий, Н. А. Никифоров, А. Д. Миклухо-Маклай, О. И. Сергунькова, Я. С. Висьневский, Г. Г. Кравченко, Л. И. Морозов, Н. Ахунджанов, С. Исаев и другие выделяют в полосе блоки метаморфических пород условно силурийского возраста (джольбарская и канская свиты) и участки известняков, сланцев и песчаников с фауной (до 300 м) среднего девона, известняково-серпентинитовую брекчию с фауной гонимитов верхнего визе — нижнего намюра. Показана многократность внедрения базитов и ультрабазитов, небольших тел и даек щелочно-кислого состава. Однако основная масса серпентинитов была сформирована уже в довизейское время, так как их обломки имеются в основании капчигайской толщи визе — намюра.

Появились данные о том, что обломки серпентинитов обнаружены в отложениях живетского яруса среднего девона (Сарыталинская полоса) и возраст серпентинитов является даже додевонским. Зерна серпентинитов среди пирокластов среднего девона Кана отмечал в 1961 г. И. П. Морозов, но считал их вторичными образованиями. А. В. Пейве, Г. И. Макарычев и др. пришли к выводу, что в данной полосе серпентиниты — протрузии верхней мантии и что здесь выступает океанический тип разреза.

Необходимо отметить, что Н. П. Васильковский указывал на прогрузивный характер внедрения тел серпентинитов. Это не может вызвать возражения, так как блоки и обломки отложений визе — намюра (и в них самих имеются обломки серпентинитов) заключены в серпентиниты (известняково-серпентинитовая брекчия).

Возраст метаморфических сланцев, в настоящее время объединенных в «канскую свиту», Н. М. Синицын по аналогии со сланцами долины р. Акбуры полагал докембрийским, а Г. И. Макарычев (1970) считал рифейским. Н. Д. Добрецов, А. А. Бакиров по аналогии с атбашинским комплексом глаукофановых сланцев (абсолютный возраст 1100 млн. лет) канскую свиту Карачатыра и итгыусайскую свиту Северного Нуратау считают древней и предполагают, что метаморфизм толщи произошел в раннебайкальский этап. Действительно, все три указанные толщи имеют сходный состав и одинаковую степень метаморфизма.

По данным В. Б. Горянова и др. (1973), образования канской свиты трансгрессивно перекрываются терригенно-карбонатными породами силура.

Канская свита составляет блоки на площади Шураманского и Орос-Булакского участков и в районе Сахарной головы, сложенные зе-

Рис. 17. Схема строения Канской полосы (составлена по материалам И. П. Морозова):

1 — алевриты, песчаники, конгломераты (средний карбон); 2 — слоистые известняки с прослоями сланцев (нижний карбон); 3 — осадочная и сланцевая брекчия и песчаники (нижний карбон); 4 — брекчированные известняки с прослоями хлорито-серпентинитовых сланцев (средний девон); канская свита (нижний — средний протерозой?); 5 — метаморфизованная вулканогенно-осадочная толща; 6 — слюдисто-кварцевые сланцы; 7 — альбито-биотитовые, альбито-амфиболовые сланцы, кварциты; 8 — меланж: гарбуриты, габбро, габбро-диабазы, серпентиниты, перидотиты, спессартиты, керсантиты, альбитофиры, 9 — разрывные нарушения, 10 — элементы залегания пород.

лешими, зеленовато-серыми альбит-хлоритовыми, альбит-тремолитовыми, кварц-серицитовыми сланцами с линзами рассланцованных мраморов (5—20×1—5 м) и темных кварцитов. Они смяты в узкие и крутые изоклипажные мелкие складки. Падение повсеместно южное под углами 60—80°. По данным бурения, снизу блоки также контактируют с серпентинитами. Мощность толщи (В. С. Сафиним она названа «джольбарской») оценивается в 300—500 м.

И. П. Морозов, Я. С. Висьневский и другие считают, что эти породы произошли за счет метаморфизма осадочно-вулканогенной толщи.

На Канском и Тохмат-Дангызском участках преобладают слабометаморфизованные породы — филлитовидные кремнисто-серицитовые и серицит-хлоритовые сланцы темно-серой и зеленовато-серой окраски с шелковистым блеском и изредка плейчатой текстурой. Падение преимущественно северное под углами 40—60°.

Мощность сланцев равна 300—400 м.

Метаморфизм канской свиты, по Я. С. Висьневскому, вызван региональными условиями динамотермального воздействия на первичные породы на сравнительно небольших глубинах. Им выделяются парасланцы серицитовые, серицито-хлоритовые, кварц-слюдистые, кварц-хлоритовые и ортосланцы альбит-хлоритовые, альбит-эпидот-хлоритовые, известняково-альбит-хлоритовые, альбит-эпидот-актинолитовые, очковые тремолит-пироксеновые и эпидозитовые.

Парасланцы сложены в основном из мелких изометричных зерен кварца (0,05—0,1 мм) и субпараллельно ориентированных чешуек серицита, в меньшей степени хлорита (до 0,5 мм в диаметре). В качестве примеси присутствуют альбит, эпидот, лейкоксен, апатит. Текстура сланцеватая, структура микролепидобластовая. Имеются прослои с реликтовой алевролитовой, псаммитовой и даже псефитовой структурой. В них встречаются серицитизированные обломки плагиоклаза и гранитоидов.

Ортосланцы обладают следующим парагенезисом минералов: альбит, тремолит, актинолит, эпидот, реже кальцит. В подчиненном количестве имеются кварц, пироксен, хлорит, магнетит, клиноцоизит, мусковит, апатит, сфен. Основная масса обычно сложена из субпараллельно вытянутых волокон актинолита или (и) тремолита, между которыми располагаются прочие минералы обычно ксеноморфной, но с несколько вытянутой формой зерен. Текстура — параллельно-сланцеватая, структура — гранолепидобластовая.

### Зона высоких предгорий Алая

В зоне высоких предгорий Алая метаморфические сланцы занимают приядерную часть восточного окончания Охинско-Талдыкского синклинория и обнажаются в районах близ правобережья р. Киргиз-Аты в бассейне р. Акбуры, к востоку от верховьев р. Шамшалы, на правом борту р. Чон-Каинды, на правом водоразделе р. Талдыка, протягиваясь широкой полосой от долин р. Киргиз-Аты вплоть до возвышенностей Алдыяр-Намаздек (рис. 18).

Метаморфические образования представлены толщей зеленых сланцев, слагающихся плейчато-дислоцированными хлорит-серицитовыми, хлорит-серицит-кварцевыми, слюдяно-плагиоклазовыми, эпидот-кварц-актинолитовыми разновидностями.

Г. С. Поршняков и др. (1963—1971 гг) считают, что толща зеленых сланцев венчает зоны вулканогенных разрезов девона и вместе с толщей сложнопереслаивающихся осадочных и вулканогенных пород эйфельского (?), живетского ярусов верхнего девона (каиндинская свита)

образуют канскую серию. Они отмечают, что канидинская свита имеет повсеместно тектонические контакты с зеленосланцевой толщей, вопрос о возрасте которой остается открытым.

В 1972 г. В. Б. Горянов, Г. М. Ковпурко и др. отнесли зеленосланцевые образования канской серии, развитые в междуречье Киргизата-Гульча, к докембрию и выделили их в самостоятельную кичикалайскую серию. Образования кичикалайской серии установлены по левому борту р. Акбуры, р. Шанкола, Джилису.

По В. Б. Горянову, кичикалайская серия представлена метапесчани-

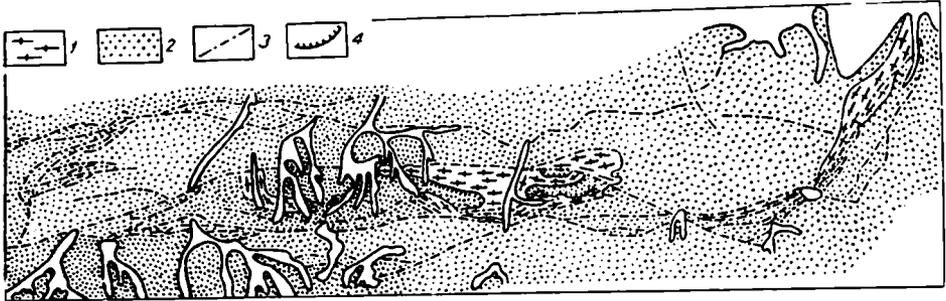


Рис. 18. Схематическая карта докембрийских образований междуречья Чили — Джилису (составлена по материалам В. Б. Горянова, Г. С. Биске, Г. С. Поршнякова):

1 — канская свита (нижний — средний протерозой?); кварц-альбитовые, эпидот-актинолитовые, альбит-эпидот-амфиболитовые и другие сланцы; 2 — отложения среднего и верхнего палеозоя; 3 — разломы; 4 — трансгрессивные контакты.

ками и сланцами, кварц-альбит-серицит-хлоритового, кварц-альбит-хлоритового, альбит-хлорит-эпидот-актинолитового, кварц-альбит-хлорит-актинолитового, хлорит-альбит-слюдисто-кварцевого, хлорит-альбит-роговообманкового состава, являющимися продуктами метаморфизма осадочных и эффузивных пород. Серия состоит из двух свит: нижней торпинской и верхней талдыкской.

В районе р. Шанкола разрез кичикалайской серии представлен образованиями талдыкской свиты. Здесь снизу вверх обнажаются:

пачка переслаивающихся метапесчаников и метасланцев с редкими маломощными прослоями песчаников (330 м);

пачка преимущественно кварц-альбит-серицит-хлоритовых сланцев с редкими горизонтами песчаников и брекчированных метаморфических пород (около 800 м).

Наиболее полный разрез образований кичикалайской серии обнажается по левому борту р. Акбуры, приводим его описание:

торпинская свита метапесчаников, метасланцев в низах разреза и кварц-альбит-серицит-хлоритовых, альбит-хлорит-эпидот-актинолитовых сланцев в верхах (около 520 м);

талдыкская свита кварц-альбит-серицит-хлоритовых, кварц-хлорит-альбит-эпидот-актинолитовых, альбит-хлорит-эпидот-актинолитовых сланцев с горизонтами брекчированных метаморфических пород (около 1500 м).

В низовьях р. Джилису разрез кичикалайской серии следующий:

торпинская свита альбит-хлорит-эпидот-актинолитовых сланцев, переслаивающихся с глауконитовыми метаморфическими сланцами (около 400 м);

талдыкская свита кварц-альбит-серицит-хлоритовых сланцев в низах разреза и кварц-хлорит-альбит-эпидот-актинолитовых, кварц-альбит-серицит-хлоритовых сланцев в верхах (не более 500 м).

Подошва пород кичикалайской серии не обнажается. Серия перекрывается сложениями канидинской свиты среднего — верхнего девона, по данным В. Б. Горянова, с перерывом в основании.

Повсеместно в пределах вышеописанной территории контакт метаморфических сланцев и перекрывающих их осадочных пород (канидинская свита) — тектонический. Однако в ряде пунктов стратиграфический контакт между этими толщами не вызывает сомнений: на правобережье р. Акбуры, в горах Талдык, в низовьях Джилису.

Возраст пород серии В. Б. Горяновым принимается как верхнепротерозойский.

Помимо вышеперечисленных выходов докембрийских образований, в Киргизата-Наукатском районе К. Е. Калмурзаевым в 1970 г. под фаунистически охарактеризованными толщами кембрия выделены позднедокембрийские отложения.

По данным К. Е. Калмурзаева, позднекембрийские и нижнепалеозойские образования слагают ядро Исфайрам-Ачикташского антиклинория, крылья которого представлены породами девона и карбона. Антиклинорий на востоке прослеживается до правого борта р. Акбуры, а на западе до Белерукского разлома.

Позднедокембрийские образования представлены киргизатинской свитой и слагаются в низах разреза глинистыми, глинисто-кремнистыми сланцами и массивными битуминозными известняками в верхах. Мощность — 100—600 м.

В известняках по разрезу р. Шонокла, Акбулака К. Е. Калмурзаев обнаружил остатки микрофитолигов *Volvatella cf. soleta* Na g., *Volvatella zonalis* Na g., по определению Б. Ш. Клиnger, встречаемых в юдомском (вендском) комплексе Учуро-Майского района и северных склонов Алданского щита.

В пределах описываемых участков, а также установленных выходов докембрия метаморфические образования киргизатинской свиты (по К. Е. Калмурзаеву) трансгрессивно перекрываются углеродисто-кремнистыми отложениями кембрия, выделенными в карачатырскую свиту.

В районе Сарытагского рудного района в аналогах карачатырской свиты, перекрывающих метаморфические сланцы, в карбонатных осадках в 1967 г. К. Е. Калмурзаев собрал многочисленные органические остатки, по определению Н. К. Ившина, относящиеся к амгинскому ярусу среднего кембрия.

Таким образом, в зоне высоких предгорий Алая, в полосе южнее Южно-Ферганского глубинного разлома имеются древние метаморфические образования, слагающие крупные разрозненные блоки. Они трансгрессивно перекрыты метаморфизованными осадками кембрия, силура, девона и карбона.

На наш взгляд, довольно высокая степень метаморфизма пород кичикалайской серии, по-видимому, принадлежащая эпидот-амфиболитовой фации, и литологическое сходство с образованиями иттынусайской и канской свит Южного Тянь-Шаня позволяют датировать их нижним—средним протерозоем. Менее метаморфизованные образования киргизатинской свиты (по К. Е. Калмурзаеву) по аналогии их с отложениями тасказганской и бесапанской свит Тамдытау следует считать рифей-вендскими.

#### КАРАКУМО-ТАДЖИКСКИЙ РЕГИОН

##### Юго-западные отроги Гиссарского хребта

В 1884 г. впервые И. В. Мушкетов и Г. Д. Романовский метаморфические образования Гиссара нанесли на геологическую карту Туркестанского края и определили их возраст как азойский.

В 1913 г. Р. В. Клебельсберг дал петрографическую характеристику метаморфических образований. Д. В. Наливкин, Н. П. Херасков, С. В. Колесник данную толщ условно отнесли к докембрию. В. И. Попов (1938) при районировании Средней Азии выделил зону Юго-Западного Тянь-Шаня, в которой основным структурным элементом считал Гиссаро-Каратегинское поднятие с докембрийским кристаллическим основанием.

Большое значение для понимания стратиграфического положения метаморфических образований имела работа П. П. Чуенко (1938), в которой впервые указано на трансгрессивное перекрытие их слабометаморфизованными отложениями нижнего карбона.

В 1939 г. Е. М. Головин выделил единый «древний метаморфический комплекс» и разделил его на нижнюю — кристаллическую (диобчинская, мастоватская и обизарангская свиты) и верхнюю — метаморфическую (шаргуньская свита) серии соответственно додевонского и девонского возраста.

В конце 1940 г. и начале 50-х годов представления о возрасте метаморфических образований существенно изменились. П. Н. Подкопаев, М. М. Лебедь, Г. С. Чикрызов, Х. В. Рыскина и другие стали относить эти образования к силуру — девону на основании представления о согласном перекрытии их фаунистически охарактеризованными среднедевонскими известняками. В отличие от Е. М. Головина, высокую степень метаморфизма пород они объясняли не региональным, а локальным контактовым метаморфизмом.

Идея о докембрийском возрасте метаморфических образований была возрождена Н. М. Синицыным (1955). Позже его поддержали Р. Б. Баратов (1956), М. М. Кухтиков, С. К. Овчинников (1956), А. Г. Тарасенко (1959), которые отметили отсутствие аналогов метаморфических образований среди ниже-среднепалеозойских осадков Гиссара. Метаморфические образования расчленены на нижнюю — кристаллическую (туполангская свита) и верхнюю — метаморфическую (обизарангская и хурсанская свиты) серии с угловым несогласием между ними.

Глубокий метаморфизм пород объяснялся прогрессивным региональным метаморфизмом, а также воздействием гранитоидов.

В конце 50-х годов докембрийский возраст метаморфических образований подтвердился находками комплекса спор и пыльцы в сланцах обизарангской свиты в горах Мачетли и в хр. Кугитанг, по возрасту не моложе нижнего кембрия (С. К. Овчинников, 1956; А. Т. Тарасенко, 1959; Б. В. Тимофеев, Н. П. Поддубный и др.).

Данные представления были приняты и одобрены на Совещании по унификации стратиграфических схем Средней Азии (1959). Кристаллическая серия условно отнесена к архею, а метаморфическая — к протерозою.

С 1961 г. специальными исследованиями метаморфических образований занимались В. Е. Головин, Л. П. Игнатьева, М. М. Кухтиков, И. М. Мирходжаев, А. В. Покровский, О. А. Шнип, Д. А. Рубанов, А. Т. Тарасенко, В. А. Хохлов и др., а позднее Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев и О. Г. Кангро.

А. В. Покровский (1965) выделил три разновозрастных комплекса, различающихся характером и степенью метаморфизма: докембрийский кристаллический, метаморфический условно кембрийский и раннедевонский позднесилурийский.

Позднее А. В. Покровский (1969) наметил три этапа метаморфизма: байкальский (604—720 млн. лет), раннекаледонский (450—480 млн. лет) и позднекаледонской (360—380 млн. лет). Главную роль в формировании кристаллического фундамента сыграл, по его мнению, раннекаледонский

этап, обусловивший в основном современный петрографический облик и тектоническую структуру. В связи с этим, учитывая также особенности магматизма и тектоники, А. В. Покровский сделал вывод, что докембрийский комплекс некогда представлял собой складчато-метаморфическое основание раннепалеозойской геосинклинали, а кристаллический фундамент составляет глубоко эродированную корневую часть завершённой складчатости.

На тектонической карте палеозоя Узбекистана, составленной в 1965 г. под редакцией М. А. Ахмеджанова и О. М. Борисова, к нижнему рифею отнесена пальгарская свита, к верхнему — айлянгарская, а к нижнему венду — ширкентская.

К концу 60-х годов Б. П. Бархатов, О. А. Шнип, Д. А. Рубанов, Г. А. Власов, А. Т. Тарасенко, А. А. Богданов, М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, И. М. Мирходжаев, В. А. Хохлов, В. Е. Хаин докембрийские отложения Юго-Западного Гиссара стали рассматривать как один из выходов кристаллического основания древней (предположительно эпикарельской) платформы, с которого в период от рифея до нижнего карбона вносился материал для прогиба в Южном Тянь-Шане.

В 1967 г. В. А. Хохлов и Л. П. Игнатъева метаморфический комплекс юго-западных отрогов Гиссарского хребта расчленили на следующие свиты (снизу вверх): караташскую и диймалекскую (хр. Байсунтау) уруклинскую и аугинскую (хр. Сусызтау), маляндскую и хандизинскую (хр. Сурхантау). Они высказали предположение об архейском возрасте метаморфических образований хр. Байсунтау и Сусызтау и о протерозойском возрасте пород хр. Сурхантау. Основываясь на результатах радиологических исследований и геологических данных, они определили возраст прогрессивного регионального метаморфизма пород комплекса в 600—700 млн. лет (байкальский этап), а возраст наложенных диафторетических преобразований увязывали с раннегерцинской активизацией Байсунского срединного массива и прогрессивным метаморфизмом отложений Южно-Гиссарской подвижной зоны (370—380 млн. лет).

Впервые В. А. Хохлов и Л. П. Игнатъев дали схему докарбонового магматизма юго-западных отрогов Гиссара. Позднее она детализировалась В. А. Хохловым и В. Е. Головиным (1972), И. М. Мирходжаевым, В. А. Хохловым, В. Е. Головиным, Т. Н. Далимовым (1972), И. М. Исамухамедовым, И. М. Мирходжаевым, П. Д. Купченко, В. А. Хохловым, В. Е. Головиным и др. (1971 г.), И. М. Мирходжаевым, В. А. Хохловым, В. Г. Гарьковцом, В. Е. Головиным и др. (1974), а также рассматривалась В. А. Покровским (1969, 1971).

Докембрийскую кристаллическую серию (Байсунтау и Сусызтау) А. В. Покровский (1969, 1971) подразделил на две свиты — нижнюю флишонидную пальгарскую (4650 м) и верхнюю спилит-диабаз-пикритовую диймалекскую (800—1000 м), а в метаморфической серии (Сурхантау) выделил только айлянгарскую свиту. Для первой серии условно был принят нижнепротерозойский возраст, а для верхней — среднепротерозойский. Прогрессивный региональный метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой (для кристаллической серии) и зеленосланцевой (для метаморфической серии) фаций породы комплекса испытали, по его мнению, в байкальскую эпоху (604—696 млн. лет). Однако максимальное проявление регионального метаморфизма, по мнению автора, приходится на раннекаледонский этап (460—480 млн. лет).

Э. Д. Безуглов, А. Т. Кислицын, И. В. Кондаков (1972) в породах хандизинской свиты (по В. А. Хохлову) обнаружили микрофитофоссилии, определенные А. С. Лопухиным как позднедокембрийские и раннекембрийские: *Letopsophosphaera kirgistica* L o p. msc., *Letopsophosphaera plicatilis* L o p., *Trachysphaeridium exilis* L o p., *Polyforma incrustata* L o p.,

*Gyratosphaerina lovis* L o p., *Gyratosphaerina septata* sp. nov., *Costatosphaerina* sp., *Uniporata?* ex gr. *striata* L o p. msc., *Spumiosina laxa*. L o p., *Vesiculosphaerina singularis* L o p., *Spumiosina dgetemica?* L o p msc. На основании приведенных определений авторы отнесли породы хандизинской свиты к нижнему кембрию.

А. В. Покровский, основываясь на данных Э. Д. Безуглова, А. Т. Кислицына, И. В. Кондакова (1972), отнес к нижнему палеозою не только все метаморфические образования хр. Сурхантау, но и образования айлянгарской свиты, развитые в хр. Байсунтау. К докембрию им отнесена только палгарская и диймалекская свиты, которые, по его мнению, подвергались изохимическому прогрессивному метаморфизму (600—720, 1400 млн. лет) эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации с образованием различных сланцев и эклогитов жадеит-плаггиогнейсового формационного ряда (по А. А. Маракушеву) или кианит-силлиманитовой фациальной серии (по А. Мияширо). В раннекаледонскую (450—480 млн. лет) и позднекаледонскую (340—380 млн. лет) они дополнительно подверглись изохимическому прогрессивному региональному метаморфизму, гранитизации, ультраметаморфизму и кислотному выщелачиванию.

Нижнепалеозойский (кембрий — средний ордовик) метаморфический комплекс Байсунтау, по мнению А. В. Покровского, претерпел метаморфизм зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой (андалузит-силлиманитовой) фаций, а в герцинскую эпоху — филлитовый диафторез.

В 1972 г. В. А. Хохлов, В. Е. Головин, А. Б. Бедер, В. М. Велитченко уточнили схему стратиграфии докембрия Юго-Западного Гиссара и возраст пород комплекса, произвели реконструкцию первичного состава древних образований, детализировали схему докембрийского магматизма и впервые составили крупномасштабную карту метаморфизма докембрийских пород юго-западных отрогов Гиссарского хребта.

Породы, слагающие докембрийский метаморфический комплекс юго-западных отрогов Гиссарского хребта, обнажаются в сводовых частях альпийских горст-антиклиналей (хр. Сусызтау, Байсунтау, Сурхантау).

Радиологическим анализом (калий-аргоновым методом) возраст обыкновенных роговых обманок из параамфиболитов байсунтауского и сусызтауского выходов определен в 576—720 млн. лет, актинолитовых роговых обманок из амфиболитов хандизинской свиты хребта Сурхантау — в 580 млн. лет. Возраст амфиболов из ортоамфиболитов, представляющих собой метаморфизованные основные эффузивы, соответствует, по данным А. В. Покровского (1965, 1967), 604—696 млн. лет. Возраст биотитов из глиноземистых и биотит-амфиболовых гнейсов хр. Байсунтау определен в 568 и 603 млн. лет, причем это — по слюдам из пород шатутской свиты (соответственно «айлянгарской» по А. В. Покровскому).

Поскольку приведенные даты отражают возраст минералообразования и соответствуют времени прогрессивного метаморфизма пород комплекса, докембрийский возраст метаморфических образований юго-западных отрогов Гиссарского хребта можно считать достоверным. В. А. Хохлов и др. получили новые данные при радиологических исследованиях возраста цирконово-свинцовым методом из айлянгарских тоналито-гнейсов, получены два пика —  $590 \pm 60$  и  $1350 \pm 60$  млн. лет (определения А. А. Краснобаева). Видимо, процессы гранитизации пород докембрийского комплекса связаны не с каледонским, а с байкальским этапом регионального метаморфизма.

Дополнительное изучение графитистых кварцитов и хлорит-графитовых сланцев хандизинской свиты позволило А. Г. Поспелову обнаружить

в образцах В. А. Хохлова и В. Е. Головина следующую проблематику, распространенную в широком диапазоне докембрия, в среднем рифее и в венде: *Gleocapsella* sp. indet., *Algotactis* sp. indet., *Vesicularites* sp., indet., *Nubecularites algonkiensis* P o s p., *Camaslaceae*.

Следовательно, неоднократное проявление процессов прогрессивного и регрессивного метаморфизма и явлений гранитизации не выходят за рамки докембрийской эпохи. Это мнение разделяют Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев, О. Г. Кангро (1972), которые кристаллические породы Чакчара, Байсунтау, Сурхантау считают образованиями архейского возраста.

Архей-нижне-среднепротерозойский метаморфический комплекс юго-западных отрогов Гиссара по структурно-фациальным и петрографолитологическим особенностям подразделен В. А. Хохловым, В. Е. Головиным и др. (1972) на байсунтаускую (архей — нижний протерозой) и сурхантаускую (нижний — средний протерозой) серии (рис. 19, табл. 4).

**Байсунтауская серия.** Она включает караташскую (2540 м), ходжабузбаракскую (1960 м), айлянгарскую (1750 м) и шатутскую (810 м) свиты и характеризуется следующими особенностями разреза: а) отсутствием стратиграфических и структурных несогласий, постепенными переходами между свитами; б) свыше 90% мощности разреза серии сложено метаморфизованными алевро-пелитовыми, алевро-псаммитовыми и пелитовыми осадками; в) треть разреза серии (нижняя часть) представлена двучленным флишем; г) полным отсутствием в разрезе грубообломочных образований; д) незначительной ролью основных (5%), средних и кислых (4%) магматических пород.

В пределах гор Сусызтау породы байсунтауской серии, выделяемые под названием сусызтауского комплекса метаморфических пород, обнажаются в отдельных блоках. Метаморфические породы в пределах блоков образуют ряд фрагментов брахиформных антиклиналей. В ядре Уруклинской брахиантиклинали залегают акмолитовые тела кордиеритовых гранитоидов, окруженные мигматитами (350 м), затем они сменяются зоной порфиробластических гнейсов (100—150 м), переходящих в биотитовые кристаллические сланцы с прослоями кварцитов и кварц-хлорит-мусковитовых диафторитов.

Аналогичное зональное строение характерно и для Верхнекызылсайского, Тортмоглысайского и Харкушского поднятий, что указывает на образование зональных куполов на месте толщи биотитовых кристаллических сланцев в результате развития процессов гранитизации (И. М. Мирходжаев, В. Е. Головин, В. А. Хохлов, 1972).

**К а р а т а ш с к а я с в и т а** слагает ядерную часть северо-западного окончания Бахчинской брахиантиклинали и распространена в бассейнах р. Караташа, Палгара, Ширта, Нов-дня и Рупата. По литолого-петрографическому составу в свите выделяются четыре подсвиты.

Особенность строения свиты — мелкоритмичное (двучленное) строение первой и четвертой подсвит, обусловленное тонким (0,2—0,5 м) переслаиванием (в отношении 1:1) биотитовых и кордиерит-силлиманит-биотитовых гнейсов, иногда с гранатом, а также обилием прослоев кварцитов. Вторая подсвита сложена массивными кордиерит-силлиманит-биотитовыми, третья — (гранат)-биотит-силлиманитовыми гнейсами. В кровле караташской свиты залегает горизонт розовато-серых гранито-гнейсов.

**Х о д ж а б у з б а р а к с к а я с в и т а** сложена однообразной ритмично слоистой толщей, представленной переслаиванием (мощность от нескольких сантиметров до 10—15 м) биотитовых и силлиманит-биотитовых гнейсов в верхней части и биотитовых и кордиерит-силлиманит-биотитовых гнейсов в нижней части разреза свиты. Граница между сло-

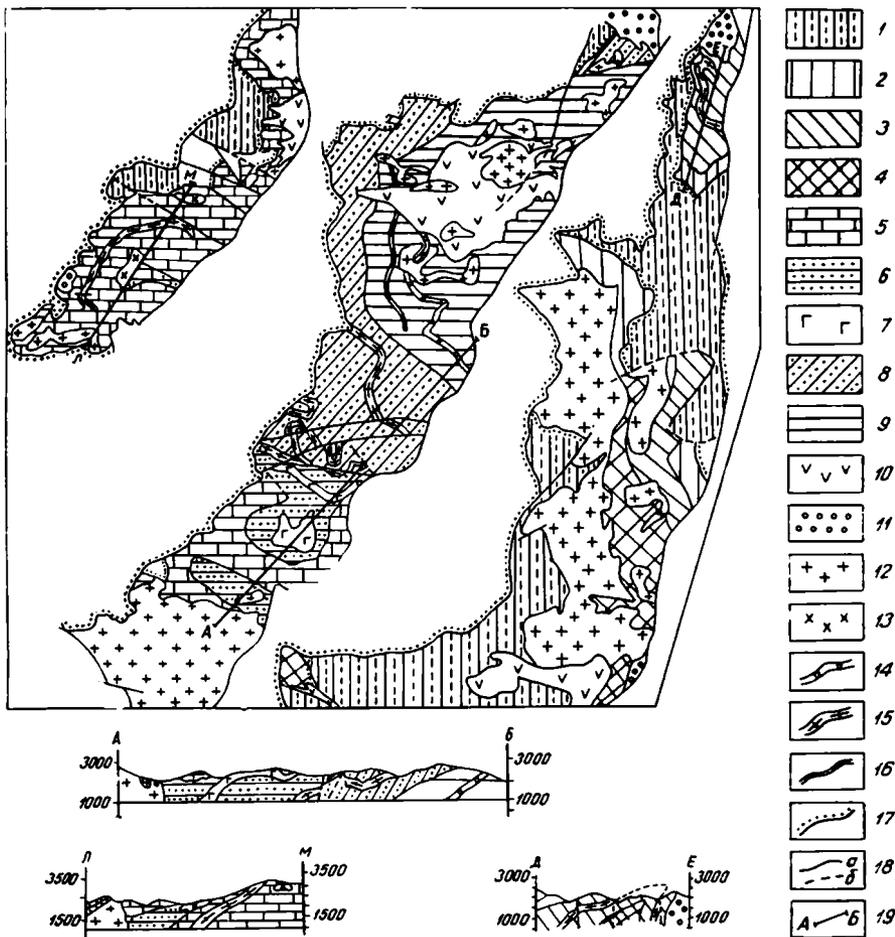


Рис. 19. Схематическая карта докембрийского метаморфического комплекса юго-западных отрогов Гиссарского хребта:

1 — каменноугольные образования; сурхантауская серия (нижний — средний протерозой); 2 — хандизинская свита: кристаллические сланцы — диафториты биотит-хлорит-мусковитовые, кварциты, биотит-амфиболовые ортосланцы; 3 — маляндская свита: биотит-мусковитовые диафторированные микрогнейсы, гранито-гнейсы, ортоамфиболиты; 4 — малянгульская свита: диафторированные силлиманит-биотитовые, кордиерит-силлиманит-биотитовые гнейсы; байсунтауская серия (архей — нижний протерозой); 5 — шатутская свита: биотитовые гнейсы с прослоями гранито-гнейсов, мигматитов, биотит-амфиболовых гнейсов, кварцитов; 6 — айлянгарская свита: пара- и ортоамфиболиты, серпентиниты, в нижней части преимущественно силлиманит-биотитовые гнейсы; 7 — тоналито-гнейсы айлянгарской свиты; 8 — ходжа-бузбаракская свита: переслаивание силлиманит-биотитовых и биотитовых гнейсов, прослои амфиболитов, гранито-гнейсов; 9 — караташская свита: гранат-силлиманит-биотитовые гнейсы, кордиерит-силлиманит-биотитовые, биотитовые гнейсы, прослои кварцитов, амфиболитов, мраморов; 10 — кварцевые порфиры (верхний карбон — пермь); 11 — граниты, гранодиориты, аляскиты (средний — верхний карбон); 12 — граниты, гранодиориты, диориты, габбро (докембрий); 13 — кордиеритовые граниты (докембрий); 14 — мраморы; 15 — гранито-гнейсы; 16 — амфиболиты; 17 — границы несогласий; 18 — тектонические нарушения: а — прослеженные; б — предполагаемые; 19 — линии разрезов.

Результаты определения абсолютного возраста пород докембрийского комплекса юго-западных отрогов Гиссара

| Порода, минерал                            | Место взятия пробы           |                    | Абсолютный возраст, млн. лет | Метод определения | Лаборатория, автор              | Место взятия пробы                 |                    | Абсолютный возраст, млн. лет | Метод определения | Лаборатория, автор                    |
|--------------------------------------------|------------------------------|--------------------|------------------------------|-------------------|---------------------------------|------------------------------------|--------------------|------------------------------|-------------------|---------------------------------------|
|                                            | река                         | свита, массив      |                              |                   |                                 | река                               | свита, массив      |                              |                   |                                       |
| Амфибол из амфиболита                      | Айлянгар                     | Айлянгарская       | 696,4                        | К-Аг              | ИГиГ АН УзССР, А. В. Покровский | Ходжа-Бузбарак                     | Ходжа-бузбаракская | 350 ± 10                     | К-Аг              | ИГЕМ, О. А. Шнип                      |
| Амфибол из гранат. амфиболита              | Ходжа-Бузбарак               | Ходжа-бузбаракская | 604,0                        |                   |                                 | Ходжа-Бузбарак                     | Ходжа-бузбаракская | 366 ± 11                     |                   |                                       |
| Амфибол из грапитизир. амфиболита          | Айлянгар                     | Айлянгарская       | 472 ± 5                      |                   | САИГИМС, В. Е. Головин          | Водораздел Караташа-Ходжа-Бузбарак | Ходжа-бузбаракская | 344 ± 11                     |                   |                                       |
|                                            | Диймалек                     | Айлянгарская       | 455 ± 5                      |                   |                                 | Караташ                            | Караташская        | 324 ± 10                     |                   |                                       |
| Амфибол из амфиболового перидотита         | Уруклы                       | Шатутская          | 1465                         |                   | САИГИМС, В. Е. Головин          |                                    |                    | 352 ± 10                     |                   |                                       |
| Амфибол и пироксен из перидотита           | Уруклы                       | Уруклинский        | 555—886                      |                   |                                 |                                    |                    |                              | 356 ± 10          |                                       |
| Амфибол из амфиболита                      | Кызылсай                     | Шатутская          | 743 ± 10                     |                   |                                 | Пальгар                            | Караташская        | 346 ± 10                     |                   |                                       |
| Амфибол из гранатового амфиболита          |                              |                    | 702 ± 10                     |                   |                                 | Бахча                              | Караташская        | 356 ± 10<br>360              |                   | ИГиГ АН УзССР, В. А. Хохлов           |
| Амфибол из амфиболита?                     |                              |                    | 946                          |                   |                                 | Уруклы                             | Шатутская          | 344 ± 10                     |                   | ИГЕМ, О. А. Шнип                      |
| Амфибол из тоналито-гнейса                 | Айлянгар                     | Айлянгарская       | 570                          |                   | САИГИМС, В. А. Хохлов           | Хандиза                            | Хандизинская       | 328 ± 10                     |                   |                                       |
|                                            | Айлянгар                     |                    | 668                          |                   |                                 | Туркаксай                          | Маяндская          | 330 ± 4                      |                   | САИГИМС, В. А. Хохлов                 |
|                                            | Диймалек                     |                    | 576                          |                   |                                 | Айлянгар                           | Шатутская          | 362                          |                   |                                       |
|                                            |                              |                    | 558                          |                   | САИГИМС, В. А. Хохлов           |                                    |                    |                              |                   |                                       |
|                                            |                              |                    | 588 ± 10                     |                   |                                 |                                    |                    | 415                          |                   | САИГИМС, В. Е. Головин                |
|                                            | Айлянгар                     |                    | 442 ± 30                     |                   | ИГЕМ, О. А. Шнип                | Кызылсай, Чакчар                   |                    |                              |                   |                                       |
| Амфибол из амфиболита                      | Уруклы                       | Шатутская          | 268 ± 18                     |                   |                                 | Уруклы                             |                    | 268 ± 5                      |                   | ИГиГ АН УзССР, В. А. Хохлов           |
|                                            | Ходжа-Бузбарак               | Ходжа-бузбаракская | 312 ± 20                     |                   |                                 |                                    |                    | 325                          |                   | РИ АН СССР, А. Я. Крылов, Ю. И. Силин |
|                                            | Айлянгар                     | Айлянгарская       | 330 ± 23                     |                   |                                 |                                    |                    |                              |                   | САИГИМС, В. Е. Головин                |
| Амфибол из амфибол. кристалл. сланца       | Хандиза                      | Хандизинская       | 580 ± 10                     |                   | ИГиГ АН УзССР, В. А. Хохлов     | Верховья Уруклы                    |                    | 484                          |                   |                                       |
| Циркон из тоналито-гнейсов                 | Айлянгар                     | Айлянгарская       | 1350 ± 60                    |                   | ИГГУ ФАН СССР, В. А. Хохлов     |                                    |                    | 562                          |                   |                                       |
|                                            | Айлянгар                     |                    | 590 ± 6                      |                   |                                 |                                    |                    | 498                          |                   |                                       |
|                                            | Диймалек                     |                    |                              |                   | САИГИМС, В. А. Хохлов           | Айлянгар                           |                    | 470                          | Дисп. двупр.      | ИГиГ АН УзССР, А. В. Покровский       |
| Биотит из тоналито-гнейсов                 | Айлянгар                     |                    | 602,6                        |                   |                                 | Ходжа-Бузбарак                     | Ходжа-бузбаракская | 470 ± 5                      |                   |                                       |
| Биотит из тоналито гнейсов (кв. диоритов)  | Айлянгар                     | Айлянгарский       | 306                          |                   | РИ АН СССР, И. М. Исамухамедов  |                                    |                    | 480                          |                   |                                       |
| Биотит из силлим.-мусковит.-биотит. гнейса | Водораздел Айлянгар — Шатута | Шатутская          | 603                          |                   | САИГИМС, В. А. Хохлов           | Кишлаксай                          | Караташская        | 480<br>455                   |                   |                                       |
| Биотит из мусковит-биотитового гнейса      | Айлянгар                     | Шатутская          | 1239                         |                   | САИГИМС, В. А. Хохлов           |                                    |                    | 460                          |                   |                                       |
| Биотит из гранат-биотитового гнейса        | Караташ                      | Караташская        | 344 ± 11                     |                   | ИГЕМ, О. А. Шнип                | Бедассай                           |                    | 455                          |                   |                                       |
| Биотит из мусковит-биотитового гнейса      |                              |                    | 355 ± 10                     |                   |                                 |                                    |                    | 460                          |                   |                                       |

| Порода, минерал                            | Место взятия пробы |               | Абсолютный возраст, млн. лет | Метод определения | Лаборатория, автор              |
|--------------------------------------------|--------------------|---------------|------------------------------|-------------------|---------------------------------|
|                                            | река               | свита, массив |                              |                   |                                 |
| Биотит из биотитового гнейса               | Ходжа-Бузбарак     | Караташская   | 470                          | Дисп. двупр.      | ИГ АН УзССР<br>А. В. Покровский |
| Биотит из двуслюдяного гнейса              |                    |               | 480                          |                   |                                 |
| Слюдистый метапесчаник                     |                    |               | 485                          |                   |                                 |
| Гранит Бахчинского массива                 | Пальгар            |               | 470                          |                   |                                 |
| Биотит из силлиманит-кордиеритового гнейса | Диймалек           |               | 1400(?)                      | К-Аг              |                                 |
| Биотит из биотитового гнейса               |                    |               | 457 ± 20                     |                   |                                 |
| Биотит из биотитового гнейса               |                    |               | 423 ± 19                     |                   |                                 |
| Биотит из гранитизир. биотитового гнейса   | Ходжа-Бузбарак     |               | 362 ± 17                     |                   |                                 |
| Биотит из мигматита                        | Уруклы             |               | 338 ± 15                     |                   |                                 |

ями резкая и прямолинейная. Иногда встречаются прослои кварцитов с реликтовой бластопсаммитовой структурой.

В последнее время А. В. Покровский (1973) обнаружил эколгиты, которые приурочены к диймалекской (ходжа-бузбаракской, по В. А. Хохлову) свите ортоамфиболитов. Они обнаруживаются в средней части хр. Байсунтау на водоразделе рек Ходжа-Бузбарак и Диймалека. Абсолютный возраст, определенный К-Аг-методом (аналитик Ф. А. Аскарров), эколгитов — 604 млн. лет, а вмещающих амфиболитов — 460-480 млн. лет.

Образования ходжа-бузбаракской свиты слагают ядро Диймалекской и юго-западное крыло Бахчинской брахиантиклиналей и развиты в бассейнах рек Ходжа-Бузбарак, Диймалека и Караташа.

Айлянгарская свита резко отличается от нижележащих ритмичнослоистых свит насыщенностью основными (амфиболсодержащими) породами параряда, ассоциирующими с кварцитами и мраморами. Нижняя часть айлянгарской свиты (первая и вторая подсвиты) сложена очковыми силлиманит-биотитовыми неполосчатыми гнейсами с прослоями кварцитовидных биотитовых гнейсов, амфиболитов, амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов, кварцитов и мраморов. В верхах разреза свиты (третья и четвертая подсвиты) количество основных пород увеличивается до 75% объема разреза, включая тоналито-гнейсы, образовавшиеся в результате гранитизации толщи параамфиболитов (Мирходжаев, Хохлов, Головин, 1971; Хохлов и др., 1972).

Таким образом, айлянгарская свита, слагающая сводовую часть Айлянгарской и южное крыло Диймалекской брахиантиклиналей, представляет собой толщу с высокой степенью осадочной дифференциации (кварциты → глиноземистые гнейсы → мергели → кальцитовые известняки).

Шатутская свита. Породы данной свиты развиты на крыльях Шатутской и Айлянгарской брахиантиклиналей в хр. Байсунтау и слагают почти весь выход докембрийского комплекса в горах Сусызтау.

Вся шатутская свита (810 м) сложена однообразной толщиной биоти-

товых мусковитизированных (диафторированных) плагиогнейсов с многочисленными прослоями метасоматических кварцитов и единичными прослоями биотит-амфиболовых гнейсов (до 5 м). В нижней части (первая подсвита) встречаются многочисленные маломощные (до 2,5 м) прослои кварцитов с бластосаммитовой структурой, т. е. породы осадочного генезиса, во второй подсвите — метасоматические кварциты.

Образования айлянгарской свиты постепенно переходят в штатскую через переслаивание пачек силлиманитовых и биотитовых гнейсов.

В верхах свиты, вблизи Гуматакского массива гранитоидов, среди биотитовых плагиогнейсов, развиты многочисленные послойные тела гранито-гнейсов мощностью до 3 м, как и вмещающие гнейсы, мусковитизированных и окварцованных.

**Сурхантауская серия.** Метаморфическая толща, выделенная в эту серию, наблюдается в виде двух разобщенных выходов. Один из них образует прерывистую полосу из останцов кровли Обинавруз-Вахшиварского массива гранитоидов и восточной приконтактной зоны их, а также Сининского массива гранитов. Породы эти сложно дислоцированы, прорваны многочисленными дайками и апофизами гранитов и представляют собой цепь изолированных выходов максимальной площадью до 2—3 км<sup>2</sup> каждый. Однако в целом устанавливается общее север-северо-восточное падение толщи и, следовательно, наращивание мощности в этом направлении. Вблизи северного контакта Обинаврузского массива гранитов метаморфические породы погружаются под отложения нижнего карбона в северо-восточном направлении.

Все породы описанных выходов, за исключением северной приконтактной полосы Обинаврузского массива, объединены в малянгурскую свиту.

Другой выход метаморфической толщи — Маляндский блок — занимает северное окончание гор Сурхантау. На юге и западе толща перекрывается отложениями нижнего карбона с базальными конгломератами в основании, а на севере прорывается Маляндским штоком гранитов. Породы этой толщи выделены в малянгурскую и хандизинскую свиты.

Малянгурская свита четко разделяется на три подсвиты: нижнюю, сложенную кордиерит-биотитовыми гнейсами, распространеными в виде останцов кровли на южной оконечности Вахшиварского массива, среднюю, сложенную биотит-силлиманитовыми гнейсами, развитыми в средней части приконтактной зоны восточного контакта Обинавруз-Вахшиварского интрузива (бассейн среднего течения р. Малянгур, Обидары, Наурангана), и верхнюю, сложенную кристаллическими биотитовыми сланцами.

Породы малянгурской свиты образуют ядро и северное крыло Малянгурской антиклинали. Все породы подверглись сильнейшему диафторезу: в кордиерит-биотитовых гнейсах кордиерит замещен агрегатом пинита и серицита, биотит почти нацело хлоритизирован и замещается мусковитом и кварцем; в крупнозернистых кордиерит-биотитовых и силлиманит-биотитовых гнейсах замещение происходит псевдоморфно с сохранением первичной структуры; мелкозернистые и биотитовые кристалло-сланцы превращаются в пльчатые зеленые сланцы.

В кордиерит-биотитовых гнейсах встречается множество мелких послойных и секущих тел кордиеритовых гранитов лейкократового облика; местами (р. Обидара) они образуют систему акмолитовых тел.

Переход от кордиерит-биотитовых гнейсов нижней подсвиты к силлиманит-биотитовым средней и далее к биотитовым кристалло-сланцам постепенный (бассейн р. Малянгур).

Во всех подсвитах среди гнейсов и кристаллических сланцев наблюдаются прослои кварцитов (0,3—1,5 м). В верхней подсвите в бассей-

не р. Малянгуга отмечены согласные прослои маломощных амфиболитов.

**М а л я н д с к а я с в и т а.** Метаморфические породы, слагающие Маляндский блок, сматы в сложную асимметричную антиклиналь, ось которой простирается в север-северо-западном направлении. Породы свиты распространены в бассейне р. Рунигса, Англи, Заучака. Свита сложена однообразными биотитовыми плагиогнейсами и кристаллосланцами с редкими прослоями амфиболовых гнейсов и гранито-гнейсов. Амфиболовые гнейсы залегают согласно, иногда тонко переслаиваются с гнейсами имеют линейно-полосчатую текстуру. Гранито-гнейсы — согласные тела с неясной полосчатостью, местами с очковой текстурой (до  $3 \times 1,5$  см).

Все породы маляндской свиты, включая гранито-гнейсы и амфиболовые гнейсы, подверглись зеленосланцевому диафторезу (окварцеванию, хлоритизации, мусковитизации), в результате которого большая часть плагиогнейсов превратилась в кварц-мусковит-хлоритовые сланцы.

В самой верхней части маляндской свиты среди описанных диафторитов наблюдается прослой, по реликтам текстур и структур которого устанавливается его магматическое происхождение. По-видимому, это туф дацит-андезитового состава; переход от этих ортосланцев к вмещающим гнейсам постепенный, через тонкое переслаивание (от нескольких сантиметров до 1—1,5 м).

**Х а н д и з и н с к а я с в и т а.** Породы характеризуются еще большей степенью диафтореза. Они слагают южное крыло Маляндской антиклинали. Здесь также среди зеленосланцевых диафторитов, развившихся по биотитовым плагиогнейсам, встречаются редкие прослои амфибол-биотитовых гнейсов с эпидотом, некоторые из них, судя по реликтам текстурно-структурных особенностей, произошли за счет преобразования эффузивов основного состава.

Встречаются также прослои амфибол-биотитовых сланцев несомненно осадочного генезиса; они тонко переслаиваются с вмещающими гнейсами и имеют линейно-полосчатую текстуру.

Характерная особенность разреза хандизинской свиты — широкое развитие процессов окварцевания, что придало большей части пород кварцитовидный облик (содержание кварца 60—85%); наряду с этим сформировалось большое количество послонных тел метасоматических кварцитов (с содержанием кварца свыше 85%).

Таким образом, сурхантауская серия (~ 80%) в основном сложена первичноосадочными (пелитовыми) породами, причем количество глиноземистых осадков вдвое меньше, чем в байсунтауской серии; количество производных основной магмы ~ 5%.

Для разреза серии характерно наличие достоверно установленных эффузивов кислого и среднего состава, приуроченных к верхам серии.

Рассмотрим основные типы метаморфических пород, слагающих докембрийский комплекс юго-западных отрогов Гиссарского хребта.

1. Кордиерит-силлиманит-биотитовые и кордиерит-силлиманит-биотитовые гранатосодержащие гнейсы широко распространены в караташской свите: здесь они находятся в тонкоритмичном (от нескольких сантиметров до первых метров) переслаивании с биотитовыми гнейсами, а также целиком слагают пачки.

Черные крупнозернистые очковые породы имеют тонкополосчатую (до 1—1,5 см) текстуру. Структура пойкилопорфиробластическая: порфиробласты (до  $0,5 \times 0,3$  см) представлены идиобластическими кристаллами кордиерита (почти полностью замещенного пинитом и серицитом), развивающимися по биотиту. Обычно в них содержатся одновременно гаснущие реликты биотита, а также веретенообразные пучки фибрелита.

Кроме того, встречаются игольчатый силлиманит (до 0,2—0,05 мм), образующий цепочки и неправильные скопления в кварце.

Гранат образует мелкие (0,5—1,2 мм) кристаллы, обычно включенные в кордиерит или биотит. Структура основной массы породы — лепидогранобластовая. Порода подверглась кварц-мусковитовому изменению: по пинцитизированному кордиериту и биотиту развивается крупночешуйчатый мусковит, иногда он замещает и фибролитовые веретена.

Важная особенность структуры этих гнейсов — отсутствие келифитовых оторочек и симплектитов, столь характерных для гранулитовых комплексов мира (Кольская серия, Украинский щит, Удокано-Становая зона и т. д.).

2. Силлиманит-биотитовые и силлиманит-биотитовые гнейсы с гранатом встречаются в тонкоритмичном переслаивании с биотитовыми гнейсами (от нескольких сантиметров до 10—15 м), слагая ходжа-бузбаракскую свиту. В караташской свите они слагают третью подсвиту.

Можно наблюдать две главные текстурно-структурные разновидности: крупнозернистая очковая с неясно тонкопластинчатой (до 1—1,5 см) текстурой и мелко- и среднезернистая массивная. Первая наиболее распространена, образует ритмичнослоистую толщу ходжа-бузбаракской свиты, третью подсвиту караташской свиты, а также значительную часть айлягарской свиты. Структура породы — пойкилопорфиробластовая; порфиробласты (очки до 0,5—1×0,2—0,5 см) сложены веретенообразными скоплениями фибролита с реликтами биотита, а также изометричными и неправильной формы кристаллами калишпата; структура основной массы — лепидогранобластовая; в порфиробластах калишпата часты включения тонкопризматического силлиманита и «капельного» кварца; гранат мелкий (0,3—0,8 мм), равномерно рассеян в гранобластовом агрегате плагиноклаза и кварца.

Мелко- и среднезернистая массивная разновидность встречается в виде прослоев среди биотитовых гнейсов. Структура лепидогранобластовая: силлиманит наблюдается в виде скоплений неправильной формы и цепочек игольчатых (0,01—0,2 мм) кристаллов в кварце и биотите. По оптическим свойствам биотит и плагиноклаз у этой разновидности несущественно отличаются от таковых очковой разновидности.

Как и в кордиеритсодержащих гнейсах, в силлиманит-биотитовых отсутствуют келифитовые, венцовые и симплектитовые структуры.

Широко развиты структуры кварц-мусковитового замещения; мусковит развивается по фибролиту, калишпату и биотиту. Биотитовые гнейсы распространены по всему разрезу байсунтауской серии. В караташской и ходжа-бузбаракской свитах они встречаются главным образом в тонкоритмичном переслаивании с кордиерит-силлиманит-биотитовыми и силлиманит-биотитовыми гнейсами. Это мелко- и среднезернистые породы, тонкополосчатые, существенно более лейкократовые, чем глиноземистые гнейсы. Характерная особенность этих гнейсов — широкое развитие blastopсаммитовых и blastoaleвролитовых структур, средне- и мелкозернистых; обломки представлены округлыми зёрнами кварца размером от 0,1 до 0,5 мм, а цементирующая масса — межгранулярно развивающимся плагиноклазом, биотитом, калишпатом. Номера плагиноклазов сильно варьируют — от 20—25 до 32—38, показатели преломления биотитов в целом существенно меньше, чем в глиноземистых разновидностях.

Наряду с blastopсаммитовыми встречаются и разновидности с лепидогранобластовой и гранолепидобластовой структурами, по количественно-минералогическому составу и свойствам породообразующих минералов они различаются несущественно.

3. Кварциты наиболее распространены в караташской свите в виде пластов мощностью от 0,3 до 15 м, прослеживающихся на 2—3 км. Это

мелко- и среднезернистые породы серого и темно-серого цвета, состоящие из кварца (75—95%), биотита, мусковита, силлиманита, плагиоклаза. Текстура — массивная, структура — большей частью бластосаммитовая (обломки — исключительно округлые зерна кварца размером 0,1—1 мм, цемент — плагиоклаз, кордиерит, биотит); встречаются также прослой с гранобластовой структурой.

Для понимания характера метаморфизма необходимо указать на следующие петрографические особенности описанных пород: широкое распространение парагенезиса Би+Сил+Гр+Кпш, изменение состава плагиоклаза от прослоя к прослою, слабая нормальная зональность плагиоклаза, широкое распространение бластосаммитовых структур, отсутствие келифитовых и симплектитовых структур, сравнительно незначительное развитие кварц-мусковитового и кварц-фибrolитового замещений. Эти особенности свидетельствуют о преобладании в хр. Байсунтау регионального метаморфизма, об инертности щелочей и кремнезема (устойчивость парагенезиса Си+Би+Гр+Кпш и различие составов плагиоклазов).

В то же время отсутствие келифитовых структур, нормальная зональность плагиоклаза, кварц-мусковитовое и кварц-фибrolитовое замещение свидетельствуют о проявлении «отголосков» процессов гранитизации.

Порфиробластические гнейсы в хр. Сусызтау слагают ядерные части брахиантиклиналей и являются субстратом кордиеритовых мигматитов. Характерна текстурная особенность их — крупные (до 3—4 см) округлые порфиробласты и субпараллельные линзовидные полосы (до 2—3×15—20 см) кварц-полевошпатового материала на фоне меланократовой биотит-силлиманитовой основной массы; порода имеет пятнистый облик.

Порфиробласты образованы крупнозернистым агрегатом калишпата и кварца, иногда образующим письменные срастания; в порфиробластах калишпата часто наблюдаются мирмекитизированные реликты плагиоклаза; порфиробласты калишпата иногда псевдоморфно альбитизированы и мусковитизированы; количественно-минералогический состав их широко варьирует, отмечены существенные отличия их от гранитной эвтектики, например, обогащенность кварцем.

Линзовидные субпараллельные полосы сложены средне- и мелкозернистым гранобластовым агрегатом кварца, плагиоклаза с отдельными порфиробластами калишпата, в них также наблюдаются мирмекитизированные реликты плагиоклаза, иногда внутри этих жил можно видеть зарождение порфиробластов. Несколько порфиробластических кристаллов калишпата образуют сростки с письменной структурой. По количественно-минералогическому составу они также существенно отличаются от гранитной эвтектики.

Меланократовая часть этих гнейсов сложена главным образом биотитом с развивающимися по нему фибrolитом, плагиоклазом, единичными порфиробластами калишпата с включениями игольчатого силлиманита и небольшого количества равномерно рассеянного мелкого граната. Вблизи послойных прожилков и в кордиеритовых гранитах по биотиту развивается кордиерит (пинитизированный).

Тонкополосчатые гнейсы слагают в мигматит-гнейсовых куполах (Верхнеуруклинском, Среднекызылсайском) зоны, следующие за зонами мигматитов, а также фрагменты брахиантиклиналей в низовьях р. Кызылсая и верховьях р. Сангардака. Полосчатость (0,5—3 см) преимущественно линейная, но часто наблюдается и мелкая складчатость (плойчатость) с амплитудой 3—10 см, а в замках до 4—5 см.

Лейкократовая часть гнейсов сложена гранобластовым агрегатом кварца, плагиоклаза, единичными чешуями биотита, замещаемого фиб-

ролитом и единичными неправильными порфиробластами калишпата, часто развивающимися межгранулярно. Меланократовая составляющая сложена лепидобластовым агрегатом биотита в сростках с фибролитом, замещающим биотит (25% биотита, 5% фибролита), и кварцем с единичными кристаллами плагиоклаза; мелкие редкие изометричные зерна граната равномерно рассеяны. Наряду с фибролитом наблюдаются скопления короткопризматических кристаллов силлиманита ( $0,01 \times 0,1$  мм) внутри порфиробластов калишпата, веретен фибролита, зерен кварца.

Тонкополосчатые гнейсы, как и порфиробластические, подверглись кварц-мусковитовому замещению, причем мусковит замещает биотит и фибролит, кварц — все минералы, развиваясь вдоль лейкократовых полос гнейсов.

4. Биотитовые кристаллические сланцы слагают внешние зоны мигматит-плутонов и крылья фрагментов брахискладок в нижнем течении р. Кызылсай, верховьях р. Сангардака. Это черные и темно-серые мелкозернистые породы с гранобластовой и лепидогранобластовой структурой, сложенные плагиоклазом, кварцем, биотитом, иногда с небольшим количеством калишпата.

Мигматиты образуют ореол вокруг акмолитовых массивов кордиеритовых гранитов, мощность его в Среднеуруклинском массиве достигает 0,6 км; в Верхнекызылсайском она несколько меньше, 0,5—0,7 км. Субстратом мигматитов служат порфиробластические и тонкополосчатые гнейсы, а жильный материал представлен кордиеритовыми гранитами. Наблюдаются теневые, послойные, плейчатые, агматитовые мигматиты.

Теневые мигматиты встречаются в экзоконтакте акмолитовых тел кордиеритовых гранитов, образуя зоны мощностью до 150—200 м, согласные с залеганием вмещающих толщ и прослеживающиеся до 5 км. Некоторые зоны теневых мигматитов наблюдаются и в удалении (несколько сот метров) от массивов. Они настолько обогащены материалом гранитов, что субстрат остался только в виде неясных пятен, равномерно распределенных в породе.

Структура гранитоидного материала — порфиробластовая (таблитчатые кристаллы кордиерита и калишпата). Субстрат представлен тонкополосчатыми гнейсами, кварцитами и порфиробластическими гнейсами. По мере удаления от массива количество гранитного материала убывает, теневые мигматиты постепенно переходят в полосчатые (li rag lit) и линзовидно-полосчатые. Субстратом для них служат порфиробластические и тонкополосчатые гнейсы.

По кварцитам же, встречающимся среди этой, толщи, развиваются агматитовые мигматиты. Часто полосчатые мигматиты переходят в плейчатые, образуя складки течения. Мощность жил варьирует от 0,5 до 3—4 см. Мощность зоны полосчатых и линзовидно-полосчатых мигматитов доходит до 450 м в Среднеуруклинском массиве и до 350 м в Верхнекызылсайском. Агматитовые мигматиты пространственно совмещены с зоной полосчатых. Они развиваются участками по кварцитовидным прослоям и по порфиробластическим и тонкополосчатым гнейсам.

Во всех типах мигматитов жильный материал легко отличается от субстрата (лейкократового материала порфиробластических и линзовидно-полосчатых гнейсов) присутствием идиобластических кристаллов кордиерита, равномерно рассеянных, реже образующих шпировидные срастания в кварц-полевошпатовой массе, имеющей преимущественно гранитовую структуру. В субстрате мигматитов начинает развиваться кордиерит от тонких кайм между биотитом и силлиманитом до образования порфиробластов кордиерита с включенным в нем силлиманитом.

Гранат часто также образует включения в кордиерите. Так формируется парагенезис кордиерит+гранат+силлиманит вместо биотит+силлиманит.

Следовательно, описанные мигматиты не являются результатом селективного выплавления или проявления метасоматоза, а есть следствие замещения гнейсовой толщи кордиеритовыми гранитами по схеме гранит → загрязненный гранит → мигматит → гнейс. Это подтверждается и отсутствием комплементарности химических составов жильного материала и меланократовой части гнейса (рестита) и гнейса.

Амфиболиты байсунтауской серии докембрийского метаморфического комплекса юго-западных отрогов Гиссарского хребта по минеральному составу подразделяются на полевошпат-амфиболовые, полевошпат-гранат-амфиболовые, полевошпат-биотит-амфиболовые, полевошпат-биотит-гранат-амфиболовые. Большинство амфиболитов — кварцсодержащие (от 5 до 25%).

Структура амфиболитов — нематобластовая, пойкилобластовая, неравномернозернистая, аподиабазовая. Порфиробластовая и пойкилобластовая структуры обычно обусловлены наличием крупных порфиробластов амфибола или граната, имеющих пойкилитовые включения кварца, плагиоклаза. Главные минералы — амфибол и плагиоклаз. Содержание биотита и граната достигает 10—25%. Второстепенные минералы — пренит, эпидот, клиноцоизит — возникают в процессе регрессивного метаморфизма.

По набору акцессорных минералов большая часть амфиболитов близка к вмещающим гнейсам. В редких случаях наблюдаются пироксеносодержащие амфиболиты, где пироксены (энстатит и авгит) сильно амфиболизованы и являются «чужеродными» минералами по сравнению с вмещающими породами, что свидетельствует о первичномагматической природе этих амфиболитов.

Кордиерит-биотитовые и кордиерит-силлиманит-биотитовые гнейсы сурхантауской серии слагают первую малянгурскую подсвиту. Это темные и зеленовато-серые тонкополосчатые породы; полосчатость линейно-параллельная, редко наблюдается пloyчатость. Структура — порфиробластовая и пойкилопорфиробластовая. Порфиробласты представлены прямоугольными, иногда неправильными кристаллами кордиерита, почти полностью замещенного смесью пинита и серицита, а в кордиерит-силлиманитовых гнейсах — также и веретенообразными скоплениями фибролита.

И кордиерит, и силлиманит развиваются по биотиту, одновременно гаснущие реликты которого часто наблюдаются внутри пинита и фибролита. Биотит плеохроирует от светло-желтых до коричневатых тонов ( $N_m = 1,628 - 1,652$ ) основная плеохроия плагиоклаза колеблется от № 15 до № 38, наблюдается слабая прямая зональность.

Силлиманит-биотитовые гнейсы, слагающие вторую малянгурскую подсвиту, в структурно-текстурном отношении подобны описанным кордиеритовым, а минералогически отличаются только отсутствием кордиерита. Оптические свойства плагиоклаза и биотита практически такие же, как и кордиеритсодержащих. Силлиманит наблюдается в виде фибролита.

Биотит-мусковит-хлоритовые кристаллосланцы (диафториты) занимают свыше 80% объема маляндской и хандзинской свит. Это серовато-зеленые и зеленые породы с резко выраженной пloyчатой-сланцеватой текстурой, возникшей в результате рассланцевания плагиогнейсов. Реликты первичной гнейсовой текстуры сохранились в породах из низов маляндской свиты. Структуры кристаллосланцев имеют катакластический характер: чешуи хлоритизированного биотита изогнуты, кварц

имеет мозаичное погасание, иногда его кристаллы (как и плагноклаза) растресканы, в то же время во всех диафторитах наблюдается высокая степень кристаллобластеза. Неперекристаллизованные перетертые разности отсутствуют. По минеральным парагенезисам можно выделить две температурные ступени.

В эпидот-хлоритовой ступени актинолит и биотит неустойчивы, замещаются хлоритом. При распаде биотита выделяется сагенит. Гранат и андалузит замещаются мелкочешуйчатым серицитом. Плагноклаз альбитизируется. В эту стадию происходит интенсивное окварцевание и турмалинизация; мелкогранулированный кварц замещает биотит, актинолит, плагноклаз, образуя линейные полосы разной степени перекристаллизации, часто с ними ассоциирует турмалин. На этой стадии образуется пирит, рассеянная минерализация которого повсеместно распространена в диафторитах.

С диафторитами этой ступени связаны многочисленные гидротермальные жилы, по парагенезисам изофациальные с диафторитами этой ступени: наиболее распространены кварц-пиритовые, кварц-хлорит-пиритовые и кварц-турмалиновые жилы. Зальбанды жил всегда обогащены хлоритом, пиритом, эпидотом. Для кварц-турмалиновых жил характерна следующая зональность: диафторит — зона окремнения + пирит-кварц-турмалиновая жила. Кварц молочно-белый, крупно- и гигантозернистый Кубики пирита концентрируются в зальбандах жил.

В серицит-кальцитовой ступени процессы выщелачивания достигают максимума; наблюдается замещение альбита кварцем и серицитом, хлорита-мусковитом (серицитом) с образованием кварц-серицитовых филонитов. Последние имеют структуру мелкозернистых гранолепидобластовых сланцев, в которых среди линейных и изогнутых полосок кварца расположены чешуйки мусковита, замещающего хлорит, и остатки почти нацело серицитизированного альбита. С диафторитами этой ступени связаны наиболее низкотемпературные жилы: кварцевые, кварц-серицитовые, кварц-карбонатные, кварц-карбонат-пиритовые, кварц-карбонат-хлоритовые.

Между диафторитами двух ступеней существуют взаимопереходы, причем наиболее низкотемпературные породы занимают участки, приуроченные к зонам разломов, а также верхним частям разрезов хандзинской и маляндской свит.

## Южный Гиссар

Метаморфические породы обнажаются в пределах двух полос — в центральной части Южного Гиссара и в южной части хребта вблизи зоны Южно-Гиссарского глубинного разлома.

В первой полосе широко развиты массивы гранитоидов верхнего палеозоя. Метаморфизм песчано-сланцевых пород неравномерный, интенсивность его убывает с удалением от массивов, что явно указывает на контактово-метаморфический генезис метапород. Возраст песчано-сланцевой толщи, по мнению большинства исследователей, — ордовик-силурийский, но предполагается и наличие отложений нижнего карбона.

М. М. Кухтиков (1968) считает, что среди метаморфических пород есть принадлежащие докембрию; в частности, на основании глубокого регионального метаморфизма к докембрию им условно отнесена толща кристаллических сланцев и мрамора гор Османтала и толща парагнейсов и гнейсовидных сланцев бассейна р. Кафирнигана (иосская свита).

По данным А. Т. Тарасенко и О. Г. Кангро, абсолютный возраст метаморфизма слюдистых сланцев из восточных частей южного склона Гис-

сарского хребта по К-Аг-методу для бассейна р. Суффы — 396 млн. лет, для бассейна р. Обизаранга — 415 млн. лет.

В южной полосе метаморфизованные породы слагают две свиты: мастоватскую и ширкентскую.

Мастоватская свита выделена в 1939 г. Е. М. Головиным из состава метаморфической (шаргуньской) серии. В 1949 г. П. Н. Подкопаев и М. М. Лебедь в бассейне р. Шатрута установили согласное залегание фаунистически охарактеризованных известняков среднего девона на зеленых сланцах мастоватской свиты, в связи с чем возраст ее приняли за верхнесилурийско-нижнедевонский («Геология СССР», т. XXIII, 1972). В связи с находкой в отдельных блоках фауны кембрия и ордовика большинство исследователей принимают его за кембро-среднеордовикский (Покровский, 1973). Отложения метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и частично эпидот-амфиболитовой фаций.

По данным Ю. В. Михайловой и др. (1973), в пределах Чапух-Дандочоканской полосы метаморфические породы слагают три пачки, выступающие в присводовой части Чапухской антиклинали. Нижняя пачка сложена хлорит-серпичит-кварц-полевошпатовыми сланцами (по липаритовым порфирам) с горизонтами и линзами амфиболитов, хлорит-эпидот-амфиболовых и хлорит-известковистых сланцев, мраморизованных известняков. Средняя пачка представлена перемежающимися хлорит-эпидот-амфиболовыми сланцами, амфиболитоподобными породами, метаморфизованными известняками.

В составе указанных пачек основные породообразующие минералы — актинолит и обыкновенная роговая обманка, альбит-олигоклаз-кварц, эпидот, хлорит, биотит, мусковит. Из аксессуарных установлены сфен, апатит, циркон.

Верхняя пачка сложена кварц-полевошпатовыми и известняково-кварц-полевошпатовыми сланцами с прослоями и линзами хлорит-эпидот-амфиболовых и хлорит-известковистых сланцев, мраморизованных известняков.

Две первые пачки метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации, верхняя — в зеленосланцевой. По степени метаморфизма и составу первые две пачки могут быть сопоставлены с «зеленокаменной» толщей условного нижнего — среднего протерозоя, а верхняя — с рифейскими отложениями Западного Узбекистана. Однако необходимо отметить интенсивную рассланцовку, смятие в мелкие складки, межпластовые перемещения, зоны брекчирования и будинизирования, что указывает на проявление динамотермального процесса, развитие которого могло происходить и по отложениям палеозоя.

Ширкентская свита выступает в виде узких полос на южном склоне Гиссарского хребта в среднем течении р. Ширкента, на правом берегу р. Ханаки, в бассейне р. Обизаранга. В 1939 г. Е. М. Головин выделял их в обизарангскую свиту мощностью до 1800 м. Возраст отложений докембрийский (М. М. Кухтиков), рифейский (Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев, О. Г. Кангро), вендский (М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов), кембро-среднеордовикский (А. В. Покровский), ордовик-силурийский (Э. А. Портнягин, В. И. Павлов, И. А. Ковальчук), верхнесилурийско-нижнедевонский (Г. С. Чикрызов, Х. В. Рыскина).

Из метаморфических пород Ширкента, Обизаранга, Кштута известны многочисленные споры позднего докембрия — раннего кембрия (определения Б. В. Тимофеева).

В бассейне р. Ширкента отложения имеют вертикальное падение и широтное простирание. Они выступают в ядре Ширкентской антиклинали и на них с резким угловым несогласием залегает базальный горизонт конгломератов нижнего карбона. В составе гальки имеются гнейсы, ам-

фиболиты, кварциты, мраморы, филлиты, мраморизованные известняки, слюдистые сланцы и слабометаморфизованные породы. В горах Мечетли ширкентская свита с несогласием перекрывается карбонатно-терригенной толщей верхнего силура (Д. А. Рубанов).

В южной половине моноклинали свита сложена филлитами с прослойками филлитизированных песчаников, а в северной половине песчаники преобладают над филлитами.

Из темно-серых аргиллитовых сланцев правобережья р. Ширкента Е. В. Тимофеев определил следующие споры: *Protoleiosphaeridium conglutinatum* Tim., *Leiologotriletes crasos* (Naum.) Tim., *Leiologotriletes compactus* Tim., *Mycerologotriletes marmoratus* Tim., *Trachyologotriletes incrassatus* (Naum.) Tim., *Trachyologotriletes nevelensis* Tim.

По р. Обзирангу А. Т. Тарасенко приводит следующий разрез («Геология СССР», т. XXIII, УзССР, 1972):

кристаллические светло-серые сланцы (кварц-слюдистые, кварц-биотитовые, альбит-биотитовые, кварц-мусковит-амфиболовые и др.) (350 м);

песчаники темно-серые, метаморфизованные, чередующиеся со слюдистыми кварцитами, по составу отвечающими аркозовым песчаникам (200 м);

кварциты темно-серые, чередующиеся с филлитоподобными сланцами, метаморфическими песчаниками и кремнистыми сланцами (300 м);

конгломераты межформационного типа, состоящие из галек гнейсов, кристаллических сланцев, кварцитов и кварца (12 м);

филлиты и филлитовидные серые сланцы, местами плейчатые, иногда чередующиеся с метаморфизованными песчаниками и черными кварцитами (500 м).

В слюдисто-альбитовых и метаморфических сланцах найден подобный находящимся в бассейне р. Ширкента комплекс спор.

Таким образом, ширкентская свита метаморфизована преимущественно в зеленосланцевой фации и перекрыта с большим несогласием и перерывом отложениями верхнего силура — нижнего карбона, имеет комплекс спор верхнего протерозоя — нижнего кембрия. На данном этапе исследований можно полагать, что из ее состава в будущем могут быть выделены отложения рифея, венда и, вероятно, кембро-ордовика.

## Каратегин

На «Геологической карте Туркестанского края», изданной в 1884 г., И. В. Мушкетов и Г. Д. Романовский отнесли метаморфические отложения Каратегина к азойским образованиям. В 1904 г. Я. С. Эдельштейн в районе Гарма — Матча выделил гнейсы в низах метаморфической толщи и кристаллические сланцы в ее верхах. На основании данных Я. С. Эдельштейна Д. В. Наливкин (1926) отнес всю метаморфическую толщу Каратегина к докембрию. В 1927 г. на геологической карте Туркестана, изданной под редакцией В. Н. Вебера и Д. В. Наливкина, она уже индексировалась докембрием.

В начале 30-х годов Таджикско-Памирской экспедицией в пределах палеозойских выходов Зарафшано-Гиссарской области найдены многочисленные органические остатки силуро-девона, в связи с чем немые метаморфические толщи стали относить к ним: в частности, гнейсовая толща Каратегина А. П. Марковским (1934) была отнесена к среднему палеозою. Следует отметить, что эта точка зрения отстаивается некоторыми исследователями до настоящего времени.

В 1955 г. М. М. Кухтиков (1968), основываясь на высоком равномерном метаморфизме пород, вновь отнес метаморфическую толщу Каратегина к докембрию.

На Ташкентском стратиграфическом совещании в 1958 г. принята схема расчленения метаморфической толщи Каратегина, в которой выделены следующие серии:

гармская — архей раннего протерозоя, состоящая из двух свит: каратегинской — парагнейсов, ортогнейсов и мигматитов (более 2000 м) и шульмакской — мраморов (до 1000 м);

барзангинская — позднепротерозойская, содержащая покрут-горифскую (аналог ягнобской) свиту серицитовых, хлорито-кварцевых, графитовых (микросталлических) сланцев, кварцитов (2000 м) со спорами верхнего протерозоя и тагичинарскую свиту глинистых сланцев с линзами и прослоями известняков с фауной ранне- и среднекембрийского возраста.

В начале 60-х годов А. В. Бурмакин и Д. А. Старшинин описали основные петрографические особенности метаморфических пород и установили отсутствие постепенных переходов между метаморфической толщей и залегающими на ней с угловым несогласием породами палеозоя. По их данным, возраст наложенного метаморфизма гнейсов, установленный К-Аг-методом, — 557 млн. лет.

М. М. Кухтиков (1968), относя метаморфическую толщу Гармского района к докембрию, отметил, что состав ее аналогов в Хантском и Джиргатальском районах несколько иной, здесь преобладают темно-серые биотит-плагиоклазовые, кварц-биотитовые и биотитовые сланцы с прослоями и линзами мраморов, роговиков, мигматитов и гнейсов.

Докембрийский возраст кристаллической толщи принимается большинством исследователей, однако некоторые (А. С. Шадчиев и др., 1970) считают их верхнесилурийско-нижнедевонским, основываясь на фауне, собранной в пачках известняков. Если это так, то вызывает возражение сонахождение в одной толще слабометаморфизованных известняков и метаморфических пород амфиболитовой фации. В данном случае мы можем лишь предполагать, что верхнесилурийско-нижнедевонские известняковые пачки зажаты между тектоническими пластинами докембрия.

Метаморфическая толща Каратегина изучена еще слабо. Ее полиметаморфические комплексы описаны Н. А. Поповой, Ю. И. Нуйсковым, С. С. Лимом, В. Т. Вашуровым (1971), Л. Н. Бельковой, В. Н. Огневом, О. Г. Кангро (1972 а, б), Р. Б. Баратовым (1970), Р. Б. Баратовым, К. Г. Будановой, В. И. Будаковым, Н. А. Поповой (1973). По данным этих исследователей, метаморфический комплекс сформировался в результате проявления нескольких этапов метаморфизма. Породы его слагают крупный блок, ограниченный с севера Гиссаро-Каратегинским разломом (М. М. Кухтиков, 1968), а с юга — Вахшским.

В строении каратегинского комплекса различают центральную зону ультраметаморфизма и диафториты приразломной зоны, с которой на севере и западе контактируют мощные толщи хлорит-серицит-кварцевых («зеленых») сланцев. Комплекс слагает вытянутую в субширотном направлении антиклинальную структуру, осложненную мелкой складчатостью и сериями небольших нарушений.

В центральной зоне преобладают мигматиты, с которыми связаны анатектиты и палингенные гранитоиды, а также плагиогнейсы, в меньшей мере амфиболиты, кристаллические сланцы, мраморы-кальцифиры и очень редки кварциты и кварцитовидные породы. В них Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев, О. Г. Кангро (1972) отмечают хорошо выраженную слоистую текстуру и тонкоритмичное (несколько сантиметров) флишонд-

ное строение; нередко наблюдается косая слоистость, по-видимому, созданная переслаиванием пород различного петрографического состава, что свидетельствует о первичноосадочной природе кристаллических пород.

Многообразие пород каратегинского комплекса обусловлено различным литологическим составом первичных осадков, процессами регионального прогрессивного метаморфизма (до гранулитовой и амфиболитовой фаций) и наложенными процессами ультраметаморфизма. Последующие процессы диафореза затронули лишь краевые участки комплекса.

К продуктам прогрессивного регионального метаморфизма относятся гнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты, мраморы и кальцитиферы, кварциты.

Среди гнейсов и кристаллических сланцев, которые тесно ассоциируют друг с другом, различаются биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-силлиманит-биотитовые, гранат-ставролит-биотитовые, реже рогово-обманковые и пироксеновые разновидности. Структура пород обычно гранобластовая и лепидогранобластовая.

Породообразующие минералы — плагиоклаз (альбит-олигоклаз, олигоклаз, реже олигоклаз-андезин), кварц, бурый плекситовый биотит (обычно магнезиально-железистый), гранат (пироп-альмандин с небольшой примесью спессартитовой, гроссуляровой и андрадитовой составляющей), сноповидный силлиманит, идиоморфный «ситовидный» ставролит, обыкновенная буроватая до темно-зеленой роговая обманка, моноклинный (диопсид-геденбергит) и ромбический (энстатит-гиперстен) пироксен бледно-зеленого цвета. Весьма редки зерна калиевого полевого шпата (нерешетчатый микроклин, реже микроклин-пертит) и кордиерита. Из аксессуарных встречаются циркон, апатит, ильменит, рутил, магнетит, сфен, монацит.

Амфиболиты образуют тонкие прослои (от 0,5 до нескольких сантиметров) темного цвета. Текстура сланцеватая; структура гранобластовая. Слагаются обыкновенной роговой обманкой с примесью кристаллов моноклинного пироксена (диопсид-геденбергит), биотита, кварца, плагиоклаза (андезин, андезин-лабрадор), графита, граната (андрадит-гроссуляр).

Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев, О. Г. Кангро (1972 а, б) считают, что амфиболиты образовались за счет известково-глинистых прослоев, о чем свидетельствуют тонкослоистая текстура пород и принадлежность их к первичноосадочному кальциево-магнезиальному типу (по классификации Лопадю-Арга).

Мраморы и кальцитиферы в нижней части кристаллической толщи тонко переслаиваются с другими разновидностями пород, в верхней же они образуют прослои в несколько десятков метров. Мраморы сложены из кристаллов чистого кальцита. В кальцитиферах, кроме кальцита, присутствуют моноклинный пироксен (диопсид-геденбергит, ближе к диопсиду), гранат (гроссуляр) и зерна магнетита.

Кварциты и кварцитовидные породы (от долей до нескольких десятков сантиметров) чередуются с другими разновидностями пород кристаллической толщи и нередко достигают 250—300 м мощности. Текстура — тонкослоистая, структура — гранобластная до роговиковой. Слоистость выражена чередованием светлых кварцевых прослоек с темными, в которых кварц либо загрязнен рудной пылью, либо магнетитом и ильменитом, концентрирующимися в виде тяжей или мелких линз. Встречаются биотит, плагиоклаз (альбит), диопсид, гранат, реже — циркон, рутил.

К продуктам ультраметаморфизма относятся тонкослоистые и тене-

вые мигматиты, анатектиты и палингенные породы (реоморфические гранитоиды).

Мигматиты наиболее широко развиты в центральной части кристаллической толщи. Послойные мигматиты обычно осложнены мелкой плоччатостью. Мигматизированные гнейсы через теневые мигматиты постепенно переходят в гранит-мигматиты (анатектиты). Они многократно переслаиваются с гнейсами и другими кристаллическими породами, что указывает на пластовый характер процессов мигматизации.

Среди наиболее мигматизированных пород имеются секущие и постепенно переходящие в мигматиты тела реоморфических гранитов с размерами от долей до нескольких десятков и сотен метров. Они все содержат включения темных кристаллических пород (скиалиты). Сами гранитоиды имеют гнейсовидную, массивно-гнейсовидную и массивную текстуры и гранобластовую, порфиробластовую и гипидиоморфнозернистую структуры. По составу превалируют биотитовые, биотит-роговообманковые, реже биотит-пироксеновые плагиограниты, реже встречаются кварцевые диориты и лейкократовые граниты.

Н. А. Попова, Ю. И. Нуйсков, С. С. Лим, В. Т. Вашуров (1971) считают эти гранитоиды палеозойскими, а Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев, О. Г. Кангро (1972 а, б) полагают, что региональный метаморфизм (гранулитовая и амфиболитовая фации) произошел одновременно с ультраметаморфизмом. Р. Б. Баратов и др. (1973) отмечают наложенный, но докембрийский возраст ультраметаморфизма, после которого произошли явления диафтореза.

К продуктам диафтореза в приразломных зонах внутри и вокруг кристаллической толщи относят гнейсовидные и сланцеватые диафториты эпидот-амфиболитовой фации. Диафторез проявлялся в серицитизации, эпидотизации и альбитизации полевых шпатов, в хлоритизации биотита и роговой обманки, в актинолитизации моноклинного пироксена, в замещении антофилитом и идингситом ромбического пироксена, эпидотом и цоизитом — гроссуляра, хлоритом — граната.

Р. Б. Баратов и др. (1973) установили среди мигматитов реликты парагенезисов гранулитовой фации: герцинит±кордиерит±гранат±силлиманит+биотит+кварц+плагиоклаз 30—40 и гиперстен+гранат+плагиоклаз 35—40 + кварц. Среди пород амфиболитовой фации ими установлены следующие парагенезисы Гр+Корд±Силл+Би+Пл 25—30+Кв (в меланосомах мигматитов), Шп+Ди+Фо+Фл+Дол+Ка (в мраморах и кальцифирах), Ди+Ам (бурый)+Пл 40 (в параамфиболитах), Ам+Пм+Гр+Пл 50—90+Кпш+Кв+Гра (в кварцитовидных породах).

К эпидот-амфиболитовой фации в зоне диафтореза ими отнесены гнейсы-диафториты, амфиболиты-диафториты, серпентинитовые кальцифиры — диафториты.

Биотитовые гнейсы из различных участков зоны ультраметаморфизма, по данным свинцово-изохронного метода (лаб. ВСЕГЕИ, О. А. Шнип, В. А. Кутенец, С. Л. Ширкина, 1973), датируются нижним археем ( $2980 \pm 620$ ,  $2590 \pm 900$ ,  $3000 \pm 510$ ,  $2800 \pm 600$  млн. лет).

Термодинамические условия метаморфизма по минеральным парагенезисам в начальные этапы оцениваются температурой до  $750^\circ$  и давлением до 7 кбар (Баратов, Буданова, Будаков, Попова, 1973).

Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев, О. Г. Кангро (1973 а, б) выше карагетинского комплекса помещают шаурскую свиту мраморизованных известняков, выступающих вблизи пос. Шаур в ядре антиклинальной складки и к северу от г. Хаит в долине р. Карагушханы. Условно свита отнесена к среднему протерозою. Однако достаточных фактов в пользу отнесения ее к докембрию нет. Большинство исследователей известня-

ки рассматриваются как фрагменты силур-девонской карбонатной толщи. Эту точку зрения разделяем и мы.

Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев, О. К. Кангро (1927 а, б) к рифею относят ягнобскую свиту, которая слагает полосу шириной 20 км по северному склону Гиссарского хребта и Каратегина, на южном склоне она обнажается в среднем течении р. Ширкента.

В Каратегине зеленокаменная толща (аналог ягнобской свиты) обрамляет с севера каратегинский комплекс, контакт между ними тектонический. Она перекрыта слабометаморфизованными ордовикскими отложениями (по Д. В. Мучаидзе и Ю. И. Нуйскову). Зеленокаменная толща несколько отличается от ягнобской свиты широким развитием в ее составе хлорит-серицит-альбит-кварцевых и кварцитовидных сланцев. В Каратегине ими слагается пояс «зеленых сланцев», которые во многом сходны со сланцами-диафоритами приразломных зон, где, как известно, встречаются минеральные парагенезисы амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. Поэтому в поясе «зеленых сланцев» не исключается возможность присутствия даже реликтов минералов гранулитовой фации (Баратов, Буданова, Будаков, Попова, 1973).

Мы полагаем, что зеленокаменная толща Каратегина является аналогом хандизинской свиты Южного Гиссара и поэтому условно ее можно отнести к нижнему — среднему протерозою.

### ГЛАВА III. ПРОЕКТ СХЕМЫ СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЯ И ТИПИЗАЦИЯ РАЗРЕЗОВ

В основу проекта схемы стратиграфии докембрийских образований Среднего и Южного Тянь-Шаня положено стратиграфическое деление, предложенное А. А. Ариповым, М. А. Ахмеджановым, О. М. Борисовым (1969). Это стратиграфическое деление хорошо коррелируется с известными стратиграфическими схемами докембрия Северного Тянь-Шаня, Центрального Казахстана, Южного Урала, Памира и Гималаев (рис. 20).

При расчленении докембрия применялся историко-геологический метод. Основное внимание уделялось структурно-стратиграфическим комплексам и их взаимоотношению друг с другом, наличию органических остатков, определениям абсолютных возрастов, соотношениям структурных планов, различием в составе и степени метаморфизма.

Органические остатки обычно представлены водорослями и продуктами их жизнедеятельности, бактериальными скоплениями и микрофитолитами. Водоросли и онколиты установлены в отложениях тасказганской свиты и ее аналогах (Тамдытау, Букантау, Северный Нуратау) и определены А. Г. Поспеловым, К. Б. Корде, Б. Ш. Клиндер, Г. В. Болговой, М. С. Якшиным как верхнепротерозойские. Микрофитоциты верхнепротерозойского облика известны и в метаморфизованных породах Гиссара, Каратегина и Киргизатинского хребта.

Пока неопределимые водорослеподобные ископаемые остатки обнаружены в кристаллических толщах (байсунская серия) Юго-Западного Гиссара.

Абсолютный возраст пород докембрия определялся К-Аг-и свинцово-изохронным методами. К-Аг-методом определялись преимущественно валовые пробы, в некоторых случаях слюды и редко — амфиболы.

Анализ данных абсолютного возраста позволяет наметить несколько эпох наложенного метаморфизма (термальные события), в общем совпадающих с основными орогеническими эпохами. Наиболее древний возраст имеет амфибол из перидотита р. Уруклы (Юго-Западный Гиссар) — 1465 млн. лет. Более определены следующие эпохи—1300—1400 млн. лет (совпадает с эпохой орогенеза готского цикла тектогенеза), 1243 млн. лет (единичное определение, возможно, отражающее метаморфизм гренвильского цикла), 800—950 млн. лет (в Северной Евразии, Австралии и Северной Америке получены аналогичные определения возраста, которые хорошо характеризуют эпоху смены среднерифейского комплекса строматолитов верхнерифейским), 600—740 млн. лет (по многим регионам СССР этот интервал связан с предвендским периодом байкальского орогенеза).



Рис. 20. Схема распространения докембрийских образований Узбекистана и сопредельных территорий (со снятым мео-кайнозойским чехлом).

Главнейшие структурно-формационные подразделения; I — Северный Тянь-Шань; II — Средний Тянь-Шань; III — Южный Тянь-Шань; IV — Каракумо-Таджикский регион; V — погребенная часть Урала;

1 — суперкрупные образования архея — нижнего протерозоя; 2 — «зеленокаменные» образования нижнего — среднего протерозоя; 3 — нерасчлененные образования архея — среднего протерозоя; 4 — терригенно-карбонатные отложения нижнего — среднего рифея; 5 — слюдяные сланцы среднего рифея (?); 6 — карбонатно-кремнисто-терригенные отложения верхнего рифея; 7 — терригенные отложения венда; 8 — нерасчлененные отложения рифея — венда; 9 — предполагаемые площади развития отложений рифея и венда; 10 — гнейсы, тонолиты, условно архея — нижнего протерозоя Юго-Западного Гиссара; 11 — гранито-гнейсы архея — среднего протерозоя Каратегина; 12 — гранодиориты и граниты условно предрифейские Юго-Западного Гиссара; 13 — плагиограниты предверхнерифейские Пскемского хребта; 14 — массивы гранитоидов условно докембрийского возраста; 15 — массивы гранитоидов среднего и верхнего палеозоя (в пределах докембрийских образований); 16 — массивы основных и ультраосновных пород среднего палеозоя; 17 — серпентиниты докембрия — среднего палеозоя; 18 — Южно-Тяньшаньский глубинный разлом; 19 — «линия Николаева»; 20 — краевые разломы (цифры в кружках); 1 — Южно-Каратауский, 2 — Краевой Чаткальский, 3 — Ичкентауский, 4 — Андижано-Ошский, 5 — Бесапано-Южно-Ферганский, 6 — Арало-Кустанайский; 22 — прочие разломы; 21 — контуры выходов палеозойских и докембрийских образований на поверхность.

Установлен, кроме того, следующий ряд проявления регионального метаморфизма: 530—580 (Юго-Западный Гиссар, Северный Нуратау, Джетымтау), 400—490 (Юго-Западный Гиссар, Северный Нуратау, Султануиздаг, Ауминзатау, Букантау), 335—380 и 260—290 млн. лет (во всех участках),

Свинцово-изохронным методом пока получено несколько определений. Амфиболит из ауминзинской свиты показал возраст 1300 млн. лет. В Гармском блоке для биотитовых гнейсов (4 пробы) определен возраст в 2,5—2,9 млрд. лет (аналитик Г. А. Мурина), в тасказганской свите возраст доломитов—800—1300 млн. лет. (О. И. Ким, Б. Я. Хорева), среднее значение которых (около 1000 млн. лет) хорошо совпадает с возрастом пород по органическим остаткам (верхний рифей).

Структурные планы докембрийских толщ разнообразны. Довольно четко определились три типа структурных планов. Отложения рифейвенда (тасказганская свита и выше) дислоцированы герцинскими движениями совместно с отложениями нижнего и среднего палеозоя и представлены простыми складками, усложненными системой изоклиналильных и лежачих складок. Кристаллические толщи Юго-Западного Гиссара и Каратегина характеризуются системой брахиантиклинально-куполовидных структур со складками течения. Промежуточным структурным планом обладает «зеленокаменная» толща (карабулакская свита и ее аналоги), представленная линейными складками, усложненными системой изоклиналильных складок. Самостоятельность этих структур обусловлена несовпадением их простираний (до 20°) со структурами рифейвенда (Ауминзатау, Тамдытау).

Степень прогрессивного метаморфизма явилась определяющей (при отсутствии других критериев) при расчленении докембрия. В пределах Тянь-Шаня по степени метаморфизма выделяются три уровня с амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациями.

Некоторые исследователи считают, что, например, в Юго-Западном Гиссаре и Каратегине амфиболитовая фация метаморфизма возникла в результате наложенного метаморфизма в каледонский и раннегерцинский циклы.

Действительно, метаморфические толщи испытали неоднократный метаморфизм и диафторез, а в ряде мест — и процессы гранитизации. Встречаются и породы, имеющие высокие степени метаморфизма, обусловленные термальным воздействием гранитоидных массивов. В последнее время обнаружены линейные зоны разломов, метаморфизм которых связан преимущественно с дислокационными процессами. Однако в пределах Среднего и Южного Тянь-Шаня отсутствуют доказательства интенсивного проявления каледонской складчатости, следовательно, нет основания связывать с нею и прогрессивный метаморфизм амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Палеозойские толщи испытали герцинский диастрофизм, но степень метаморфизма при этом не превышала таковую фации зеленых сланцев.

Еще В. А. Николаев, Н. М. Сеницын, В. Н. Огнев, Б. В. Яскович указывали на то, что докембрийские породы по степени метаморфизма несопоставимы с почти неметаморфизованными, палеонтологически охарактеризованными нижнепалеозойскими отложениями. По мнению В. Н. Огнева, Л. Н. Бельковой, Б. Н. Бархатова, Н. Г. Власова, Б. Я. Хоревой, А. А. Бакирова и других, высокая степень метаморфизма свидетельствует об их относительно более древнем возрасте (архейском или архей-нижнепротерозойском). Даже фаунистически охарактеризованные отложения рифей Северного Тянь-Шаня метаморфизованы в фации зеленых сланцев.

К подобному же выводу пришли и исследователи докембрийско-па-

леозойского фундамента Туранской плиты А. А. Бакиров и др. (1970), отмечавшие следующее: «... изучение разрезов Средней Азии показывает, что только докембрийские породы имеют здесь высокую степень регионального метаморфизма: от гранулитовой фации до биотито-хлоритовой субфации. В то же время региональный метаморфизм палеозойских пород повсеместно ограничен мусковит-хлоритовой субфацией фации зеленых сланцев» (стр. 11).

По степени метаморфизма докембрий разделен на три структурно-стратиграфических комплекса: нижний, сложенный породами, метаморфизованными в преимущественно амфиболитовой фации регионального метаморфизма, средний, сложенный породами, принадлежащими эпидот-амфиболитовой фации, и верхний, в которой породы метаморфизованы преимущественно в высокотемпературной субфации зеленосланцевой фации.

По совокупности данных возраст нижнего комплекса — архей-нижнепротерозойский, среднего — ниже-среднепротерозойский, верхнего — рифей-вендский.

Без сомнения, предложенная стратиграфическая схема докембрия будет значительно уточняться по мере получения новых данных по абсолютному возрасту пород, находок и определения проблематичных органических остатков и продуктов их жизнедеятельности (табл. 5).

### Архей — нижний протерозой

Данный комплекс является нижним членом стратиграфической колонки докембрия и складывается глубоко метаморфизованными породами главным образом амфиболитовой фации регионального метаморфизма. В ней различаются два типа разреза по составу и характеру метаморфизма и, возможно, уровням залегания: гиссаро-каратегинский и кызылкумский.

Первый тип характеризуется относительно сиалическим составом, к нему относится каратегинская серия Каратегина, байсунская серия Юго-Западного Гиссара и урусайская свита Султануиздага. Наибольшая мощность отложений вскрыта в Юго-Западном Гиссаре — 4,5 км.

Нижний комплекс — полиметаморфический, метаморфизованный преимущественно в амфиболитовой фации метаморфизма, но местами отмечаются реликты минералов верхов гранулитовой фации. Он сложен кристаллическими сланцами и гнейсами (биотитовые, силламанит-биотитовые, корднерит-силлиманит-биотитовые, биотит-мусковитовые, гранатовые и др.) с прослоями и линзами ортоамфиболитов, биотит-амфиболовых гнейсов, единичными прослоями и линзами кварцитов, мраморов и эклогитов.

В структурном отношении это брахиантклинали субширотного простирания, осложненные в предрифейское время гранито-гнейсовыми куполами.

Изотопно-свинцовым методом для биотитовых гнейсов по 4 пробам из Каратегина определен возраст в 2,5—2,9 млрд. лет (лаборатория ВСЕГЕИ, аналитик Г. А. Мурина). Верхний предел определяется пока по амфиболу (1465 млн. лет) из тела пироксенитов Юго-Западного Гиссара. По радиологическим данным и высокой степени наложенного метаморфизма возраст пород комплекса разреза первого типа предполагается нами как архей-нижнепротерозойский (возможно, даже только архейский).

Указанный возраст пород Юго-Западного Гиссара и Каратегина становится очевидней, если сравнить его с возрастом сходных толщ со-

седних регионов. Они сопоставимы с породами горанской и шахдаринской серий Бадахшанского срединного массива. Для мраморов из этих серий соответственно получены свинцово-изохронным методом значения в  $2600 \pm 100$  и  $2400 \pm 100$  млн. лет. (Б. А. Рудник, Э. В. Собонович, А. Д. Искандерова, 1970). Эти серии развиты также еще южнее, где они составляют фундамент Восточно-Афганского и Хазарского массивов (сарысангинская и файзабадская серии). Выше они перекрываются толщами уже с эпидот-амфиболовой фацией метаморфизма: эта нижняя часть гунт-аличурской и ванч-музкольской серии Центрального Памира (Б. П. Бархатов, 1971).

Горанская и шахдаринская серии сложены преимущественно биотитовыми гнейсами, в меньшей мере гранат-биотитовыми, роговообманковыми, силлиманитовыми гнейсами с прослоями мраморов, амфиболитов и миллонитов. Кроме архейского (около 2,5 млрд. лет), довольно четко установлено еще несколько этапов наложенного метаморфизма: 1600—1700 млн. лет, 1300—1400 млн. лет, 1000 млн. лет и 600—700 млн. лет (Хорева, Мурина, 1968).

Аналогами этих пород являются также образования боршитской серии Северного Памира. Они с несогласием перекрыты песчаниками, сланцами и филлитами висхарвской свиты (2,5 км), в средней части которых обнаружены споры позднего рифея — венда и раннего кембрия (Власов, Гниловский, 1970). Образования боршитской серии делятся на две свиты: шодакскую (до 4000 м) из слюдястых гнейсов и кристаллических сланцев с гранатом, ставролитом, андалузитом, пачек мраморов и тогайскую (до 1500 м) из кристаллических сланцев и кварцитов (Власов и Гниловский, 1967). Породы боршитской серии метаморфизованы в амфиболитовой фации и совместно с метаморфическими толщами Гиссара и Каратегина считаются образованными в архей-нижнепротерозойское (?) время (Власов, Тарасенко, 1970).

Несколько сходны с гиссаро-каратегинским типом разрезов в Занлийском Алатау и Хондыктасе (актюзская серия) и Терской-Алатоо (сарыторская свита), они также метаморфизованы в биотит-силлиманитовой (амфиболитовой) фации метаморфизма.

В актюзской серии найдены водорослеподобные ископаемые, сходные с микрофоссилиями Свазиленда в Южной Африке и додарварского комплекса раннего архея из района Сивагага в Индии (А. С. Лопухин и В. М. Моралев).

По данным геофизики, метаморфические образования, сходные с архей-нижнепротерозойскими породами Юго-Западного Гиссара, слагают кристаллическое основание Каракумо-Таджикского региона и перекрыты преимущественно отложениями карбона, но в ряде мест (Карабогазгол, Газли, Чарджоуская ступень) непосредственно перекрыты мезокайнозойским чехлом. На площади Газли вскрыты гранито-гнейсы, а на площади Тамдыкудук (скв. 2) — амфибол-плагноклазовые и эпидот-клиноцоизит-пироксеновые сланцы, на площади Карши (Карабогазгол) — амфиболовые сланцы (А. А. Бакиров и др., 1970).

Второй тип разреза — кызылкумский — отличается от гиссаро-каратегинского повышенным количеством фемических компонентов, вероятно, за счет основных и ультраосновных пород как излившихся, так и интрузивных тел.

Прототип разреза — ауминзинская свита (500 м), сложенная преимущественно полосчатыми амфиболитами и амфиболовыми сланцами с прослоями микрогнейсов, кристаллических сланцев, кварцитов. Возраст диафторированного амфиболита, по данным изохронно-свинцового метода, — 1300 млн. лет (изохроны построены Ф. Аскарковым). Аналоги этой

## схемы корреляции докембрийских образований Узбекистана и сопредельных территорий

| Возраст           | Каракумо-Таджикский регион                                                                |                             | Ю ж н ы й Т я н ь - Ш а н ь                                |                                   |                                      |                |                       | Туркестанский хребет |
|-------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------|------------------------------------------------------------|-----------------------------------|--------------------------------------|----------------|-----------------------|----------------------|
|                   | Юго-Западный Гиссар                                                                       | Каратегин                   | Султануздаг                                                | Киттармай                         | Ауминзатау-Бельтау                   | К а н          | Северный Нуратау      |                      |
|                   | С                                                                                         | S                           | S                                                          | S <sub>2</sub> — D <sub>1</sub>   | O <sub>2-3</sub>                     | C <sub>1</sub> | Э—О                   |                      |
| V                 |                                                                                           | Барзангинская серия (200)   |                                                            | Киттармайская (верхняя пачка—750) | Бесапанская (1000)                   |                | Бесапанская (600)     | Кусавлинская (1200)  |
| R <sub>3</sub>    |                                                                                           |                             | Султануздагская (нижняя подсвита 800—1000)                 |                                   | Тасказганская (600) *                |                | Сувликсайская (400) * |                      |
| R <sub>2</sub>    |                                                                                           |                             |                                                            |                                   | Слюдистые сланцы (200)               |                | Узунсайская (600—800) |                      |
| R <sub>1</sub>    |                                                                                           |                             |                                                            |                                   |                                      |                |                       |                      |
| PR <sub>1-2</sub> | Хандзинская (1326)<br>Маяндская (1521)<br>Маяянгурская (1600) *                           | Зеленокаменная толща (1000) | Каракудукская (900)                                        |                                   | Зеленокаменная (Карабулакская) (500) | Канская (600)  | Иттынусайская (1500)  |                      |
| A—PR              | Шатутская (810)<br>Айлянгарская (1750)<br>Ходжа-бузбаракская (1960)<br>Караташская (2540) | Каратегинская серия (2000)  | Чашминская (200)<br>Кызылсайская (650)<br>Урусайская (500) |                                   | Ауминзинская (500)                   |                | Ауминзинская (1500)   |                      |

————— Согласный контакт.      - - - - - Взаимоотношения не выяснены.      ~~~~~ Несогласное залегание.

Продолжение табл. 5

| Возраст           | Ю ж н ы й Т я н ь - Ш а н ь                   |                                                                         |                        | С р е д и н н ы й Т я н ь - Ш а н ь |                                     |                                                 |                                           |                                                                                               |
|-------------------|-----------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------|------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------------------|-------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------|
|                   | Южный Тамдытау                                | Восточный Алай                                                          | Северный Тамдытау      | Южный Букантау                      | Северный Букантау                   | Кассан                                          | Пскемский и Сандадашский хребты           | Северо-Восточная Фергана                                                                      |
|                   | D <sub>2</sub>                                | Э—D <sub>1</sub>                                                        | Э <sub>1</sub>         | D <sub>2</sub>                      | O <sub>2-3</sub>                    | O—S <sub>1</sub>                                | Э <sub>1-2</sub>                          | S <sub>2</sub> —C <sub>2</sub>                                                                |
| V                 | Мурунтауская (700)                            | Сланцевая (600)<br>Киргизатинская по К. Е. Калмурзаеву)                 |                        | Коксайская (675)                    |                                     | Шораншуйская (800)                              | Шораншуйская (500)                        | Тогузбулакская (600). Пачка светло-зеленых сланцев (верхняя часть майлисуйской свиты 750—800) |
| R <sub>3</sub>    | Тасказганская (1000) (880+20—1300 млн. лет) * |                                                                         | Аккудукская (780) *    | Кокпатасская (900—1000) *           | Кокпатасская (0—100)                | „Люторская“ (1100)                              | Узунбулакская (500—600)                   |                                                                                               |
| R <sub>2</sub>    |                                               |                                                                         | Слюдистые сланцы (200) |                                     |                                     | Каратерекская? (1500)<br>Алматыбулакская (1000) |                                           |                                                                                               |
| R <sub>1</sub>    |                                               |                                                                         |                        |                                     |                                     |                                                 | Бабаджанская (1900)                       |                                                                                               |
| PR <sub>1-2</sub> |                                               | Кичикалайская серия (горинская—400, талдыкская—1000, по В. Б. Горанову) | Карабулакская (1500)   |                                     | Кумбулак. кая (нижняя подсвита—200) | Семизсайская (2800)                             |                                           | Майлисуйская (нижняя часть—300—400)                                                           |
| A—PR              | Ауминзинская (50)                             |                                                                         | Учкудуктауская (400)   |                                     |                                     | Терексайская (300)                              | Гнейсы, амфиболиты, мрамора Бештора (200) |                                                                                               |

~~~~~ Нижний контакт неизвестен.      \* Микрофосилии.      \* Озагни, онлолиты, бактериальные скопления.

свиты выступают в Султануиздаге, Тамдытау, Кассане и Пскемском хребте.

Кызылсайская свита Султануиздага представлена чередующимися пачками кварцево-сланцевых сланцев и микрогнейсов с кварцитами, слюдисто-роговообманковыми сланцами и амфиболитами, а чашминская — преимущественно слюдистыми сланцами. По данным К-Аг-метода, возраст метаморфизма биотит-плагиоклазового микрогнейса Султанбобосая — 471 млн. лет, а микрокристаллического амфиболита Кызылсай — 823 млн. лет (Ф. Аскарлов).

Учкудуктауская свита Северного Тамдытау сложена гранитогнейсами амфиболитовыми, гранат-эпидот-альбитовыми, полевошпат-альбитовыми и кварцево-мусковитовыми сланцами и микрогнейсами с редкими прослоями кварцито-песчаников, кварцитов и амфиболитов. Возраст наложенного метаморфизма биотит-полевошпатового микрогнейса с гранатом равен 403 млн. лет (Ф. Аскарлов).

В Южном Тамдытау под отложениями тасказганской свиты имеются отдельные блоки, сложенные либо преимущественно амфиболовыми сланцами (ауминзинская свита), либо слюдистыми гнейсами и сланцами (верхи ауминзинской свиты, сходные с чашминской свитой Султануиздага).

В Кассане к архею — нижнему протерозою условно отнесены кристаллические кварцево-мусковитовые и кварцево-биотитовые сланцы (500 м) с прослоями амфиболитов и гранат-сланцевых сланцев с двумя мощными (до 150—200 м) горизонтами мраморов (терексайская свита),

В ядре Пскемского антиклинория в небольшом блоке обнажаются кварц-полевошпатовые, кварц-сланцевые сланцы, амфиболиты, гнейсы с многочисленными инъекциями плагиогранитов мощностью до 200 м. Их ксенолиты часто отмечаются в предверхнерифейских плагиогранитах Бешторского массива, а их галька — в базальных конгломератах вендского комплекса.

Очень сходны с кызылкумским типом разрезы бессазской серии Центрального Каратау. По В. И. Пазиловой (1968), серия делится на три свиты: жунусатинскую (1500 м) разнообразных гнейсов, амфиболитовых, амфибол-биотитовых сланцев, алмалинскую (2000 м) амфиболитов (иногда с гранатом), амфиболовых сланцев, гнейсов с гранатом, мигматитов и карагурскую — гранат-мусковитовых сланцев с дистеном, линзами актинолит-дистеновых пород.

В некоторой степени разрез Западного Узбекистана напоминает разрез Улутау, но последний подвержен более интенсивной мигматизации и гнейсификации. В Улутау раннепротерозойской, а, возможно, даже позднеархейской (Ю. А. Зайцев, Л. И. Филатова, 1971) является зерендинская, серия сложенная внизу кварц-гранат-дистен-сланцевыми сланцами и гранито-гнейсами с телами эклогитов, гранатовых амфиболитов, пироповых перидотитов, габбродрузитов, чарнокитов, гроссуляр-диопсидовых и ортоклаз-диопсидовых пород, а в верхней части — кварц-сланцевыми и кварц-полевошпатовыми сланцами, доломитами, мраморами и гранито-гнейсами (И. А. Ефимов, 1972). Мощность их — 6—7 км. Здесь также установлено несколько этапов метаморфизма — 1700—1800 млн. лет по цирконам (А. И. Тугаринов и Е. В. Бибилова), 960—1030 млн. лет по альфа-свинцовому методу (А. А. Краснобаев), 719 млн. лет. (Т. П. Семенова).

Зерендинская серия перекрыта бектурчанской серией, в составе которой развиты кристаллические сланцы за счет осадочно-вулканогенных пород (до 5000 м). По альфа-свинцовому методу возраст свиты — 2050 млн. лет (устное сообщение Ю.А. Зайцева).

Наиболее близки к кызылкумскому типу разреза атбашинская сви-

та Атбашинского хребта, свита куйлю в Акшійряк-Сарыджазском районе и метаморфические толщи восточной части Нарынтау.

Атбашинская свита сложена диафторированными полосчатыми породами, представленными гнейсами, кристаллическими сланцами, глаукофановыми сланцами, кальцифирами, мраморами, эклогитами и амфиболитами (Белькова, Огнев, Тащилов, 1969). Н. П. Добрецов различает три этапа наложенного метаморфизма по данным К-Аг-метода: 1100 млн. лет для гранатового амфибола, 567 млн. лет для туфогенной породы и 370 млн. лет для глаукофановых сланцев.

Свита куйлю перекрывается «свитой Большого Нарына» (по М. М. Пуркину) и сложена амфиболитами, амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, биотитовыми и гранат-слюдистыми гнейсами, гранито-гнейсами, мигматитами и мраморами, встречаются клинопироксеновые гнейсы (амфиболитовая фация метаморфизма). Возраст биотита из кристаллических сланцев по К-Аг-методу равен 88 ± 20 млн. лет (В. В. Киселев, В. Г. Королев, 1972).

В хр. Нарынтау разрез сложен биотитовыми и амфиболовыми сланцами, мраморами, мигматитами, роговиками, графито-кварцевыми сланцами, диафторированными в эпидот-амфиболитовой фации (Бакиров и др., 1961).

По данным геофизики, в пределах Западного Узбекистана кристаллическое основание погружено от 0 до 300 м ниже ур. м. В пределах Северных Кызылкумов предполагается наличие выступов докембрия, перекрытых чехлом мезо-кайнозой (И. А. Фузайлов). В первом регионе развит кызылкумский тип разреза, во втором, по-видимому, преобладают гранито-гнейсы и кристаллические сланцы, так как их обломки известны в конгломератах архарской свиты среднего карбона Букантау.

В пределах Северных Кызылкумов (скв. 7, Курганская площадь) под розовыми гранитами на глубине 2434—2440 м вскрыты актинолит-тремолитовые сланцы, образовавшиеся в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма и впоследствии диафторированные (Карцева, Кирухин, Мамбетов, Исанов, 1972).

Нижний — средний протерозой

Образования данного возраста слагают самостоятельный структурно-стратиграфический комплекс, который располагается выше архей-нижнепротерозойской толщи, но перекрывается слабо-метаморфизованным чехлом рифея — венда. Основная фация метаморфизма — эпидот-амфиболитовая. Здесь также имеются два типа разреза, соответственно наращивающие гиссаро-каратегинский и кызылкумский типы.

Гиссаро-каратегинский тип разреза представлен сурхантауской серией Юго-Западного Гиссара и их аналогами в Каратегине суммарной мощностью до 3,5—4 км. Сложен переслаивающимися пачками кристаллических сланцев, гнейсов и микрогнейсов с прослоями кварцитов, реже ортоамфиболитов и метаморфизованных туфов среднего и кислого состава.

Отложения подвергнуты (особенно по зонам нарушений) зеленосланцевому диафторезу. Характерная черта — широкое проявление наложенных процессов гранитизации с появлением реоморфических и палингенных высокоглиноземистых гранитоидов. По мнению В. А. Хохлова, И. М. Мирходжаева, В. Е. Головина и др., формирование сурхантауской серии происходило в условиях геоантиклинального режима.

Кызылкумский тип разреза развит в полосе от Султануиздага и Букантау до Восточного Алая и далее на восток в сторону Атбашинского хребта (каракудукская свита Султануиздага, карабулакская Ауминзатау, Бельтау и Тамдытау, кунбулакская Букантау, итгунусайская Север-

ного Нуратау, канская и ее аналоги Южной Ферганы, Восточного Алая и Алдыяр-Намаздека, нижняя часть майллулуйской свиты Северной и Восточной Ферганы, семизсайская Кассана).

Основной отличительный признак — метаморфизованные вулканиты основного состава, переслаивающиеся с рассланцованными терригенными породами с прослоями кварцитов (местами железистыми) и линзами мраморов. Преобладающий цвет толщи — зеленый, в связи с чем она характеризуется как толща «зеленых сланцев» или «зеленокаменная». Суммарная мощность колеблется от 1500 до 4000 м.

«Зеленокаменная» толща, по данным геофизики, широко развита в основании разреза Западного Узбекистана. Аналоги кумбулакской свиты вскрыты 35 скважинами к северо-западу от Букантау (плагноклаз-амфиболовые породы, кварциты, кварцито-песчаники), а сходные с карабулакской свитой отложения пройдены несколькими скважинами между горами Ауминзатау, Бельтау, Тамдытау, Аристантау, Кульджуктау (Ахмеджанов, Борисов, Фузайлов, 1967; Бакиров и др., 1970). К данной толще, вероятно, относятся также хлорит-альбит-энхидот-цоизит-актинолитовые сланцы, рассланцованные зеленокаменные туфы и туфо-песчаники, слюдисто-графито-кварцевые песчаники и гравелиты, двуслюдовые, хлорит-мусковит-графитовые и полевошпатовые кварцито-сланцы и кварциты Бухаро-Хивинского региона (скв. 1, 5, 7, 9, 10, Шурча; скв. 1, 2, 3, 6, Караиз; скв. 1, Мешекли; скв. 2, Кухнагумбас; скв. 27, Учкыр; скв. 1, Рометан; скв. 1, Хоскала, Каракыр), образовавшиеся при региональном метаморфизме осадочно-вулканогенных пород.

Аналогичным составом обладают и однообразные толщи соседних регионов. Так, в Восточно-Афганском массиве верхняя толща представлена биотит-амфиболовыми, биотитовыми, двуслюдыстыми гнейсами с прослоями амфиболитов, кварцитов (десабесская серия и ее аналоги), перекрытые менее метаморфизованными отложениями (кабульская серия и ее аналоги) со строматолитовыми известняками, вероятно, среднего рифея (Перфильев, Моралев, 1971).

На Центральном Памире нижняя часть гунт-аличурской серии и ванч-музкольская серия (Бархатов, 1971) сложены породами, метаморфизованными в эпидиот-амфиболитовой фации (пироксеновые и биотитовые гранулиты, биотитовые и двуслюдыстые гнейсы, микрогнейсы, прослой кварцитов, аподиабазовых амфиболитов, порфиридов, мраморов).

В Улутау бектурганская серия (2050 млн. лет) сложена кристаллическими сланцами за счет метаморфизма осадочно-вулканогенных пород.

В Южном и Северном Улутау, южнее Ишимской Луки, в Бетпак-Дала, в Жуантюбе и, вероятно, в горах Джамбул развита карсакпайская железорудная серия — сочетание порфиридов и зеленых сланцев, образовавшихся по базальтовым лавам и туфам, включающих первично хомогенные железистые кварциты гематитового и гематито-магнетитового состава, мраморы (Зайцев, Филатова, 1971) общей мощностью до 11 000 м.

В западной части Кокчетавского массива аналогии карсакпайской серии (ефимовская серия) пересечены галенитовыми жилами возраста 1400 млн. лет (по отношению изотопов, по С. И. Зайцеву), а она сама прорвана гранитоидами возраста 1350, 1150 млн. лет. Однако эти массивы прорывают и вышезалегающую майтубинскую серию нижнего рифея (?). Возраст регенерированных зерен циркона по альфа-свинцовому методу колеблется от 860 до 1630 млн. лет (А. А. Краснобаев), что свидетельствует о принадлежности серии к возрасту древнее 1,7 млрд. лет. Это подтверждает также большое сходство серии с карельскими железорудными вулканогенными сериями, на что указывала еще Ю. И. Половинкина и особенно подчеркивал М. С. Марков (1962).

Иттынсуйская свита имеет большое сходство с джеспилитовым комплексом Улутуа: их сближает широкое развитие вулканитов и песчаников и присутствие пластов железистых кварцитов. Это сходство дополняется и расположением свиты под отложениями рифея.

Необходимо отметить, что Ю. А. Зайцев и Л. И. Филатова (1971) бектурганскую серию Улутуа относят к архею — нижнему протерозою, а нижний протерозой предлагают выделять в объеме аралбайской и карсакапайской серий, причем первая слагается базальт-альбитофир-дацитовой сланцевой (кератофировой) формацией, а вторая — джеспилитовой. В. В. Киселев и В. Г. Королев (1972) обе серии рассматривают в качестве «геосинклинального джеспилитового комплекса», возраст которого определяется его положением выше бектурганской серии (древнее 2 млрд. лет) и ниже порфириновых серий (в Улутуа — унгулинская свита), перекрывающих комплекс со значительным угловым несогласием.

В низах карсакапайской серии (бурмашинская свита) в прослое слабобуредных кварцитов в верховьях р. Боздака собраны микрофилиты, определенные З. А. Журавлевой как *Osagia lidinosa* Zhur и подобные остаткам бульбахтинской свиты Патомского нагорья и омахтинской свиты Алданского щита (1400 млн. лет по глауконитам).

В Запильском Алатау актюзская серия перекрывается кеминской. Актюзская сложена актинолитовыми и другими зелеными сланцами, образовавшимися преимущественно по вулканитам основного состава (В. В. Киселев, В. Г. Королев, 1972). Отложения метаморфизированы в эпидот-амфиболитовой фации (Бакиров, 1970).

Несколько иной разрез в хр. Терской-Алатао, где развиты огнейсованные и катаклазизированные дорифейские гранитоиды возраста в 930 ± 100 млн. лет по циркону (альфа-свинцовым методом, по А. А. Краснобаеву) и сохранились блоки биотит-кордиеритовых гнейсов и сланцев с прослоями мраморов и кварцитов (кочкорская свита), метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой фации (Бакиров, 1970). Аtdжайляуская и турасуйская свиты сложены мигматизированными мусковитовыми сланцами и кварцитами, мраморами с диопсидом и также метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации.

Необходимо отметить, что гранитоиды и гнейсы слагают «сводообразные» выступы и перекрываются чехлом верхнего протерозоя и нижнего палеозоя. Они известны на Джильтавской глыбе и Балхашском срединном массиве.

В Киргизском хребте к нижнему — среднему протерозою относится киргизская серия Макбальского брахантиклинория. И. А. Ефимов (1972) из макбальской свиты выделил нижнюю часть под названием «тюскаринская свита» (1000 м), сложенную кварц-гранат-слюдистыми сланцами и телами эклогитов. Макбальская свита (300—500 м) состоит из кварцитов с прослоями кварц-гранат-слюдяных сланцев и доломитовых мраморов. Нельдинская свита представлена плейчато-сланцеватыми, кварц-гранат-хлорит-слюдяными сланцами с прослоями мраморов.

Первые две свиты, по И. А. Ефимову, регионально-метаморфизованы в среднетемпературной части альмандин-амфиболитовой фации (дистен-альмандин-мусковитовая и ставролит-альмандинная субфация), а нельдинская свита — в условиях фации эпидотовых амфиболитов. По гранату и пироксену для эклогитов К-Аг-методом получены значения 1160, 1263, 1680 и 1690 млн. лет (лаб. КазАМСА, опр. Э. Я. Польшинского). Из кварцитов макбальской свиты возраст обломочного циркона равен 1840 ± 170 млн. лет (альфа-свинцовый метод, А. А. Краснобаев) и поэтому вероятный возраст ее — 1900—2000 млн. лет (Киселев, Королев, 1972).

Вышезалегающая часть киргизской серии лежит с размывом и метаморфизована в высокотемпературном интервале фации зеленых слан-

цев. Ачикташская свита (2500 м) сложена двумя пачками слюдястых доломитовых мраморов и мусковит-хлорит-кварцевыми сланцами с горизонтом графитовых разностей. Каиндинская свита (до 2000 м) состоит из тонкочешуйчатых сланцев с прослоями кварцитов и известняков, содержащими тела амфиболитов.

Для всей киргизской серии установлены следующие этапы метаморфизма — 1900 млн. лет, 1700, 1300—1400, около 1000, 600—750.

Таким образом, в пределах Средней Азии и Казахстана намечаются два типа разреза нижнего — среднего протерозоя: наиболее широко развитый «зеленокаменный» и кварцито-сланцево-гнейсовый, образующий отдельные «сводовобразные» поднятия.

Возраст отложений колеблется от границы рифея (примерно 1600 млн. лет) до 1900—2000 млн. лет.

Рифей

Граница между средним и верхним протерозоем проводится условно по резкой смене степени метаморфизма. Породы рифея метаморфизованы в зеленосланцевой фации.

Необходимо отметить, что в пределах Средней Азии и Казахстана лишь в трех районах установлен факт несогласия между отложениями рифея и дорифейскими толщами. Так, в Макбальском антиклинории отложения рифея отделены заметным несогласием от метаморфического дорифейского комплекса пород. На Причуйском склоне Бетпак-Дала на альмандинсодержащие кварцево-хлоритовые сланцы с резким несогласием залегают слюдяно-кварцевые сланцы с прослоями кварцитов (акзастауская свита, 3000 м), которые условно относятся к рифею. В Улутау отложения нижнего — среднего протерозоя (карсакапайская серия) и нижнего рифея (жйидишская и майтубинская серии) разделены крупным несогласием.

Все чаще подтверждается крупный перерыв между образованиями архея — среднего протерозоя и рифея в Срединном и Южном Тянь-Шане. Конгломераты и песчаники основания рифея перекрывают с несогласием отложения иттынусайской свиты нижнего — среднего протерозоя в Северном Нуратау (Синтабсай) и карабулакскую свиту в Северном Тамдытау (Учкудуксай). В Южном Тамдытау тасказганская свита с конгломератами в основании перекрывает ауминзинскую свиту (Таскара, Джургантау). В других случаях отмечаются тектонические контакты.

В отложениях рифея найдены древнейшие представители органической жизни — озагги, водоросли, бактериальные скопления, микрофоссилии, что позволило расчленить рифей на нижний, средний и верхний.

Нижний рифей. Условно в пределах Срединного Тянь-Шаня к нему относится толща пород (бабаджанская свита), обнажающаяся в тектонических блоках в осевой части Пскемского хребта, сложенная мраморами, мраморизованными известняками и доломитами с прослоями песчаников, углистых и углисто-кремнистых сланцев (1800—1900 м). Они прорываются гранитоидами, по составу близкими предверхнерифейским плагиогранитам Бешторского массива. Отдельные блоки мраморизованных известняков обнажаются также среди вендских нижнепалеозойских образований вблизи выходов Бешторского массива плагиогранитов, а также внутри гранитоидов Музбельского массива.

Бабаджанская свита по строению, составу напоминает ортотаускую серию западной части Киргизского хребта, где также наблюдаются три мезоритма отложений. Каждый начинается песчаниками (местами с конгломератами), которые сменяются плитчатыми глинисто-хлоритовыми blastopelитовыми и blastoaleвролитовыми сланцами и завершается толщей водорослевых доломитов и доломитистых известняков. Общая

мощность серни — 3500 м. Мезоритм содержит остатки строматолитов, свойственных, по И. Н. Крылову, низам среднего рифея, но не исключается отнесение к нижнему рифею (Королев, Киселев, 1971; Киселев, Королев, 1972).

В определенной степени разрез верхней семизсайской свиты Кассана сходен с караджилгинской серией западной части Кыргызского хребта нижнего — среднего протерозоя. Она слагается преимущественно серицит-кварцевыми, нередко графитистыми филлитами с горизонтами кварцитов, с которыми ассоциируют интенсивно окварцованные доломиты и прослои мраморов (1500 м). Она перекрывается с размывом и конгломератами в основании ортоауской серией нижнего (?) — среднего рифея и с этой же границей совпадает резкий скачок в характере изменения толщ: метаморфические сланцы сменяются метагенноизмененными породами (Киселев, Королев, 1972).

Полагаем, что верхняя семизсайская свита стратиграфически располагается ниже бабаджанской свиты II, возможно, они составляют единую серию отложений.

Средний рифей. Выделяется авторами в объеме алмалыбулакской и каратерекской свит Среднего Тянь-Шаня, а в Южном Тянь-Шане к среднему рифею условно относятся песчаники, кварциты, слюдястые сланцы Ауминзатау, Тамдытау, Северного Нуратау и известняки Карачатыра.

Алмалыбулакская свита сопоставляется с экургенкольским и кенкольским комплексами Кыргызско-Терской и Чаткало-Нарынской зон, которые отделяются от подстилающих образований поверхностью очень крупного несогласия (В. Г. Королев, В. В. Киселев, 1971). Предполагается, что нижнюю границу комплексов можно датировать 1300 млн. лет (готский цикл, по А. А. Богданову). Поверхность размыва достигает даже отложений киргизской серни.

Алмалыбулакская свита Кассана также с большим размывом залегает на разные горизонты семизсайской (из разреза выпадают аналоги бабаджанской свиты). Нижняя ее пачка сложена слюдисто-кварцевыми сланцами, окварцованными песчаниками и кислыми вулканитами, что весьма сближает ее с экургенкольским комплексом, представленным терригенно-вулканогенными образованиями, присущими орогенным этапам. Выше располагаются слюдисто-кремнистые сланцы и песчаники и пачка хлорит-кремнистых сланцев с прослоями мраморизованных известняков. Завершается разрез метаморфизованными вулканитами среднего и основного состава и сланцами. Эта часть разреза соответствует кенкольскому комплексу, возраст которого по строматолитам — среднерифейский (аналог авзянской свиты Южного Урала, по В. Г. Королеву и И. Н. Крылову, 1962).

Для строения алмалыбулакской свиты характерны две особенности: наличие двух осадочно-вулканогенных комплексов (нижний — кислый, верхний — средний и основной), разделенных известняково-сланцевой толщей, и изменение состава по простиранию (к югу увеличивается количество кислых вулканитов, к северо-востоку — основных и средних и прослоев мраморов). Данная свита отдаленно напоминает свиту Большого Нарына, сложенную в основном рассланцованными вулканитами кислого состава. В Улутау аналоги ее слагаются терригенно-сланцево-кварцевыми пачками с порфироидами по кислым вулканитам (жидийская, мактобинская, атасуйская серии), перекрытые сланцами и мраморами боздакской серии (Зайцев, Филатова, 1971). Возраст нижней части по цирконам — 1100—1160 млн. лет, по монацитам — 1160—1350 млн. лет, а возраст боздакской серни по цирконам — 1450 млн. лет (А. А. Краснобаев).

А. Асангариев и К. Сагындыков (1971) в разрезе верхнего протерозоя Срединного Тянь-Шаня и Большого Каратау выделяют два типа разреза — большенарынский и мурсашский. В пределах первого типа развиты кислые вулканогенные породы, они составляют центральную часть вулканогенного пояса (р. Кайнар, Большой Каратау, Боролдайтау, междуречье Джебаглы и Куркурасу, Таласского Алатоо, Тахталыкская гряда, междуречье Чет — Кельтубек и Сарыбулак Атбашинского хребта. Нарынтоо, Джетымтоо, Акшийрек). К северу и югу от него расположены разрезы мурсашского типа, для которого характерен сокращенный тип и наличие продуктов андезито-базальтового вулканизма (р. Ранг, Каракасмак, Зарташ, Чолтандысу, юз оз. Сонкуль).

Алмалыбулакская свита совместно с каратерекской попадает в поле развития мурсашского типа разреза.

Каратерекская свита со стратиграфическим несогласием перекрывает различные горизонты алмалыбулакской свиты и сложена внизу песчаниками и алевролитами (до 200 м), а выше — толщей метаморфизованных в высокотемпературной фации зеленых сланцев первично пелитовых и псаммитовых пород и вулканитов среднего — основного состава (1300 м).

Нижняя часть свиты сходна с горизонтом (300 м) кварцитовидных мономинеральных песчаников джелдысуйского комплекса, заключающего обломочный циркон возраста 1300 млн. лет (А. А. Краснобаев). Верхняя часть аналогична терсейскому комплексу, сложенному спилито-диабазовыми породами с прослоями карбонатов с микрофитолитами низов верхнего рифея (Королев, Киселев, 1971).

Несколько иной тип разреза наблюдается в Западном Узбекистане. Толща слюдястых сланцев (не более 200 м) Ауминзатау и Северного Нуратау (узунсайская свита) сложена светлыми кварцево-слюдястыми и кварцево-биотитовыми сланцами с характерным шелковистым блеском и включает редкие прослои светлых кварцитов и актинолит-хлорит-серицитовых сланцев. С видимым согласием, но с размывом они перекрываются отложениями тасказганской свиты и его аналогов.

В. В. Баранов отмечает в Северном Нуратау (Сувликсай) аповулканогенные породы, возраст которых по К-Аг-методу равен 417, 457, 481 млн. лет, а по амфиболам из них — 577 и 631 млн. лет.

К основанию разреза нами условно отнесена толща песчаников, хлорит-кварцевых и слюдясто-кварцевых сланцев с прослоями кварцитов и доломитов с онколитами верхнего протерозоя (?) (Синтабсай). В основании имеется горизонт конгломератов и песчаников, с несогласием перекрывающий породы иттынусайской свиты нижнего — среднего протерозоя.

Вероятно, к среднему рифею относятся и слюдястые сланцы нижней части кусавлинской свиты Туркестанского хребта и их аналоги в восточной части Южного Тянь-Шаня.

В Карачатyre обнажаются битуминозные известняковые блоки со среднерифейскими онколитами (опр. И. Т. Журавлевой) мощностью до 60—80 м. Взаимоотношения блоков с отложениями кембрия — тектонические.

Таким образом, в Западном Узбекистане, Туркестанском хребте и Южной Фергане развит песчаниково-сланцевый тип разреза с линзами и прослоями известняков. Он характеризуется хлорит-биотитовой субфацией зеленосланцевой фации метаморфизма, в то время как вышележащие отложения верхнего рифея обладают серицит-хлоритовой субфацией и имеют в основании прослойки гравелитов. Эта стратиграфическая и термальная граница, видимо, отвечает интервалу в 900—1000 млн. лет (исседонская фаза, по Ю. А. Зайцеву).

Продолжение данного типа на восток можно видеть в пределах Таримского массива, где гнейсовое основание перекрывается серией утай — кварцитовых и кварц-аркозовых песчаников и алевролитов с подчиненными прослоями хлоритовых сланцев (900 м). Выше они с разрывом перекрываются сугаттагской толщей (Синицын, 1957а).

Верхний рифей. К этому комплексу относятся нижняя часть султануиздагской свиты Султануиздага, тасказганская Ауминзатау, Бельтау и Южного Тамдытау, сувликсайская Северного Нуратау, средняя часть кусавлинской свиты Туркестанского хребта, аккудукская Северного Тамдытау, кокпатаская Южного Букантау, условно аюторская Кассана и узунбулакская Пскемо-Сандалашского хребта.

Нижняя часть султануиздагской свиты представлена толщей сланцев и алевролитов с прослоями кварцитов.

Тасказганская свита Ауминзатау, Бельтау и Южного Тамдытау, а также аккудукская свита Северного Тамдытау представлена чередующимися пачками серых алевролитов и слюдястых сланцев с горизонтами и прослоями серых и темно-серых кварцитов с линзами доломитов и известняков. В верхней части свиты три горизонта, они состоят из кварцитов и кварцевых песчаников с прослоями и линзами известняковых доломитов и доломитов. Мощность первого и третьего горизонта незначительна (до 20—30 м); это серии линзовидных тел, в ряде мест исчезающих по простиранию. Средний горизонт более выдержан (80—100 м), содержит слои слюдястых сланцев и алевролитов, в Тамдытау мощность его уменьшается наполовину, здесь преобладают кварциты с линзами доломитов.

По сравнению с Тамдытау в кокпатаской свите Букантау увеличивается количество песчаников и алевролитов, в то время как в Ауминзатау преобладают сланцы, довольно часто чередующиеся с кварцитовидными сланцами.

Из доломитов кокпатаской свиты М. А. Ахмеджанов и Э. Р. Базарбаев (1967) собрали, а А. Г. Поспелов определил *Osagia* cf. *ferugina* Milstein, *Radiosus* cf. *sphaericus* Zhur., характерные для верхов верхнего протерозоя. Верхнерифейский возраст кокпатаской свиты подтвержден новыми сборами проблематичных органических остатков в юго-восточной и восточной части гор Кокпатас, произведенными Г. В. Болговой и И. А. Поникленко, из которых Б. Ш. Клиггер и Г. В. Болговой определены следующие микрофитолиты: *Glebosites gentilis* Milstein, *Asterosphaeroides* cf. *serratus* Zhur., *Asterosphaeroides* sp., *Osagia* aff. *aculeata* Zhur., строматолиты *Sinzasophyton* (?) sp. (Журавлева и др., 1970).

В. С. Буртман в 1,5 км к северо-востоку от колодца Джиланды в известняках обнаружил *Newlandia* sp. *lamellosa* Walcott, по определению К. Б. Корде, характерные для рифейских толщ Северной Америки и Горной Шории.

В районе кол. Дженгельды в доломитах и кремнях кокпатаской свиты К. К. Пятков собрал онколиты *Osagia* cf. *persinica* Jaksch., *Osagia* cf. *tchaica* Jaksch., *Volvatella* sp., характерные, по определению М. С. Якшина, для верхнепротерозойского возраста.

В Южном Букантау, в районе г. Ирлир, в кремнисто-доломитовых образованиях И. А. Пяновской, Р. Н. Мансуровым обнаружены *Glebosites* cf. *gentilis* Zhur., *Glebosites* aff. *guttatus* Jaksch., по определению М. С. Якшина, близкие к верхнепротерозойским (З. М. Абдуазимова и др., 1974).

В Северном Тамдытау онколиты составляют целые онколито-кремнистые и онколито-карбонатные линзовидные прослои и линзы в пределах кремнистого горизонта аккудукской свиты (Ш. Ш. Сабдю-

шев и др., 1969). В районе кол. Аккудук, Кудукча и Дженгельды в доломитах З. М. Абдуазимовой и И. А. Пяновской найдены, а М. С. Якшиным определены *Osagia* cf. *corticosa* N a r. (близкая к вендским). *Osagia tenuilamellata* R e i t l., имеющая широкое распространение в верхах верхнего рифея. В районе летовки Сарыбулак в доломитах Г. В. Болгова собрала и определила позднерифейские — вендские микрофитолиты *Ambigolamellatus* aff. *horridus* Z h u r., *Nubecularites antis* Z h u r., *Osagia* sp. Из сборов З. М. Абдуазимовой, произведенных в доломитах северо-западнее кол. Дженгельды, М. С. Якшиным определены микрофитолиты *Nubecularites* sp. (aff. *Nubecularites abustus* Z h u r.), *Volvatella* sp., близкие к вендским.

Единичные озагии обнаружены нами в верхах тасказганской свиты Ауминзагау. В Бельтау и Джетымтау в карбонатных породах тасказганской свиты Е. А. Спиридоновым и др. обнаружены, а А. Г. Поспеловым определены *Stromatactis* sp., *Nubecularites antis* Z h u r., *Nubecularites* cf. *uniformis* Z h u r., *Vesicularites* sp., имеющие распространение в среднем — верхнем рифее, *Pseudokussiella* (?) sp. — в верхнем рифее Урала, *Katangasia* (?) sp., *Algotactis* sp. в венде (З. М. Абдуазимова и др., 1974).

В районе г. Кынгыртау в доломитах тасказганской свиты Ю. К. Быковский собрал следующие катаграфии и онколиты: *Vesicularites concretus* Z h u r., *Vesicularites congermans* Z h u r., *Ambigolamellatus horridus* Z h u r., *Volvatella vadosa* Z h u r., *Nubecularites varians* Z h u r., *Nubecularites antis* Z h u r., по заключению З. А. Журавлевой, определяющей этот комплекс, типичные для венда (Абдуазимова и др., 1974).

В Северном Нуратау сувликсайская свита по составу и последовательности отложений аналогична тасказганской свите. В 40 м от основания разреза в линзах доломитов Р. Н. Абдуллаевым, М. А. Ахмеджановым и О. М. Борисовым отобраны онколиты *Globuloella* cf. *aculeata* (Z h u r.) и бактериальные образования *Algotactis* sp., характеризующие, по заключению А. Г. Поспелова, верхнерифейский возраст вмещающих отложений (Абдуллаев, Ахмеджанов, Борисов, Поспелов, 1972).

В кремнисто-карбонатных образованиях „Тамерлановых ворот“, являющихся частью сувликсайской свиты, нами обнаружены остатки водорослей *Talonia* sp. nov., *Osagia* cf. *celumnata* R e i t l., *Borlogella* (?) sp., *Osagia tenuilamellata* R e i t l., по определению А. Г. Поспелова, характерные для верхнего рифея. Здесь же З. М. Абдуазимовой и др. (1974) найдены *Glebosites* sp., *Glebosites* aff. *guttatus* J a k s c h. (колл. Р. И. Мансурова), распространенные в верхнем рифее — венде (опр. М. С. Якшина). В районе г. Богамбир, Бешбармак-Парандас и по Ямчисаю в кремнисто-карбонатных образованиях З. М. Абдуазимова и др. (1974) собрали, а М. С. Якшин определил *Osagia tenuilamellata* R e i t l., *Volvatella zonalis* N a r., широко распространенные в верхнем рифее.

В Южном Тамдытау в доломитах тасказганской свиты О. Н. Халецкая и В. П. Лощинин впервые в 1968 г. обнаружили озагии плохой сохранности. Затем сборы были повторены Б. В. Ясковичем и др., а Г. В. Болговой определены *Ambigolamellatus horridus* Z h u r., *Nubecularites antis* Z h u r., развитые в пределах верхнего рифея — венда. В Марджанбулаке в 1973 г. К. К. Пятков впервые установил позднедокембрийские кремнисто-карбонатные образования, из которых И. А. Пяновской собраны, а М. С. Якшиным определены *Volvatella* cf. *zonalis* N a r., *Nubecularites* aff. *abustus* Z h u r., *Nubecularites uniformis* Z h u r., распространенные в верхнем рифее — венде.

Верхнерифейский возраст терригенно-кремнисто-карбонатных об-

разований подтверждается и данными абсолютного возраста. Для доломитов тасказганской свиты Южного Тамдытау свинцово-изохронным методом определен возраст в 870—1300 млн. лет (Б. Я. Хорева).

Кусавлинская свита Туркестанского хребта сложена в основном кварц-биотитовыми и кварц-мусковитовыми сланцами с редкими и тонкими прослоями кремнистых и карбонатных пород.

Следует отметить, что состав и строение тасказганской, сувликсайской, аккудукской и кокпатасской свит Западного Узбекистана однородны, комплексы проблематичных остатков и следов жизнедеятельности организмов характеризуют в основном верхнепротерозойский возраст вмещающих пород. Состав их весьма выдержан, они повсеместно представлены чередующимися пачками серых алевролитов и слюдяных сланцев с горизонтами и прослоями серых и темно-серых кварцитов с линзами доломитов и известняков. Мощность их — до 1000 м. В полосе Тамдытау — Северное Нуратау появляются прослои известковистых доломитов, мощность которых к востоку увеличивается.

Подобная выдержанность состава и мощности на огромной площади свидетельствует об их накоплении в мелководном морском бассейне в условиях платформенного режима.

Верхняя граница верхнего рифея в Ауминзатау, Северном и Южном Тамдытау, Южном Букантау и Северном Нуратау условно проводится по кровле верхнего кремнистого горизонта темно-серого цвета с линзами буроватых доломитов. В Султануиздаге, Туркестанском хребте верхнерифейские образования вместе с вендскими составляют единый неразделенный комплекс осадков.

По данным бурения, аналоги кокпатасской свиты вскрыты более чем 100 скважинами к юго-востоку, западу и югу от Букантау (кварциты, углисто-кремнистые и альбито-слюдисто-кварцевые сланцы, песчаники и алевролиты, линзы доломитов), а аналоги тасказганской свиты — на больших площадях между горами Ауминзатау, Бельтау, Тамдытау, Аристантау, Кульджуктау и к северо-западу от Северного Нуратау (Ахмеджанов, Борисов, Фузайлов, 1967). По данным геофизики, поля тасказганской свиты под отложениями мезо-кайнозой отмечены к юго-востоку от Тамдытау, востоку от Султануиздага и юго-западу от Зирабулак-Знаэтдинских гор (И. А. Фузайлов).

Условно рифейские графит-хлорит-мусковитовые сланцы вскрыты в Южном Приаралье на площади Коскала-1 (Карцева, Кирюхин, Мамбетов, Нсанов, 1972).

В восточной части Туркестанского хребта, в Зарафшано-Гиссарской горной области (ягнобская и ширкентская свиты) и в Восточном Алае имеются толщи, сходные с описанными отложениями рифея. Вероятно, к ним можно отнести и большую часть верхней майлисуйской подсвиты Северо-Восточной Ферганы.

С кызылкумским типом разреза хорошо сопоставима кокчетавская кварцито-песчаниковая серия, накапливавшаяся также в условиях, близких к платформенным (Зайцев, 1972) и считающаяся верхнерифейской по радиогеохронологическим данным. Ее нижней границей приняты 1000—1100 млн. лет. Возраст обломочных цирконов из кварцитов по 5 пробам — 1240—1690 млн. лет (А. А. Краснобаев).

В Северном Тянь-Шане к этому типу разреза относятся большекаройская свита Малого Каратау и карагоинская серия Таласского Алатау.

Большекаройская свита характеризуется флишоидным строением и составляет нижнюю часть каройской серии, залегает с видимым соглашением на песчано-сланцевую кокджотскую серию. Ее нижняя подсвита

сложена полимиктовыми и граувакковыми песчаниками, алевролитами и сланцами с редкими прослоями гравелитов и конгломератов (до 1000 м). Средняя подсвета включает зеленовато-серые и вишнево-красные глинистые сланцы с прослоями граувакковых и полимиктовых песчаников (1160—1000 м). Верхняя подсвета состоит главным образом из зеленовато-серых и малиновых полимиктовых алевролитов, песчаников и конгломератов (60—100 м). В обломках характерно присутствие гранитоидов, полевых шпатов и кварца, что указывает на размыв гнейсово-гранитоидных образований. Мощность варьирует от 1000 м на северо-западе до 2500 м на юго-востоке Малого Каратау.

Карагонская серия имеет аналогичный состав и строение, но в верхах разреза есть горизонт известняков (чаткарагайская свита с комплексом верхнерифейских строматолитов. В Малом Каратау этот горизонт размыт, а галька известняков с верхнерифейскими онколитами найдена в конгломератах коксуйской свиты венда (Келлер, Королев, Крылов, 1965).

В. Г. Королев и В. В. Киселев (1971) отмечают в карагонской серии микрофитолиты верхнего рифея. Серия с несогласием перекрыта вендскими образованиями малокаройской серии и прорвана интрузиями возраста 700 млн. лет.

Отложения узунбулакской свиты Пскемского хребта трансгрессивно с базальными конгломератами перекрывают рифейские гранитоиды. Нижняя ее часть обнажается в ядре Пскемского антиклинория. Она представлена аркозовыми конгломератами, песчаниками, доломитами, углеродисто-глинисто-кремнистыми и кремнистыми сланцами, трахибазальтами и их туфами и туффитами (100—150 м). Верхняя часть свиты располагается на крыльях антиклинория и сложена аркозовыми конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами с прослоями (в кровле) доломитов и туфов основного состава (400—450 м). Возможно, эти две части свиты частично фациально замещают друг друга. К. С. Сагындыков (1967) относит их к единой муршашской свите. Обычно эти отложения относят к низам венда, но не исключен и более древний, верхнерифейский их возраст.

Подобный тип разреза установлен нами в Кассане, где стратиграфически ниже отложений шорашуйской свиты располагается аюторская свита. Разрез ее начинается с базальных конгломератов, выше которых залегает пачка переслаивающихся глинисто-серицитовых сланцев, полевошпатово-кварцевых песчаников и алевролитов. Верхняя часть разреза слагается дацит-андезитовыми порфиритами с прослоями сланцев, песчаников и алевролитов.

Аюторская свита Кассана, которая с несогласием перекрывает осадочно-вулканогенную каратерекскую свиту, как мы полагаем, может представлять низы узунбулакской свиты, с которой она имеет только тектонические взаимоотношения, и, возможно, узунбулакская свита вместе с аюторской будет составлять верхи верхнего рифея. Следует отметить и грубообломочность, и плохую отсортированность обломков, что свидетельствует об орогенном режиме при их накоплении.

Возможно, к этому же типу относятся условно верхнерифейские толщи Таримского массива и еременьтауская серия Центрального Казахстана. На Таримском массиве выше сугеттагской толщи согласно лежит «красноцветная толща» кварцитовидных песчаников и конгломератов с редкими горизонтами шелочных миндалекаменных порфиритов (200 м), которые перекрываются отложениями кембро-ордовика.

Еременьтауская серия слагает ядра каледонских Еременьтау-Ниязского, Искеульмесского, Майкаин-Кызылтауского, Тектурмасского и Северо-Балхашского антиклинориев. Она состоит из вулканитов основ-

ного состава с прослоями яшм, сланцев, известняков (2500 м). По радиологическим данным, возраст серии определен в 1000—700 млн. лет, что соответствует возрасту каратауской серии верхнего рифея Южного Урала (Башкирский антиклинорий).

Необходимо отметить, что и в Мугоджарах развит вулканогенно-терригенный тип разреза (Абдуллин, Ергалиев, Касымов, 1971; Ржашикова, 1971). Докембрий разделен на две серии — южно-мугоджарскую и талдыкскую, породы которых в палеозое претерпели региональный и контактовый метаморфизм амфиболитовой фации.

Нижняя часть южно-мугоджарской серии (шениконтская свита, 1700 м) сложена в основном биотитовыми и аплитовидными парагнейсами, а верхняя (тулепсайская свита, 1700 м) — амфиболитами, амфиболитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами. В верхней части (улыталдыкская толща) в линзах мраморов из коллекций Г. И. Бурды и К. Т. Булеева, Л. Н. Ржашиковой определены микрофоссилии среднего — верхнего рифея.

Талдыкская серия (1500 м) состоит из кандаринской свиты парагнейсов с прослоями амфиболитов и кварцитов с микрофоссилиями среднего — верхнего рифея и борлинской свиты кристаллических сланцев.

К нерасчлененным отложениям рифея относятся висхарвская свита Северного Памира, в составе которой филлиты черного цвета чередуются с подчиненными прослоями полимиктовых и кварцевых песчаников, кварцевых порфиров, плагиопорфиров, черных мраморизованных известняков, углистых и графитистых сланцев мощностью до 2500 м, относящихся к платформенным образованиям (Власов, Гниловский, 1967, 1970). В средней части разреза обнаружены споры, характерные для сирия и кембрия (опр. Ю. А. Алюшинского и Е. М. Андреевой), а также споры позднесирийские — вендские, возможно, раннекембрийские (опр. Б. В. Тимофеева и Л. А. Богдасаряна). Свита с большим несогласием и разрывом лежит на породах нижнего протерозоя (?) и с несогласием перекрыта отложениями с фауной силура.

На Центральном Памире к рифею можно отнести ванч-язгулемский комплекс. Нижняя барнаваджская свита сложена преимущественно кварцитовидными песчаниками с хорошо различной слоистостью, трещинами усыхания, волноприбойными знаками. В верхней части они чередуются с филлитами, кремнистыми сланцами и мраморами (1000—1600 м). Язгулемская свита представлена мраморизованными известняками (до 900 м) и, вероятно, является среднерифейской. Она с перерывом перекрыта породами джамансайской свиты (до 1500 м) — светлые и пестроцветные конгломераты, кварцитовидные песчаники с редкими прослоями сланцев. М. Х. Хамидов отнес их к континентальным осадкам, охарактеризовав как речные, пойменные, подводнодельтовые. Эта свита сопоставима с отложениями верхнего рифея, и, возможно, венда.

В Музкольском хребте аналогом джамансайской свиты считается мукурбулакская свита (1000 м), сложенная олигомиктовыми кварцитовидными, кварц-полевошпатовыми песчаниками и конгломератами с хорошо сохранившимися признаками морских и континентальных отложений (Пашков, 1964).

венд

Отложения венда четко подразделяются на два типа разреза: песчаниково-алевролитовый и «тиллитовый», первый развит в Южном Тянь-Шане, второй — в Байконур-Каратау-Чаткало-Нарынской полосе. Песчаниково-алевролитовый тип разреза в Ауминзатау, Северном

Нуратау и Бельтау представлен бесапанской свитой, Южном Тамдытау — мурунтауской, Северном Тамдытау — тайманской (?), Южном Букантау — коксайской, Султануиздаге — верхней частью нижней султануиздагской подсвиты, Туркестанском хребте — верхней частью кусавлинской, Киттармае — верхней пачкой киттармайской свиты.

Бесапанская свита сложена кварц-слюдистыми, слюдисто-кварцевыми, алевропесчаниками, алевролитами, гравелитами мощностью до 1000 м. Нижняя граница свиты в Северном Нуратау проводится по основанию пачки переслаивающихся алевролитов, песчаников и гравелитов мощностью до 2 м. В Южном Тамдытау за нижнюю границу мурунтауской свиты принимается основание пачки средне- и грубозернистых олигомиктовых песчаников, содержащих прерывистые линзы гравелитов, а местами мелкогалечный конгломерат мощностью до 1 м.

Б. Я. Хорева между бесапанской и тасказганской свитами устанавливает резкое угловое и азимутальное несогласие. По данным других исследователей, несогласие между этими свитами не подтверждается, допускается лишь небольшой размыв. Полагаем, что здесь проявлено стратиграфическое несогласие.

Мурунтауская свита Южного Тамдытау представлена альбит-кварцевыми, альбит-хлорит-кварцевыми, биотит-хлорит-кварцевыми, хлорит-кварцевыми сланцами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками мощностью 700 м. Для этой свиты характерны неотсортированность обломочного материала, плохая окатанность обломков и наличие «плавающей» гальки кварцитов, песчаников, реже известняков.

Тайманская свита Северного Тамдытау — существовавшая терригенная, сложенная из песчаников, алевролитов и филлитовидных сланцев. Песчаники и алевролиты пользуются в разрезе наибольшим распространением. Обломочный материал плохо отсортирован и представлен существенно кварцем, несколько меньше плагиоклазом, калишпатом, кремнями, микрокварцитами. Мощность свиты — 700 м.

Следует отметить, что по составу тайманская свита не фациальный аналог бесапанской свиты, скорее возраст ее нижнепалеозойский.

Коксайская свита Южного Букантау представлена ритмичным переслаиванием черных, темно-серых и зеленовато-серых гравелитов, песчаников, алевролитов и серицитизированных глинистых сланцев олигомиктового и полимиктового состава. Мощность — до 700 м.

Вендский возраст бесапанской свиты определяется положением над верхнерифейскими образованиями. Абсолютный возраст (К-Аг-методом) по валу из пород Джетымтау, в северо-западной части Северного Нуратау, колеблется в пределах $487-535 \pm 12$ млн. лет (Б. Я. Хорева).

В Туркестанском хребте верхи кусавлинской свиты сложены «тиллитоподобными» конгломератами, полосчатыми сланцами, согласно открыты отложения кембрия.

А. А. Арипов, М. А. Ахмеджапов и О. М. Борисов (1960, 1969) данный тип разреза назвали «каракумским», считают его отложившимся в эпиконтинентальном мелководном морском бассейне. Южнее, на территории Южного Ирана, Афганистана и Пакистана, в отшнурованных соленосных бассейнах накапливались красноцветные песчаники, гипсы и каменная соль (соляная серия Пенджаба, диапиро-соляная формация области Кырман-Табаса — Озбакуха). Выше их на территории Ирана, Пакистана и Памира размещаются красноцветные косослоистые аркозовые кварцевые песчаники мощностью до 1000 м. Этот тип разреза назван ими «южноиранским».

По данным бурения и геофизики, отложения бесапанской свиты составляют почти сплошной пояс от Султануиздага на востоке до Нура-тинских гор на западе.

Байконуро-чаткало-нарынский тип разреза охарактеризован В. Г. Королевым, Р. А. Максумовой, А. М. Мамбетовым (1971), В. В. Киселевым и В. Г. Королевым (1972) и Е. И. Зубцовым (1972). Нижняя и верхняя граница почти везде выражена четко, эти образования с несогласием залегают на отложениях рифея, а местами даже архея — нижнего протерозоя и гранитоидах рифея возрастом 700—800 млн. лет.

Верхняя граница выражена стратиграфическим несогласием, а местами — железисто-гидрослюдистой корой выветривания (Куруктаг, Кокшйримтау, Джетымтау, Сарыджаз). В Куруктаге отложения перекрываются базальными слоями с трилобитами и археоцитами нижнего кембрия. В Таласском хребте (р. Кумыштаг) на лимонитизированной коре выветривания залегают конгломераты и известняки верхов нижнего кембрия (бешташская свита).

В. Г. Королев, Р. А. Максумова, А. М. Мамбетов (1971), А. М. Мамбетов (1973) выделяют три стратиграфических комплекса: малокаройскую серию со строматолитами венда и джетымскую серию с тиллитами; третий верхний комплекс залегают на коре выветривания и в Малом Каратау представлен двумя свитами. Кыршабактинская свита пестроцветного карбонатно-терригенного состава содержит прослой глауконитовых песчаников (абсолютный возраст — $560-570 \pm 30$ млн. лет), она отнесена к верхам венда, а в вышезалегающей беркутинской свите (нижние доломиты) встречаются остатки микрофитолитов, свойственных юдомскому комплексу Сибири.

Маломощные аналоги этих свит встречаются в Боролдае и Северо-Западном Каратау.

Выше располагается чулактауская свита, содержащая богатые залежи фосфоритов, ее аналоги — ванадиеносные толщи Чаткало-Нарына и Большого Каратау, Кендыктаса и Чу-илийских гор, они принадлежат уже самым нижним горизонтам кембрия, так как только в них в массовом количестве обнаружены остатки хиолитов, хиолительминтов, томмотид, гастропод, губок, конодонтов, беззамковых брахиопод (сопоставляются с томмотским ярусом Сибирской платформы).

Шорашуйская свита сложена в низах горизонтом «тиллитоподобных» конгломератов с липизами и прослоями аркозовых песчаников, глинистых, железисто-глинистых сланцев (мощность до 500—600 м), выше по разрезу сменяющихся горизонтом (до 500 м) неравномерно чередующихся кварцево-полевошпатовых песчаников, гравелитов, глинистых сланцев. В ядре Пскемского антиклинория мощность шорашуйской свиты резко сокращается и местами она полностью выклинивается. К востоку в бассейне сая Чанача мощность «тиллитоподобных» конгломератов увеличивается до 1000 м, появляются прослой основных вулканитов.

На отложениях вендского комплекса с видимым согласием, но с явными следами перерыва залегают карбонатно-кремнистые образования нижнего кембрия (Сагындыков, 1967).

В Кассане аналогом шорашуйской свиты считается алмалыбулакская свита Сарайсая, в 1953 г. условно отнесенная Л. И. Турбиным к нижнему — среднему ордовика. Нижний ритм отложений (500 м) сложен переслаивающимися зеленовато-серыми глинистыми сланцами и алевролитами, местами с редкой «плавающей» галькой черных кварцитов и известняков и мелкозернистых песчаников. Верхний ритм отложений (500—600 м) имеет внизу алевролиты и песчаники с двумя горизонтами «тиллитоподобных» гравийных конгломератов. Разрез венчается пестроцветными доломитами с прослоями алевролитов и слюдистых сланцев.

ГЛАВА IV. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ

Докембрийские образования в ряде мест прорваны массивами гранитного, основного и ультраосновного состава. Для большинства массивов бесспорно установлен средне- или верхнепалеозойский возраст, для остальных в последнее десятилетие начал подтверждаться допалеозойский, что нашло отражение в схемах магматизма И. Х. Хамрабаева, Р. Б. Баратова, Т. Н. Далимова, В. А. Хохлова, А. В. Покровского, Г. И. Макарычева и других.

Рассмотрим тектоническую обстановку формирования, форму залегания массивов и вероятное время их внедрения для производных магм гранитоидного и основного, ультраосновного состава.

ГРАНИТОИДНЫЕ МАССИВЫ

Гранитоидные тела докембрийского возраста установлены в Большом Каратау (Кумыстинский и др.), Пскемском хребте (Бешторский и Музбельский), в Сарыджазе (Сарыджазский), т. е. по самой северной окраине Срединного Тянь-Шаня и в Юго-Западном Гиссаре.

На основании анализа материалов по геологическому положению и возрасту гранитоидные массивы объединены в несколько интрузивных комплексов (табл. 6).

Мигматитовый комплекс амфиболитовой фации нижнего—среднего протерозоя (?), согласно исследованиям В. А. Хохлова, А. В. Покровского, В. Е. Головина, И. М. Мирходжаева, возник под влиянием процессов ультраметаморфизма и гранитизации, что привело к образованию гранитно-гнейсовых куполов. Исследователи выделяют две группы образований: автохтонные мигматит-плутоны (айлянгарские «гнейсо-тоналиты» и др.) и аллохтонные акмолитовые массивы (Среднеуруклинский, Бахчинский и др.). В. А. Хохлов и др. (1972) рассматривают их как единую цепь образований.

А. В. Покровский (1969) полагает, что первый комплекс возник в связи с интенсивными явлениями прогрессивного метаморфизма с образованием зон селективной (венитовой) мигматизации с жилами и небольшими телами лейкократовых гранитов и аляскитов, другой — в эпоху регрессивного метаморфизма (гранитизации). Он отмечает случаи пересечения тел первой группы в процессе формирования диапировых куполов и валов реоморфических анатектитов и «батолитоподобных» массивов пестрого состава.

Подобные группы описаны в Каратегине Л. Н. Бельковой и др. (1972а). Не исключено, что между этими группами гранитоидных обра-

(I — интрузивный комплекс, II — осадочно-вулканогенный)

Схема проявления магматизма в докембри

| A—P ₁ | P ₁₋₂ | P ₃ | | | Возраст |
|--------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------|---------------------------------------------|
| | | R | | V | |
| | | R ₂ | R ₃ | | |
| | | Плагногранитный (Бешторский и Музбельский массивы) | | Дайки диабазов Пскемского хребта | Пскемский и Сан-далашский хребты
I
II |
| | | | Трахибазальтовый (трапповый) (узунбулакская свита) | Прослон туфов порфиритов и порфиров (шорашуйская свита) | Северо-Восточная Фергана
II |
| | Андезито-базальтовый эпидот-амфиболитовой фации (низы майлисуйской свиты) | | | | |
| | Дайки габбро-амфиболитов | | | | I
II |
| Диабазовый амфиболитовой фации (терекская свита) | Андезито-базальтовый эпидот-амфиболитовой фации (низы семизсайской подсвиты) | 1. Дацито-кварц-порфировый (низы алмалыбулакской свиты)
2. Базальто-андезитовый (верхи алмалыбулакской свиты)
3. Диабазо-порфировый (кара-терекская свита) | Горизонты порфиритов ("акторская свита") | Редкие прослон диабазовых порфиритов (верхи шорашуйской свиты) | Кассан
I
II |
| | Плагногранито-гнейсы Дарбазы. Габбро-амфиболитовый | | | | Султануздаг
I
II |
| Осадочно-диабазовый амфиболитовой фации (кызылсайская свита) | Базальт-андезит-альбитофирный эпидот-амфиболитовой фации (каракудукская свита) | | | | Вулкан-тау
II |
| | Толентовый эпидот-амфиболитовой фации (низы кумбулакской свиты) | | | | |

| A—P ₁ | P ₁₋₂ | P ₃ | | | Возраст |
|---------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------|----------------|--------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------|
| | | R | | V | |
| | | R ₂ | R ₃ | | |
| | Гранито-гнейсы Джургантау | | | | Тамдытау, Сев. Нурагау, Ауминзатау — Бельтау
I
II |
| Диабазовый амфиболитовой фации (ауминзайская, учкудуктауская свиты) | Осадочно-базальтовый эпидот-амфиболитовой фации (толентовая формация океана) (иттынусайская, карабулакская) | | | Редкие прослон туфов, андезитов (аккудукская, тасказганская свита) | |
| | 1. Габбро-пегматиты, анортозиты, альбитофиры. 2. Перидотитовый (гарцбургитовый) 3. Метагаббро-перидотитовый | | | | Кан
I
II |
| | Осадочно-базальтовый эпидот-амфиболитовой фации (канская свита) | | | | |
| | Осадочно-базальтовый эпидот-амфиболитовой фации (канская, торшинская, талдыкская свиты) | | | | Карачатыр, Адыяр — Намаздек, Восточный Алай
II |
| Аполерцолитовых метаультрабазитов (Урукли, Байсунтау) | 1. Гранито-гранодиоритовый
2. Комплекс гранитоидных мигматитов | | | | Юго-Западный Гиссар
I
II |
| | Андезит-липарит-порфировый эпидот-амфиболитовой фации (Сурхантау) | | | | |
| | Гранито-гнейсовый | | | | Карате-гин
I
II |
| Прослон амфиболитов | | | | | |

зований имеется большой разрыв во времени. А. В. Покровский (1969) помещает между ними габбро-гипербазитовый комплекс Уруклинского массива.

На данном этапе исследований их можно рассматривать в качестве двух самостоятельных формаций: гранито-гнейсовой и высокоглиноземистых гранитов.

Гранито-гнейсовая формация развита в пределах байсунской серии Юго-Западного Гиссара и в Каратегине; она включает мигматиты, гранито-гнейсы и связанные с ними разновидности.

В качестве примера приведем геолого-петрографическую характеристику Айлянгарского массива «гнейсо-тоналитов». Он расположен среди ортоамфиболитов Диймалекского гнейсового купола, образует разнообразные пластообразные неправильные залежи расплывчатых очертаний небулитового строения, которые включают скиалиты амфиболитов и прослои глиноземистых гнейсов. В 1962 г. В. А. Хохлов и А. В. Покровский (А. В. Покровский, 1971) высказали предположение о метаморфогенном их происхождении вследствие гранитизации и последующего кислотного выщелачивания ортоамфиболитов. С помощью амфибол-плагноклазового и амфибол-гранатового геотермометра установлено, что гранитизация происходила в температурных условиях амфиболитовой фации, но в эпоху регрессивной стадии регионального метаморфизма (650—500°).

«Гнейсо-тоналиты» имеют гнейсовидную текстуру и субпараллельную микроструктуру, обусловленную субпараллельным расположением кристаллов роговой обманки (14—35%) и андезин-лабрадора (до 20%, в гранобластовом агрегате из олигоклаза и альбита (10—15%), биотита (1—18%), граната (до 5%), микроклин-пертита (3—20%) и кварца (10—35%). Из аксессуарных имеются циркон и апатит, реже встречаются сфен, рутил, анатаз, монацит.

Формация высокоглиноземистых гранитов представлена пластовыми и акмолитовыми телами гранитоидов размером от 0,5 до 2,5 км². Приурочены они часто к ядрам брахиантиклинальных складок, в основном среди метаморфических пород байсунской серии.

Состав гранитоидов зависит от состава субстрата. По глиноземистым гнейсам развиваются высокоглиноземистые гранитоиды (кордиеритовые, мусковит-гранатовые), по метабазитам — диориты, тоналито-гнейсы, при этом наследуются особенности состава вмещающих толщ в отношении малых элементов. Формирование мигматит-плутонов происходило в условиях регионально-контактового метаморфизма, о чем свидетельствует высокая железистость граната в паре с кордиеритом ($F = 78-86$).

Термодинамические условия образования, согласно расчетам Т. Н. Далимова и В. И. Айзенштата (1972), соответствуют абиссальной фации становления (8—14 км), причем при современной глубине среза до 5 км. Подобная величина эрозионного среза рассчитана и по степени метаморфизма из верхней колонки пород А. В. Покровским и В. А. Хохловым.

Массивы подверглись более поздним изменениям, которые выразились в процессах мусковитизации, альбитизации, появлении высокого ортоклаза и низкотемпературного андезина с непостоянной степенью упорядоченности от 0,6 до 0,9 (Далимов, Айзенштат, 1972).

В хр. Сусызтау граниты интродуцируют габбро-гипербазиты Урукли, а сами секутся гранитоидами Обинаврузского массива.

По Г. С. Чикрызову, формация имеет силурийский возраст, по С. К. Овчинникову и А. Т. Тарасенко — докембрийский, по И. М. Исамухамедову и П. Д. Купченко — среднекарбонный. А. В. Покровский (1969)

на основании данных абсолютного возраста (460—480 млн. лет) считают, что она образовалась в среднем ордовике. И. Х. Хамрабаев, Р. Б. Баратов, Т. Н. Далимов и др. отнесли ее к рифею. В. А. Хохлов, И. М. Мирходжиев, В. Е. Головин по абсолютному возрасту (600—650 млн. лет) считают формацию верхнепротерозойской.

Региональная гранитизация с образованием реоморфических и палингенных гранитов привела, несомненно, к существенным преобразованиям кристаллических пород. Следует подчеркнуть, что абсолютный возраст роговых обманок из амфиболовых гнейсов байсунской серии (коллекция В. А. Хохлова, опр. Е. М. Головина) равен 498, 576, 588, 722, 743 млн. лет, но не древнее. В то же время самый древний возраст установлен по биотиту из биотито-мусковитовых сланцев в бассейне р. Ай-лянгара в 1239 млн. лет (коллекция В. А. Хохлова, опр. Е. М. Головина) и из слюдяных гнейсов 1400 (?) млн. лет (коллекция А. В. Покровского, опр. Ф. Аскарова). Биотит, вероятно,— новообразованный минерал эпохи гранитизации, так как для его образования необходим привнос воды.

По нашему мнению, возраст мигматитового комплекса, вероятно, не моложе 1500 млн. лет. Аналогичный же комплекс Каратегина, по изохронному свинцовому методу, имеет возраст от 2500 до 2900 млн. лет (Хорева, Мурина, 1968). Так как процессами ультраметаморфизма и гранитизации охватываются отложения сурханской серии и их аналоги, относимые условно к нижнему—среднему протерозою, то и возраст мигматитового комплекса, вероятно, предверхнепротерозойский.

Гранит-гранодиоритовый комплекс также располагается только среди докембрийских магматических образований и представлен штокообразными телами. Площади их выходов также значительны: Обинаврузский—150 км², Вахшиварский—90, Гуматагский—80—95; остальные имеют небольшие размеры (Харкушский—до 0,7 км² и т. п.). Массивы срезают тела палингенных и реоморфических гранитов и их жильные производные, а сами прорываются визе-памюрскими субвулканическими гранит-порфирами.

Возраст комплекса большинством исследователей принимается за девонский на основании залегания их под базальным горизонтом нижнего карбона с галькой нижележащих гранитоидных пород и по данным абсолютного возраста (340—390 млн. лет). А. В. Покровский полагает, что комплекс был сформирован на границе ордовика и силура, а данные абсолютного возраста отражают время наложенного метаморфизма.

М. А. Ахмеджанов и О. М. Борисов считают их возраст дорифейским на том основании, что, во-первых, подобных по составу и генезису массивов среди образований палеозоя Среднего и Южного Тянь-Шаня и Памира не существует; во-вторых, отсутствуют признаки проявления интенсивных магма-тектонических процессов в каледонском цикле развития; в-третьих, рифейские отложения Южного Тянь-Шаня метаморфизованы до зеленых сланцев и не несут следов гранитизации и палингенеза; в-четвертых, обломки гранитоидных пород комплекса имеются в отложениях ягнобской свиты рифея (?), в базальных горизонтах силура.

Граниты и гранодиориты сходного типа слагают Курговатский и ряд мелких массивов Северного Памира (граниты, плагиограниты, гранодиориты, часто гнейсирированные). Они прорывают нижнепротерозойские (?) образования боршитской серии и с размытом перекрываются отложениями карбона. По мнению Н. Г. Власова и Г. В. Гниловского (1970), возраст формирования массивов—доверхнепротерозойский, так как они были, по-видимому, уже обнажены до формирования висхвар-

ской свиты рифея, в которой имеются обломки гнейсированных гранитоидов.

Кристаллические сланцы и гнейсы вскрыты скважинами в Карабогазголе, Красноводском полуострове, Бухаро-Газлинском районе, западнее Кугитанга. По степени метаморфизма они отвечают эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. В ассоциации с этими породами встречаются массивы гранито-гнейсов (Шах-Адам, Газли) и гнейсовидных гранодиоритов-гранитов (Карабогазгол, Центрально-Каракумский свод, Бухаро-Газлинский район). Абсолютный возраст их (за исключением последнего района), по К-Аг-методу, колеблется в пределах 425—440 млн. лет (В. С. Князев, В. С. Прилуцкий, А. Е. Худобина, А. И. Проскуркин, П. Н. Куприн, А. М. Чарыгин, О. А. Шнип и др.), т. е. совпадает с возрастом гранодиорит-гранитовой формации Юго-Западного Гиссара. В. С. Князев (1969) считает этот возраст омоложенным и полагает, что формирование данных пород происходило в архей-нижнепротерозойское время.

Второе обширное поле дорифейских гранитоидов охватывает Северный Тянь-Шань и Центральный Казахстан.

В Улутау жунгарский комплекс гранитоидов прорывает среднепротерозойскую жийдинскую серию и перекрывается майтубинской (1110—1350 млн. лет) серией. Альфа-свинцовый метод определения абсолютного возраста по циркону дает 1100—1160 млн. лет, по монациту — 1160—1350 млн. лет, что отражает возраст наложенного метаморфизма. Предполагается, что истинный возраст комплекса равен 1,6—1,7 млрд. лет, что подтверждается единичными определениями, показывающими 1600 млн. лет.

В верховьях Каракара и Сарыджаза аштурукская свита основных и средних вулканитов прорывается массивами гранитоидов и с резким несогласием перекрывается верхненарынской серией верхнего рифея—венда. Обломочный циркон из пород основания серии — не моложе 1300 млн. лет (А. А. Краснобаев, альфа-свинцовый метод), что свидетельствует о более древнем, возможно, карельском возрасте аштурукской свиты и сарыджазских гранитоидов (В. В. Киселев, В. Г. Королев, 1972).

Плагιοгранитный комплекс имеется только в пределах Улутау, Северного Тянь-Шаня и по северной окраине Среднего Тянь-Шаня.

В. В. Киселев и В. Г. Королев (1972) указывали, что в Северном Тянь-Шане имеются гранитоиды радиологически установленного возраста — 1000—1100 млн. лет, а в Улутау 950 ± 50 млн. лет.

Наиболее крупные массивы гранитоидов Среднего Тянь-Шаня — Бешторский и Музбельский.

Бешторский (Бештор-Тундукский, Каракорумский) массив (около 250 км^2) обнажается в осевой части Пскемского хребта. На северо-западе и севере по системе нарушений граничит с известняками нижнего карбона и песчаниками тюлькубашской свиты верхнего девона, а на юго-востоке под углом $40\text{--}50^\circ$ погружается под отложения кембро-ордовика. Массив сложен среднезернистыми двуслюдяными плагιοгранитами, которые в апикальных выступах на участках пологой кровли переходят в порфириовидные среднезернистые двуслюдяные плагιοграниты. Из жильных наибольшим распространением пользуются аплиты, реже встречаются аплитовидные граниты и пегматиты. Обломки гранитоидов в изобилии имеются в базальных слоях узунбулакской свиты. Рифейский возраст подтверждается радиологическими определениями по мусковиту — 830 ± 18 млн. лет (М. Д. Гесь).

Музбельский массив располагается в водораздельной части Талас-

ского Алатау (650 км²), он вытянут в северо-западном направлении. Северо-восточная часть массива срезана «важнейшей структурной линией Тянь-Шаня». В районе от перевала Карабура до истоков р. Чакмакская на его размытую поверхность залегают конгломераты и песчаники узунбулакской свиты. Массив в основном сложен плагиогранитами, но имеются сиенито-диориты, кварцевые диориты, биотитовые гнейсовидные граниты.

Плагиограниты — порфирированные лейкократовые породы с существенным преобладанием кислого плагиоклаза над микроклин-пертитом и широким развитием мусковита, замещающего биотит и плагиоклаз. Четверть породы сложена кварцем. Из аксессуарных преобладает магнетит, реже встречаются ильменит, сфен, апатит, циркон, ортит, рутил.

По расчетам Т. Н. Далимова и В. И. Айзенштата (1972), глубина становления Бешторского интрузива равна 10—14 км, что соответствует условиям абиссальной до ультраабиссальной фаций глубинности. Кристаллизация происходила в интервале температур 750—630°. Глубина эрозийного среза интрузива — не менее 3,5 км.

Предвендский комплекс интрузивов выражен гораздо четче, чем предверхнерифейский, хотя представлен еще более мелкими телами, тяготеющими к зонам разломов.

В пределах Северного Тянь-Шаня и Центрального Казахстана предвендский комплекс массивов имеет возраст в пределах 650—700 млн. лет. Он представлен мелкими массивами щелочных и щелочно-земельных гранитов, а в Большом Каратау — линзовидными телами габбро, лейкократовыми гранитами, которые прорывают отложения верхнего рифея и перекрываются трансгрессивно породами венда. По данным Г. И. Макарычева и В. И. Пазиловой (1963), тела локализуются вдоль тектонических швов. Галька габброидов наблюдается в конгломератах верхнего венда.

Кумыстинский массив (15×1—3 км) сложен гнейсовидными грано-сиенитами, в меньшей мере диоритами и плагиогранитами. Он прорывает отложения среднего рифея (бакырлинскую свиту) и трансгрессивно перекрывается (по р. Рану) тиллитоподобными конгломератами венда. Альфа-свинцовым методом по циркону возраст массива определен в 720 млн. лет (А. А. Краснобаев).

В Улутау предвендские массивы также представлены небольшими телами, причем диориты, диорито-гнейсы тяготеют к синклиналям, а граниты — к ядрам антиклиналей. Возраст их 680±20 млн. лет.

В Улутау предвендский актасский комплекс щелочных гранитов прорывает вулканогенную толщу верхнего рифея. Альфа-свинцовым методом получено 580—620 млн. лет, свинцово-изотопным — 610±50 млн. лет. Возможно, щелочный комплекс моложе диорито-гранитов.

В пределах Среднего Тянь-Шаня к данному комплексу, вероятно, могут относиться дайки диабазов, пересекающих Бешторский массив плагиогранитов и несогласно перекрывающихся отложениями венда (С. И. Мамаджанов).

На других участках Среднего и Южного Тянь-Шаня, а также Памира интрузивные образования рифейского возраста пока не известны.

Вендский магматический комплекс включает две формации: трахибазальтовую и габбро-диабазовую.

Трахибазальтовая формация в Пскемском хребте состоит из пластовых тел (мощностью до 20 м), измененных миндалекаменных трахибазальтов, туфов и туффитов такого же состава. В верхней части появляются туфы трахиандезитов и трахитов.

Габбро-диабазовая формация представлена силлами и дайкооб-

разными телами габбро и габбро-диабазов, секущих отложения узунбулакской свиты Пскемского и Сандалашского хребтов. Абсолютный возраст наложенного метаморфизма по валовой пробе А-Кг-методом определен в 425 млн. лет (Глейзер, 1967).

МАССИВЫ УЛЬТРАОСНОВНОГО И ОСНОВНОГО СОСТАВА

Гипербазиты и сопровождающие их тела базитов известны в Султануиздаге, Букантау, Тамдытау, Ауминзатау, Нуратау, Мальгузаре, Зирабулакских горах, Гиссаре и Каратегине, в Чаткало-Кураминской горной системе, в Северной и Южной Ферганае, Карачатыре и Кампыр-равате. Их изучением занималось много исследователей: И. Х. Хамрабаев, Я. С. Висьневский, А. Мусаев, В. В. Баранов, Г. Г. Лихойдов, Ш. А. Мумилов, О. И. Горбов, А. М. Виленский, А. Ф. Свириденко, Г. Г. Кравченко, М. Г. Жариков, Л. И. Турбин и др. Ими установлены следующие основные особенности состава, строения и распространения.

1. Тела базитов и гипербазитов тяготеют к зонам крупных нарушений земной коры, размещены они преимущественно в пределах четырех прерывистых поясов: Тамдынско-Нуратинско-Южно-Ферганского, Зирабулакско-Кульджуктауско-Султануиздагского, Северно-Ферганского, а также предполагаемого Карши-Амударьинского (И. И. Хамрабаев, 1969).

2. Наиболее крупные тела гипербазитов считаются приуроченными к участкам коленообразных изгибов складок и разломов. В пределах зон разломов тела обычно располагаются кулисообразно или в виде прерывистых лент и цепочек.

3. Гипербазиты представлены линзами, межпластовыми залежами, реже неправильными по форме телами и штоками, длина которых измеряется десятками и сотнями метров, а местами (Кан) даже километрами при ширине от метров до километра.

4. Почти все тела располагаются в ядрах синклиналий, чаще всего в тех частях структуры, где имеются основные вулканы независимо от их возраста.

5. Тела — доскладчатые образования.

6. Для всех гипербазитов весьма характерна петрофизическая и петрохимическая общность слагающих пород. Серпентиниты относятся к бастит-хризотилитовым (апогарцбургитовым) и лишь изредка хризотилитовым (аподунитовым) или баститовым (апопироксенитовым). Они обладают довольно постоянными параметрами и на диаграмме не дают ясно выраженных вариационных кривых для отдельных типов пород (Я. С. Висьневский).

7. Повсеместно первичные гипербазиты подвержены метаморфизму и представлены в основном серпентинитами с участками гранатовых амфиболитов до шпинелевых, антофиллитовых, флогопитовых и других метасоматических пород.

8. Гипербазиты повсеместно ассоциируют с габброидами, но в большинстве случаев прорываются ими и только в редких случаях (Сартале) отмечается постепенный переход серпентинитов лежащего блока через пироксениты в габброиды всяческого блока (Н. Ф. Шинкарев).

Необходимо отметить, что тела габброидов обладают довольно четкими термальными контактами. Они слагают разнообразные по форме тела и представлены свежими и амфиболитизированными разновидностями (габбро, габбро-амфиболиты). Магматическое происхождение габброидов не вызывает возражений.

9. Контакты серпентинитов с вмещающими породами тектоничес-

кие. Не исключается возможность их механического перемещения в период тектонических сжатий по разломам. Серпентиниты не наблюдались среди отложений верхнего карбона и моложе.

Единого мнения о возрасте серпентинитов нет. Анализ данных, приведенных различными исследователями, позволяет нам наметить четыре возрастные группы серпентинитов.

К наиболее древним относятся серпентиниты (и метабазиты) Юго-Западного Гиссара, которые располагаются в виде межпластовых залежей среди байсунской серии докембрия и прорываются палингенными гранитами айлянгарского типа (В. А. Хохлов, В. Е. Головин и И. М. Исамухамедов и др). а также тела габбро-амфиболитов Султануиздага и Қассана.

Несколько более молодой, чем серпентиниты Юго-Западного Гиссара, но, возможно, также докембрийской, является часть серпентинитовых тел Қана и Северной Ферганы, которые находятся в тесной пространственной ассоциации с «зеленокаменной» толщей, по-видимому, образовавшейся за счет вулканитов основного состава (иттынусайская, канская и карабулакская свиты).

К додевонской возрастной группе относятся серпентиниты Байсунтау, Гарма и Аравана (И. М. Исамухамедов, Р. Б. Баратов, В. А. Хохлов, Ш. Муминов и др.).

К ниже-среднекарбонным относятся серпентиниты Букантау, Южного Гиссара, Қана (основная часть полосы), Карачатыра, Кампырравата, Северной Ферганы (Я. С. Висьневский, И. Х. Хамрабаев, Г. С. Поршняков и др.).

Предложенное деление серпентинитов на возрастные группы весьма условно, необходимо продолжать их изучение с целью получения более достоверных фактов об их возрасте.

ГЛАВА V. ГЛАВНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ДОКЕМБРИЯ

ЭПОХИ И ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Обобщение и анализ данных геологии и геофизики по докембрию, палеозою и мезо-кайнозою позволило М. А. Ахмеджанову и О. М. Боринскому (1972) предложить следующую схему развития земной коры Среднего и Южного Тянь-Шаня:

эпоха формирования кристаллического основания, включающая этап развития архей-нижнепротерозойских геосинклиналей; этап развития нижне-среднепротерозойских «зеленокаменных» геосинклиналей и этап палоченной гранитизации, ультраметаморфизма и формирования гранитоидных массивов (этап кратонизации);

эпоха формирования эпикарельского платформенного чехла, включающая ранне-среднерифейский платформенный этап, верхнерифейский этап наложенной активизации платформы и вендский этап эпиплатформенного орогенеза.

Данная схема развития существенно отличается от предложенной ранее В. И. Поповым и Н. П. Васильковским, особенно в отношении докембрийской истории (табл. 7).

Собранные материалы опровергают представление об океаническом или раннеокеаническом этапе развития в архее и протерозое, хотя некоторые исследователи (Н. А. Штрейс, Г. И. Макарычев, М. Д. Гесь и др.) все еще разделяют это мнение. Не подтвердилось также и представление об эвгеосинклинальном типе разреза в рифее, сразу же залегающем на океаническом ложе (М. В. Муратов и др.).

Подтверждаются представления М. М. Тстяева, В. А. Николаева, А. В. Пейве, Н. М. Сеницына, впоследствии развитые В. Н. Огневым, В. Г. Королевым и др. о наличии в докембрии древней (карельской?) платформы или панплатформы.

Рассмотрим основные этапы развития земной коры Среднего и Южного Тянь-Шаня и кратко охарактеризуем их структуры.

Этап развития архей-нижнепротерозойских геосинклиналей

Одна из особенностей строения архей-нижнепротерозойских толщ — законченная дифференцированность образований. В пределах Улугтау, Тянь-Шаня и, вероятно, Таримского массива проходила центральная часть геосинклинальной зоны, для которой характерно несколько повышенное содержание вулканогенных пород диабазовой формации (до 10%). Каракумо-Таджикский район, Гиссар, Каратегин и Памир ха-

| Архей | Протерозой | | | | | Нижний палеозой | Эпоха | |
|------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------|------------------------------|----------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------|
| | нижний | средний | верхний | | | | | венд |
| | | | рифей | | | | | |
| | | | нижний | средний | верхний | | | |
| Архейская геосинклиналь | Раннепротерозойская эвгеосинклиналь | Среднепротерозойский этап кратонизации и гранитизации (эпоха карельского диастрофизма) | Ранне-среднерифейская миегеосинклиналь (исседонская складчатость) (>1500—1150 млн. лет) | Раннебайкальский платформенный этап (>1000—1500 млн. лет) | | Позднебайкальская каледонская геосинклиналь (>800—850 млн. лет.) | С. Казахстан (по Ю. А. Зайцеву, 1972 г.) | |
| Раннедокембрийский этап (2,5—2,0 млрд. лет) геосинклинального развития | Условно верхнедокембрийский этап (до 1,6—1,7 млрд. лет) развития эвгеосинклинальных зон, завершившийся широким проявлением гранитондов и гнейсообразованием | | Ранне-среднерифейский этап начальной тектонической дифференциации, близкий платформенному | Этап позднерифейской (1000—700 млн. лет) активизации | | Вендский (700—600 млн. лет) этап развития орогенов и стабильных масс | Средняя Азия и С. Казахстан (по В. Г. Королеву и В. В. Киселеву, 1972 г.) | |
| Эпоха первичных эпикратонных геосинклиналей | | | Эпоха формирования эпикарельского платформенного чехла | | | | | Средняя Азия (по М. А. Ахмеджанову, О. М. Борисову) |
| Этап развития архей-нижепротерозойских геосинклиналей | Этап развития ниже-среднепротерозойских „зеленокаменных“ геосинклиналей | Этап наложенной гранитации, ультраметаморфизма, становления гранитондов (этап кратонизации) | Ранне-среднерифейский платформенный этап | Верхнерифейский этап наложенной активизации платформы | | Вендский этап эпиплатформенного орогенеза | | |
| Амфиболитовая (до гранулитовой) | Эпидота амфиболитовая | | Зеленосланцевая | | | | | Преобладающая фацция прогрессивного метаморфизма |
| | | | Высокотемпературные субфацции | | Низкотемпературные субфацции | | | |

рактируются слабым развитием вулканогенных образований, наряду с диабазами имеются и более кислые разновидности вулканитов.

Отложения характеризуются отсутствием в их составе грубообломочных пород, флишеподобным строением, тонкой (от нескольких сантиметров до первых метров) слоистостью, обусловленной ритмичным переслаиванием первичных песчаников, алевролитов, глин, в меньшей мере — известняков и мергелей. Иногда встречается и косая слоистость. Очень редки глинисто-песчаные и карбонатные неритмичные пачки.

Большая мощность отложений, ритмичное строение, отсутствие грубообломочных пород, малое развитие вулканитов позволяют считать данную зону миогеосинклинальной.

Глубокометаморфизованные образования смяты в крупные брахиантиклинальные складки субширотного, а также северо-западного простирания, разграниченные довольно узкими синклинальными структурами. Линейно-параллельная и линейно-плоскостная ориентировка минералов в породах, слагающих куполовидные структуры и осложняющие их складки течения обусловлена процессами глубокого докембрийского метаморфизма первичнослоистых горных пород. Несколько иная ориентировка плоскостей отдельных минералов устанавливается лишь в гнейсах на контакте со среднепротерозойскими и герцинскими интрузиями гранитоидов, наблюдаемых в Ауминзатау, Гиссаре, Каратегине. В Атбашинском хребте обнажается южное крыло крупного гранито-гнейсового купола, прослеживающееся свыше 100 км, которое осложнено более мелкими брахискладками растяжения (складки основания по Артану). В связи с процессами метаморфизма возникли складки течения, плейчатость, птгматиты и т. п.

По данным А. В. Покровского, первый этап метаморфизма в Юго-Западном Гиссаре (вероятно, совпадающий с главной эпохой складкообразования) выразился продуктами прогрессивного регионального метаморфизма зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций.

Позднее под влиянием процессов ультраметаморфизма и гранитизации толща подвергалась метаморфизму в гранулитовой и амфиболитовой фации и возникли тела мигматит-гранитов и гнейсо-гранитов, формирование которых, вероятно, происходило в орогенный этап развития нижне-среднепротерозойской геосинклинальной зоны. В начальные периоды формирования геосинклинальной зоны происходило внедрение гипербазитов, но их количество было невелико.

По особенностям строения и состава можно заключить, что данная геосинклинальная зона заложилась на уже существующей консолидированной сиалической коре. К этому же выводу пришли В. В. Киселев и В. Г. Королев (1972), которые считают, что геосинклинали заложилась в раннекембрийский этап (до 2 млрд. лет) на раздробленном архейском основании и включают их блоки. Ю. А. Косыгин и др. (1972) указывают, что образования кивантиния (3,3—2,5 млрд. лет) залегают на кристаллическом фундаменте алдания (древнее 3,3 млрд. лет). Кроме того, они установили, что «алданийские образования широко распространены в фундаменте древних платформ, но встречаются и в пределах верхнекембрийских геосинклинальных складчатых поясов. Анализ их размещения позволяет полагать, что они имеют практически повсеместное распространение на площади современных континентов» (стр. 63).

Миогеосинклинальную зону Средней Азии можно сравнивать с самидами (кивантиний Ю. А. Косыгина и др.), которые «принимают участие в строении всех щитов Евразии и составляют основу фундамента древних платформ» («Тектоника Евразии», 1966).

Из особенностей самидов нужно отметить следующие:

высокая фациальная устойчивость на огромных площадях: нижняя

серия—песчано-вулканогенно-сланцевая (песчаники, конгломераты, ортоамфиболиты, филлиты, зеленые сланцы), средняя — железисто-кремнистая (железистые кварциты и сланцы) и верхняя — сланцево-гнейсовая (графито-биотито-кварцевые сланцы, песчаники, биотитовые и амфиболо-биотитовые гнейсы, местами чарнокиты);

малое развитие основных и ультраосновных интрузивов и гранитондов нормального ряда и широкое — плагиигранитов с маложелезистым биотитом;

как по геологическим, так и по радиологическим данным, заложение саамских геосинклиналей во всех районах земного шара происходило 2800—2700 млн. лет назад, а главная складчатость проявилась в интервале 2300—2200 млн. лет;

структурный план обусловлен крупными системами антиклинорий и синклинорий и небольшими жесткими массивами. На Балтийском, Украинском, Алданском щитах и Анабарском массиве основное простираие саамид — северо-западное, как и толщ дарварской системы Южной Индии, утайской серии Китая.

Следовательно, миогeosинклинальную зону Средней Азии можно рассматривать как северо-западное продолжение дарварской системы.

Этап развития ниже-среднепротерозойских «зеленокаменных» геосинклиналей

Палеотектонические реконструкции (Ахмеджанов, 1969; Борисов, 1970) показали, что в начале протерозоя на месте современного Южного Тянь-Шаня существовало субширотное сводовое поднятие, в осевой части которого располагалась линейная грабенообразная структура шириной до 200 км, ограниченная сбросами. К ней приурочены зеленокаменные формации, в составе которых существенную роль играют метавулканы основного, среднего состава. Данная стадия характеризуется также сильным проявлением регионального метаморфизма, образовавшим архейско-нижнепротерозойские породы до амфиболитовой и местами вплоть до гранулитовой фации, а ниже-среднепротерозойские метавулканы до зеленосланцевой и частично эпидот-амфиболитовой фации прогрессивного метаморфизма.

Заложение трогообразных эвгеосинклиналей с формированием джеспилитового комплекса произошло в полосе Улутау — Северный Тянь-Шань и северных частях Среднего Тянь-Шаня (Карсакпайская, Муржикская, Чу-Илийская, Больше-Нарынская эвгеосинклинальные зоны, по В. В. Киселеву и В. Г. Королеву, 1972).

Структурный план зеленокаменной геосинклинали с некоторыми отклонениями наследует направление миогeosинклинальной зоны архейско-нижнего протерозоя. Он выражен узкими линейными грабнами, между которыми располагаются довольно крупными поднятия. Об их существовании свидетельствуют грубообломочные породы и довольно большое количество продуктов кислых и средних вулканитов. Весьма характерны также перерывы в осадконакоплении. Все это указывает на беспокойный тектонический режим данного этапа.

Породы эвгеосинклиналей собраны в линейные складки того же простираия, что и архейско-нижнего протерозоя. Среди генетических типов мелких складчатых деформаций, осложняющих породы эвгеосинклинальной толщи, выделены тесно связанные между собой складки межпластового нагнетания и динамического течения, птигматиты, складки изгиба-течения и межбудинные складки. Широко развиты складки волочения и изгиба.

По составу и строению данные структуры весьма напоминают

раннепротерозойские зеленокаменные (джеспилитовые) геосинклинали карелид Восточно-Европейской (Русской) платформы. Как отмечают Ю. А. Косыгин и др. (1972), заложение узких линейных синклинориев и грабенов — типичная особенность среднего докембрия: «Расположение трогов упорядочено. Преобладают меридиональные, широтные (северная половина Африки, Украинский и Индостанский щиты, Центральная Азия и др.), северо-западные и северо-восточные (южная половина Африки, Канадский и Гвианский щиты, Северная Австралия и др.) простирания зон, группирующихся в две ортогональные системы. Надо полагать, что такая закономерность связана с тяготением трогов к зонам крупных разломов» (стр. 64).

В пределах Средней Азии были развиты субмеридиональная (Улутау и др.) и субширотная (Тянь-Шань) системы простирания эвгеосинклинальных прогибов.

Этап наложенной гранитизации, ультраметаморфизма и формирования гранитоидных массивов

Данный этап — завершающий в формировании кристаллического основания древних платформ-континентов (этап кратонизации). Полагают, что кратонизация произошла 1,9—1,5 млрд. лет назад. В этот период образовались терригенные обломочные породы, часто красноцветные, чередующиеся с вулканитами кислого и среднего состава (улаканская и акитканская серии Сибирской платформы, серии Дубонт и Мартин Канадского щита и др.). К этому же времени, вероятно, относится и формирование киргизской серии Северного Тянь-Шаня.

С данным этапом тектогенеза связан наиболее активный период магматической деятельности земного шара, выразившийся в образовании крупных массивов гранитоидов, преимущественно гранитов, и интенсивной гранитизации. По радиологическим данным, возраст гранитоидов Балтийского, Индийского и Украинского щитов — 2000—2300 млн. лет. Более поздние гранитоиды (граниты и гранодиориты) поздних карелид показывают возраст в 1860—1760 млн. лет, чем и определяется верхняя возрастная граница становления кристаллического основания древних платформ.

Ультраметаморфизм и гранитизация широко проявились в пределах Каракум-Таджикского региона и, вероятно, в Юго-Восточном Приаралье и Северных Кызылкумах. Они сопровождались образованием реоморфических и палингенных гранитов, к более позднему времени относится формирование тел гранит-гранодиоритового комплекса.

Ранне-среднерифейский платформенный этап

На обширных пространствах в этот период происходит накопление довольно однообразных и простых структурно-вещественных комплексов.

В пределах Урала накапливались преимущественно терригенно-карбонатные и осадочно-вулканогенные образования. В Центральном Казахстане в разрезе преобладают терригенные породы, особенно песчаники (карсакпайская серия и др.). В пределах Северного Тянь-Шаня, а также Памира и Гималаев развиты карбонатно-терригенные образования, здесь средний рифей преимущественно представлен известняками со строматолитами.

На остальной части Средней Азии, по нашему мнению, преоблада-

ла суша. Только в среднем рифее в пределах Тянь-Шаня формировалась терригенная толща (не более 500 м) с редкими прослоями кварцитов и линзами известняков.

Таким образом, в начальный этап формирования эпикарельского платформенного чехла существовало два основных тектонических элемента: стабильные поднятия (щиты) и широкие внутрикратонные прогибы.

Верхнерифейский этап наложенной активизации платформы

Поздний этап формирования платформенного чехла происходит под воздействием наложенной активизации со стороны заложившихся и развивающихся геосинклиналей байкалид.

Рифейские геосинклинальные образования прослеживаются в полосе от Карпат (Н. П. Семенов) через Северный Кавказ (хасаутская свита) в Восточный Иран (альгонская серия морад). Они смяты в складки в позднебайкальскую фазу тектогенеза (галлсийский цикл, по Н. П. Семенову). Другая геосинклинальная зона протягивалась через Тиман и восточную часть Тургайского прогиба (Ю. Д. Смирнов, В. М. Сергиевский, А. А. Пронин) в Северный Тянь-Шань (В. Г. Королев). Основной цикл складчатости — байкальский (тиманский, по Ю. Д. Смирнову и В. М. Сергиевскому).

Следовательно, между Тимано-Северотяньшаньской на северо-востоке и Карпато-Иранской на юго-западе рифейскими складчатыми орогенными системами располагалась рифейская (эпикарельская) платформа, ее фундаментом являлись кристаллические архейско-среднепротерозойские образования, а чехлом — рифейско-вендские отложения, из-под которых местами выступали щитовые участки. В качестве такого крупного щитового поднятия мы выделяем Каракумо-Таджикскую область. В пределах Северных Кызылкумов существовало также поднятие типа антеклизы.

Между этими двумя поднятиями располагался широкий внутриплатформенный прогиб, в котором отложения представлены преимущественно слабометаморфизованными в биотит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев зеленовато-серыми, светло-серыми слюдистыми сланцами и алевролитами с прослоями песчаников, темно-серых и светлых полосчатых кварцитов и доломитов. Весьма характерна насыщенность пород углеродистым веществом.

Широкое развитие в их составе мономиктовых песчаников (в результате последующего метаморфизма превращенных в кварциты), а также кварцево-серицитовых сланцев (за счет тонкоотмученных глинистых осадков), отсутствие пространственной связи со складчатыми образованиями, выдержанность отдельных горизонтов на больших расстояниях — все это заставляет рассматривать отложения верхнего рифея как платформенные формации. Естественно, их отличие от мезозойских платформенных образований обусловлено не только наложенным полиметаморфизмом, но и изменением условий их образования в общей эволюции земной коры.

Доломито-кремнистые горизонты указывают на существование в пределах Северных Кызылкумов слаборасчлененного морского бассейна. По мнению Б. М. Келлера (1953) подобные отложения, широко развитые в рифее Урала, Енисейского пояса, Аппалачей, Скалистых гор, формируются вслед за складчатостью и магматизмом и напоминают молассу. Они отнесены им к аллохтонной фаллаховой формации.

Вендский этап эпплатформенного орогенеза

Данный этап завершает формирование древней платформы и заканчивается предкембрийской пенепленизацией. Для него характерно преобладание восходящих движений, широкое развитие молассовых образований по окраинам орогенов и песчаниковых формаций во внутренних эпиконтинентальных бассейнах.

Подобная активизация территории вызвана процессами орогенеза, охватившими в этот этап области завершенной складчатости байкалид и стабильные массивы. В этом отношении этап отдаленно напоминает четвертичный эпплатформенный период в развитии Средней Азии.

Вендские образования отлагались в эпиконтинентальном бассейне, ограниченном с северо-востока и юго-запада горными сооружениями байкалид. Внутри этого бассейна, по-видимому, была расположена крупная палеосуша, протягивающаяся от Эмбы через Карамазар и Ферганскую впадину в район Тарима. Горные цепи и палеосуша предопределили зональное расположение осадков. Внутри нижней ритмотолщи (нижневендской) выявлены три типа разреза: Байконур-Чаткало-Нарынский, Каракумский и Южно-Иранский.

В Улутуау-Терской области отсутствуют отложения вендского комплекса, в то время здесь существовало горное сооружение (В. Г. Королев, Р. А. Борукаев,) поставлявшее в основном обломочный материал в располагающийся к югу Байконур-Чаткало-Нарынский предгорный прогиб. В нем разрез начинается грубозернистыми песчаниками и конгломератами; выше они сменяются переслаивающимися пестроцветными песчаниками, алевролитами, глинисто-хлоритовыми сланцами с линзами известняков, доломитов и кремнистых пород (1000—3000 м). Местами встречаются туфы и туффиты кислых вулканических пород (Малый Каратау, Таласский Алатау и железорудные месторождения Джетымтау). Отложения, накапливающиеся в мелководных заливообразных бассейнах, напоминают формации предгорных прогибов, в частности верхнешлировую (В. Е. Хаин).

К югу от Байконур-Чаткало-Нарынского прогиба находилась низменная суша (Арало-Карамазарская), южнее — обширная мелководная прибрежная равнина (Каракумская). В ее северной полосе (Букантау-Тамдытау-Мальгузар) отлагались преимущественно пестроцветные слюдисто-кварцевые песчаники с прослоями кварцитовидных сланцев, алевролитов, с редкими линзами доломитов и известняков (300—500 м). В южной части бассейна (Эльбрус-Памир) откладывались слюдисто-кварцевые сланцы и кварциты, переслаивающиеся с известняками и доломитами (до 2000 м).

Еще южнее, на территории Южного Ирана, Афганистана и Пакистана, размещалась система отшнурованных солеродных бассейнов (соляная серия Пенджаба, диапиро-соляная формация области Кырман-Табаса-Обзакуха). Они представлены красноцветными песчаниками, гипсами и каменными солями (Дж. Штеклин, 1966).

Для данного периода характерен сухой климат, только на некоторых участках у подножья Улутуау-Терской горной цепи (Джетымтау) он был влажным. Образования нижнего венда следует считать формациями орогенного этапа для Северного Тянь-Шаня (Королев, 1963), к югу от которых располагались прибрежные мелководные равнины с типичным платформенным режимом. В конце нижнего венда происходили незначительные восходящие движения, подтверждаемые несогласным залеганием осадков верхнего венда на нижневендских (Байконур, Каратау, Нарын и др.). На отдельных участках отмечено только скрытое несогласие.

В Байконур-Чаткало-Нарынском прогибе отложения верхнего венда состоят из тиллитоподобных конгломератов, разнозернистых песчаников, полосчатых сланцев, аргиллитов и доломитов (50—1200 м.) На Южном Урале образования условно верхнего венда представлены в основном терригенными отложениями, местами — тиллитами. Западные разрезы Урала включают прослойки щелочных базальтоидов (лимбургиты, трахибазальтовые порфириды и др.), типичных для платформенных областей (Румянцева, 1958). В каракумском типе разреза преобладают кварцевые песчаники и кварцитовидные сланцы, филлиты с редкими линзами и включениями более грубообломочного материала (тиллитоподобные).

Широкие краевые зоны погружений у байкалид, как подчеркивает Н. П. Херасков (1963), — одно из существенных отличий их от более молодых геосинклинальных систем; в этой краевой зоне в нижнем структурном ярусе преобладают аллохтонные формации, которые лишь на значительном удалении от края древних платформ сменяются зоной автохтонных осадочных и вулканических формаций, поэтому подобные прогибы лучше именовать окраинными. Для аллохтонной серии характерна цикличность отложений; песчаная толща с подчиненными конгломератами, сланцевая толща, карбонатная толща.

Для отложений краевых прогибов характерны полимиктовые песчаники и конгломераты, а также флиш, тиллиты, речная галька и ледниковые валуны (Куруктаг, Чаткал, Большой Каратау, Средний Урал); они перекрываются с небольшим размывом обычно нижнекембрийскими археоциатовыми известняками.

На территории Ирана, Пакистана, Памира в это время накапливались красноцветные косослоистые аркозовые кварцевые песчаники мощностью до 1000 м. Только в Гималаях вновь появились тиллитоподобные конгломераты, выше сменившиеся темными аргиллитами, а затем желтовато-розовыми доломитами и известняками (серия Блайна), сходными с таковыми в разрезе байконур-чаткало-нарынского типа.

Таким образом, в верхнем венде происходит общее выравнивание рельефа, осушение всех бассейнов, похолодание, накопление преимущественно терригенного материала.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Закономерная связь золоторудных месторождений с докембрийскими образованиями Центральных Кызылкумов послужила толчком к всестороннему и комплексному изучению древнейших толщ Узбекистана. Были установлены новые площади развития докембрийских образований в пределах горных сооружений и под чехлом мезо-кайнозойских отложений на территории Срединного и Южного Тянь-Шаня.

Изучение докембрийских образований, анализ и обобщение накопленных за десятилетие 1964—1974 гг. данных по докембрию позволили наметить новую схему стратиграфии. На основе биостратиграфических и радиологических определений, а также литолого-петрографических данных о степени метаморфизма докембрийских толщ выделены три структурно-стратиграфических комплекса: архей-нижнепротерозойский, ниже-среднепротерозойский и рифей-вендский. Следовательно, отложения докембрия имеют весьма широкий возрастной диапазон — от 3,0 до 0,6 млрд. лет.

В тектоническом отношении образования докембрия представляют, по нашему мнению, часть обширной Русско-Китайской эпикарельской платформы, подвергшейся в палеозое процессам наложенной активизации и геосинклинальной регенерации.

Кристаллическое основание платформы складывается двумя комплексами: архей-нижнепротерозойским и ниже-среднепротерозойским, метаморфизованными соответственно в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях прогрессивного метаморфизма. По свинцово-изохронному методу возраст нижнего комплекса равен 2,5—2,9 (Гарм) и 2,4—2,6 млрд. лет. (Юго-Западный Памир). Основные структуры — крупные куполовидные и удлиненные складки, осложненные сериями линейных крутых и опрокинутых складок с многочисленными складками течения, а также гранито-гнейсовые купола. В Западном Узбекистане простирание их север-северо-западное, в Гиссаре — субширотное, в Каратегине выявляется разворот к северо-востоку. В Северном Тянь-Шане простирание складок северо-восточное (В. Г. Королев), а в Индо-Памирской области — субмеридиональное (Перфильев, Моралев, 1971).

Верхний комплекс (нижний — средний протерозой) с видимым согласием, но с азимутальным несогласием перекрывает нижний и собран в систему пологих линейных складок северо-западного простирания. Породы мелкоплотчатые, весьма часты пологие нарушения. Характерен песчаниково-вулканогенно-сланцевый состав, метаморфизованный в эпидот-амфиболитовой фации, наличие местами железистых кварцитов, широкое развитие тел серпентинитов при малом—гранитоидов. Возраст толщи определяется как ниже- и среднепротерозойский на основании

его стратиграфического положения между породами архея и рифея. Сходство с так называемыми «зеленокаменными» геосинклиналями Русской платформы позволяет сопоставить их с ранними карелидами, главная складчатость которых произошла в интервале 1900—2000 млн. лет.

Заложение ранне-среднепротерозойской геосинклинали произошло на раздробленном кристаллическом основании. Возможно, что раздробление сопровождалось «разъезжанием» гранито-гнейсового основания на значительные расстояния и поэтому не исключено наличие «базальтового» субстрата под «зеленокаменной» толщей в пределах отдельных узких прогибов.

Более молодым, но также дорифейским является, по нашему мнению, наложенный процесс гранитизации и формирования многочисленных массивов гранодиорит-гранитной формации. Возраст эпохи плутонической активизации отражает, возможно, возраст флогопитов из Юго-Западного Памира, равный 1440—1600 млн. лет (рубидий-стронциевый метод, Г. А. Мурина и др.). Возраст метаморфизма амфиболитов из ауминзинской свиты Ауминзатау по свинцово-изохронному методу равен 1300 млн. лет (Ф. А. Аскарлов), а возраст ультраметаморфизма в Юго-Западном Гиссаре — 1200—1400 млн. лет.

Как известно, с эпохой развития поздних карелид связана наиболее активная магматическая деятельность земного шара, выразившаяся в образовании крупных массивов гранитоидов (преимущественно гранитов) и в интенсивной гранитизации. По радиологическим данным, для гранитоидов Балтийского, Индийского и Украинского щитов он приходится на эпоху 2000—1300 млн. лет. Возраст гранитоидов собственно поздних карелид по различным методам определен в 1860—1760 млн. лет. В связи с этим возраст гранодиорит-гранитной формации Тянь-Шаня, Памира и Каракумо-Таджикского региона, вероятно, не моложе 1600 млн. лет.

Таким образом, возраст завершающей эпохи консолидации кристаллического основания региона — позднекарельский. Выше залегающие отложения рифея повсеместно метаморфизованы в фации зеленых сланцев и по отношению к геосинклинально-складчатому фундаменту составляют эпикарельский платформенный чехол.

Четкая приуроченность разных фаций метаморфизма — амфиболитовой к архею — нижнему протерозою, эпидот-амфиболитовой к нижнему и среднему протерозою, «зеленосланцевой» к рифею — венду, несмотря на наложившийся более поздний каледонский, герцинский и альпийский метаморфизм, может служить критерием для расчленения древних немых метаморфических толщ.

Анализ геофизических данных показал, что поверхности кристаллического основания соответствуют довольно устойчивая преломленная волна P_1^K (γ) $cV_r = 5,9—6,1$ км/сек, хорошо прослеживающаяся по всей территории Средней Азии.

Образования архея — среднего протерозоя в основном слагают здесь «гранитный» слой переменной мощности (3—12 км), формирование которого происходило в «субконтинентальную» стадию развития (Зуннунов, Ахмеджанов, Борисов, Эргашев, 1974).

Терригенные отложения рифея — венда к югу от «линии Николаева» слагают эпикарельский платформенный чехол. В латеральном направлении он является прерывистым. Крупное щитовое поднятие располагается в пределах Предкавказско-Каракумо-Таджикского региона. Б. П. Бархатов (1971) отмечает наличие подобного чехла в пределах Средиземноморского альпийского пояса, отнеся его к категории «платформеноидных».

Отложения рифея — венда смяты в складки совместно с пизне-среднепалеозойскими породами, общая степень смятости закономерно увеличивается к востоку, причем одновременно увеличивается и степень прогрессивного метаморфизма. Корреляция разрезов позволила установить принадлежность региона в рифее — венде к седиментационному бассейну, резко отличному от Уральского, но имеющему много общих черт с Казахстано-Северо-Тяньшаньским.

На VII и VIII Всесоюзных литологических совещаниях по докембрию подчеркивалось, что самые крупные рудные месторождения в земной коре тесно связаны с осадконакоплением докембрийских осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов. И это закономерно. Занимая 6/7 геологической истории Земли, докембрийские осадочные толщи в процессе формирования не могли не нести в себе крупные рудные концентрации цветных и многих других металлов, намного превосходявшие размерами аналогичные месторождения, сформировавшиеся в фанерозе.

Изучение докембрия Среднего и Южного Тянь-Шаня приобретает первостепенное значение для расширения минерально-сырьевой базы Узбекистана. Уже обнаружены месторождения золота, сурьмы, рудопроявления олова, вольфрама, молибдена, меди, ванадия, фосфоритов в докембрийских образованиях Центральных Кызылкумов и Чаткальских гор.

Недостаточная изученность пока не позволяет дать полную оценку металлогенических возможностей территории и указать направление поисково-разведочных работ. Дальнейшее изучение докембрия, по нашему мнению, должно вестись по следующим основным направлениям.

Необходимо провести детализацию стратиграфии осадочных и осадочно-метаморфических отложений докембрия на основе комплексного изучения микрофитоцитов и других органических остатков, выделить реперные горизонты с определенными комплексами микрофоссилий и микропроблематики, выявить опорные разрезы, установить характер границы между отложениями докембрия и кембрия, продолжить поиски остатков организмов в метаморфических толщах (они известны в древнейших толщах Канады возраста 3,2 млрд. лет), изучить вмещающие осадки с целью восстановления условий обитания организмов.

Наиболее благоприятны для поисков органических остатков отложения рифея — венда Северного Нуратау, Тамдытау и Букантау. Предполагается присутствие микрофоссилий во всем разрезе кристаллической толщи Юго-Западного Гиссара. Вероятно, образование большого количества углерода в углеродистых и графитсодержащих пачках не обошлось без участия древнейших микроорганизмов, обитавших в докембрии.

Следует существенно расширить изучение литологии осадочных и метаморфических образований докембрия. В первую очередь на основе детального изучения вещественного состава нужно выделить основные типы осадочных пород, установить особенности механического и химического выветривания, весьма важные для решения проблемы скорости осадконакопления, с помощью литолого-формационных методов выявить палеогеографическую обстановку в докембрии (в археозое других регионов мира уже установлена климатическая зональность), установить границы кор выветривания и продуктов их переотложений, в том числе внутри метаморфических толщ, где нередки корундсодержащие горизонты (метаморфизованные латериты) — свидетели влажного и жаркого климата.

Особенно благоприятны для литологических исследований осадочные отложения рифея — венда, степень метаморфизма которых не пре-

вышаст фации зеленых сланцев. Обращают на себя внимание горизонты светлых серицитовых или мусковито-серицитовых сланцев, которые могут оказаться древними корами выветривания. Данные о строении и составе отложений рифея — венда свидетельствуют в пользу образования кор выветривания в условиях платформенного режима, однако окончательное заключение можно сделать лишь после проведения детальных литологических работ.

В области изучения явлений метаморфизма важно решить следующие задачи: выявить основные типы пород и их разновидности с целью определения состава исходной породы, четко расчленив продукты регионального прогрессивного и регрессивного метаморфизма, динамометаморфизма, гранитизации и ультраметаморфизма, изучить фации метаморфизма в зависимости от исходного состава пород и термодинамических условий, исследовать петрохимические и геохимические особенности метаморфических пород, особое внимание обратить при этом на выявление процессов мобилизации отдельных рудных элементов и их миграции при формировании осадочно-метаморфогенных и гидротермальных месторождений.

Расшифровка первичной природы пород в первую очередь должна быть проведена для районов с наиболее метаморфизованными толщами (Юго-Западный Гиссар, Ауминзатау, Северный Нуратау). Для них необходимо выявить этапы прогрессивного метаморфизма, которые обычно тесно сопряжены с фазами главной складчатости и эпохами глобального «термального прогрессивания».

Необходимо вести исследование магматических образований докембрия с целью выявления основных типов пород, их петрографических и петрохимических особенностей, форм залегания, установления их фациальных обстановок формирования, выявления генезиса.

Следует развертывать тектонические исследования по следующим направлениям: выделять структурно-вещественные комплексы, без которых немисливо создание схем районирования, устанавливать региональные перерывы в осадконакоплении и различные типы несогласий, ритмостратиграфические единицы, что необходимо для расшифровки характера и интенсивности тектонических движений, изучать различные тектонические формы с целью выявления тектонических обстановок их формирования, восстанавливать по фрагментам общий структурный план (или планы) докембрия, определять степень их унаследованности более молодыми структурами, выяснять направления тектонических напряжений с помощью специальных методик, проследивать связи между процессами седиментации, складкообразования, магматизма и метаморфизма.

Для решения поставленных задач наиболее благоприятны два полигона — Юго-Западный Гиссар и Северный Нуратау. Для расшифровки взаимоотношений структурных планов особую актуальность имеет установление характера и величины перерыва между кристаллическим основанием и отложениями рифея. Факты залегания базального слоя рифея не только на отложениях иттынусайской свиты нижнего — среднего протерозоя (Северный Нуратау), но и на более древних породах ауминзинской свиты (Южный Тамдытау) свидетельствуют о неравномерности во времени и пространстве величины этого перерыва.

Все еще остается недостаточно ясной стратиграфическая и тектоническая позиция коксайской и кумбулакской свит Букантау.

Необходимо вести дальнейшую разработку основ периодизации докембрия комплексом радиологических методов.

Нужно расширять петрофизические исследования пород докембрия и применять геофизические методы для выявления их внутреннего стро-

ения и состава на различных глубинах построением схем рельефа различных по плотности горизонтов внутри «гранитного» слоя земной коры.

Необходимо составить графики изменения степени плотности и других физико-механических свойств литологических разностей пород докембрия от поверхности до 10 км. При получении скоростных характеристик необходимо учесть широкое развитие кливажа в Южном Тянь-Шане, что обуславливает вертикально расслоенную призму отложений. В пределах соседних «жестких масс» уже преобладает горизонтальная расслоенность среды.

Важно продолжить металлогенические исследования образований докембрия с использованием детальных минералогических, геохимических и изотопных методов изучения вещества рудопроявлений и первичных пород, изучать осадочные отложения как потенциальные источники рудообразующих веществ.

Необходимо отметить, что каждый выделенный структурно-вещественный комплекс характеризуется геохимическими и металлогеническими особенностями. Геохимические особенности докембрийских комплексов обусловили возникновение рудных концентраций в результате мобилизаций элементов при региональных процессах метаморфизма и воздействия более молодых (в основном позднегерцинских) гидротермальных процессов. Такими перемещенными элементами являются золото, медь, в меньшей мере молибден, свинец, серебро и другие.

С архей-нижнепротерозойским комплексом связаны преимущественно хром-никелевые рудопроявления и более молодые по возрасту редкометалльные убого- и малосульфидно-золоторудные оруденения. Ранне-среднепротерозойский комплекс характеризуется золотой, медной и золото-сурьмяной минерализацией и железистыми кварцитами. Увеличение последних в северном направлении позволяет предполагать более широкое их развитие среди докембрия Северных Кызылкумов. Не исключено, что часть крупных магнитных аномалий связана с мощными горизонтами железистых кварцитов. Рифейский комплекс характеризуется наличием желваковых фосфоритов, углеродисто-кремнистых сланцев с редкими элементами и развитием золото-кварцевой, золото-серебро-сурьмяной минерализации. Вендскому комплексу в основном присущи золоторудные рудопроявления.

Авторы надеются, что приведенные данные могут быть использованы в широком диапазоне — от региональных построений и создания специализированных карт и схем (геологических, палеогеологических, тектонических, металлогенических и др.) до изучения вещества различными методами с целью установления характера процессов осадконакопления, метаморфизма, магматизма, миграции элементов и т. п., а также при геофизическом изучении состава и строения докембрийских слоев земной коры. Решение поставленных задач будет способствовать уточнению наших знаний об архее и протерозое и разработке основ научного прогнозирования полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуазимова З. М. (и др.). Биостратиграфия терригенно-кремнисто-доломитовой толщи позднего докембрия западной части Южного Тянь-Шаня. «Геология и геофизика», 1974, № 6.
- Абдуллаев Р. Н. К стратиграфии нижнепалеозойских отложений Пскемского и Сандалашского хребтов. «Узб. геол.ж.», 1965, № 2.
- Абдуллаев Р. Н., Ахмеджанов М. А., Базарбаев Э. Р., Борисов О. М., Фузайлов И. А. К стратиграфии и тектонике докембрийских образований Узбекистана. В кн. «Земная кора Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1974.
- Абдуллаев Р. Н., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. О строении нижнекембрийской толщ бассейна р. Алтыкол. В сб. «Геология, минералогия и геохимия Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1972а.
- Абдуллаев Р. Н., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. Проблематика рифейских отложений Западного Узбекистана. В сб. «Новые данные по фауне Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1972б.
- Абдуллаев Р. Н., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. К вопросу о возрасте метаморфических толщ Узбекистана. «Вестник ЛГУ», № 18, сер. геолог-географ., вып. 3, 1972в.
- Абдуллаев Р. Н., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. Строение отложений кембрия бассейна р. Арглы (Южный Тянь-Шань). «Зап. узб. отд. ВМО», вып. 26, Ташкент, 1973.
- Абдуллаев Р. Н., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Поспелов А. Г. О находке онколитов в докембрии Северного Нуратау. «Узб. геол. журн.», 1972, № 1.
- Абдуллаев Р. Н., Абдуллаев Э. Т., Борисов О. М., Поспелов А. Г. О возрасте кремнисто-карбонатной гряды «Тамерлановых ворот». «Узб. геол. ж.», 1974, № 5.
- Абдуллаев Р. Н. (и др.). Схема стратиграфии докембрия Узбекистана. В сб. «Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана», Алма-Ата, 1971.
- Абдуллин А. А. К проблеме соотношения Урала и Тянь-Шаня. «Вестник АН КазССР», 1968, № 8.
- Абдуллин А. А. Тектоническое районирование фундамента Западного Казахстана по геолого-геофизическим данным. В кн. «К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня», Алма-Ата, Изд. «Наука», 1969.
- Абдуллин А. А., Ергалиев Г. Х., Касымов И. А. К стратиграфии древних толщ Мугоджар. В сб. «Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана» (тезисы докладов), Алма-Ата, 1971.
- Аделунг А. С., Кушнаръ С. А., Чихачев П. К. Юго-Западные Кызылкумы. В кн. «Геология УзССР», т. II, 1937.
- Амурский Г. И. Региональная тектоника запада Средней Азии. Автореферат докт. дисс., 1972.
- Анкинович С. Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана, Алма-Ата, Изд. АН КазССР, 1961.
- Арган Э. Тектоника Азии. Доклад на Брюссельской XIII сессии МГК в 1922 г., ОНТИ, М.—Л., 1935.
- Аргутина Т. А., Голуб Д. П., Макирова З. А., Рябкова Т. С. Районирование магнитного поля запада Средней Азии. В сб. «Вопросы геологии Средней Азии», ВСЕГЕИ, 1970.
- Арипов А. А., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. О вендских отложениях в Средней Азии. «Узб. геол. ж.», 1960, № 1.

- Арипов А. А., Амеджанов М. А., Борисов О. М., Курбаниязов К. К. Сочленение структур Урала, Тянь-Шаня и Донбасса. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
- Арустамов А. А. О докембрийском возрасте кристаллических сланцев Южного Нуратау (Южный Тянь-Шань). «Советская геология», 1960, № 11.
- Асангариев А., Сагындыков К. Типы разрезов верхнего протерозоя Срединного Тянь-Шаня и Б. Каратау и закономерность их распределения. В сб. «Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана» (тезисы докладов), Алма-Ата, 1971.
- Ахмеджанов М. А. Геологическое строение фундамента западной оконечности Южного Тянь-Шаня. Автореферат докт. дисс., 1969.
- Ахмеджанов М. А., Абдуллаев Р. Н., Базарбаев Э. Р., Якубов Д. Х. К стратиграфии допалеозойских и палеозойских образований Центральных Кызылкумов. «Узб. геол. ж.», 1970, № 2.
- Ахмеджанов М. А., Абдуллаев Р. Н., Борисов О. М., Базарбаев Э. Р. Стратиграфия и литолого-петрографическая характеристика докембрия Срединного и Южного Тянь-Шаня. В сб. «Литология и осадочная геология докембрия», М., 1973.
- Ахмеджанов М. А., Базарбаев Э. Р. Новые данные о возрасте кокпатавской свиты (Центральные Кызылкумы). «Узб. геол. ж.», 1967, № 5.
- Ахмеджанов М. А., Базарбаев Э. Р. Стратиграфическое положение и ритмичность свиты гор. Букантау. В сб. «Записки Узб. отд. ВМО, Новые данные по геологии, минералогии и геохимии рудных районов Узбекистана», вып. 22, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. Строение палеозойского фундамента Узбекистана и сопредельных территорий. МГК, XXIII сессия, проблема 3. М., Изд-во «Наука», 1968.
- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. Основные черты строения и развития Срединного и Южного Тянь-Шаня. «Узб. геол. журн.», 1972, № 4.
- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Фузайлов И. А. Строение и состав палеозойского фундамента. Т. I, Западный Узбекистан. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1967.
- Ахмеджанов М. А. (и др.). Основные черты строения и развития Южного и Срединного Тянь-Шаня. В кн. «Глубинное строение земной коры территории Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
- Бакиров А. А. (и др.). Фундамент, основные разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазосностью. М., «Недра», 1970.
- Бакиров А. А., Киселев В. В., Королев В. Г. Новые данные по стратиграфии палеозоя восточной части хребта Уланского и Нарынтоо. «Материалы по геологии Тянь-Шаня», вып. I, Фрунзе, Изд. АН КиргССР, 1961.
- Бакиров А. А., Королев В. Г. Стратиграфия докембрия и его эпохи в Тянь-Шане и Южном Казахстане. В сб. «Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана» (тезисы докладов), Алма-Ата, 1971.
- Баратов Р. Б. Магматические комплексы южного склона Гиссарского хребта и некоторые вопросы петрологии и металлогении. Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, вып. I, Душанбе, 1956.
- Баратов Р. Б., Буданова К. Г., Будаков В. И., Попова Н. А. Полиметаморфические комплексы Таджикистана. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 6, 1973.
- Баратов Р. Б. (и др.). О возрасте гранитизации в метаморфических толщах Гармского блока. ДАН ТаджССР, т. XIII, № 8, 1970.
- Баратов Р. Б., Кухтиков М. М., Мушкин И. В. Вулканические трубки взрыва и некоторые особенности глубинного строения Южного Гиссара. Душанбе, «Дониш», 1970.
- Баратов Р. Б., Мушкин И. В. Гипербазитовые включения в трубках взрыва и некоторые вопросы глубинного строения Южного Гиссара. ДАН СССР, т. 201, № 6, 1971.
- Бархатов Б. П. Очерк тектоники Альпийского складчатого пояса юга СССР. Изд. ЛГУ, 1971.
- Безуглов Э. Д., Кислицын А. Т., Кондаков И. В. Новые данные по стратиграфии кристаллической серии юго-западных отрогов Гиссарского хребта. «Узб. геол. ж.», 1972», № 3.
- Белькова Л. Н. Геология и петрология кристаллических пород Атбашинского хребта. Сб. «Тезисы I Среднеазиатского регионального петрографического совещания», Ташкент, Изд-во УзССР «Наука», 1965.
- Белькова Л. Н. Докембрий Тянь-Шаня. Автореферат докт. дисс., 1971.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Докембрий Средней Азии. «Вестник ЛГУ», 1961, № 24.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Древние толщи Северного Тянь-Шаня. М., «Недра», 1964а.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Стратиграфия и тектоника докембрия Средней

- Азии. Тр. XXII сессии МГК, пробл. 10, доклады сов. геологов, М., «Недра», 1964б.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Стратиграфия докембрия Тянь-Шаня и Кызылкумов. В кн. «Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня», Изд. МГУ, 1971.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Кангро О. Г. Докембрий Южного Тянь-Шаня и Кызылкумов. М., «Недра», 1972а.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Кангро О. Г. К стратиграфии докембрия Кызылкумов. «Вестник ЛГУ», № 18, сер. геол.-географ., вып. 3, 1972б.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Ташилов А. Ф. Докембрий Среднего Тянь-Шаня. М., «Недра», 1969.
- Бискэ Г. С., Талашманов Ю. А. Западная граница Баубашатинской зоны Южного Тянь-Шаня. «Вестник ЛГУ», 1970, № 12.
- Борисов О. М. К вопросу о метаморфической полосчатости в известняках Южно-Нуратинского хребта. «Известия АН УзССР», сер. геол., 1955, № 9.
- Борисов О. М. К геохимии алюминия и кальция (на примере наждаковых месторождений Южного Нуратау). В сб. «Вопросы геологии Узбекистана», вып. 2, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1961.
- Борисов О. М. Курамино-Ферганский срединный массив и его положение среди герцинид Тянь-Шаня. Автореферат докт. дисс., 1970.
- Булин Н. К. Строение земной коры в Туркмении по сейсмологическим данным. «Сов. геол.», 1963, № 2.
- Бухарин А. К., Гарьковец В. Г., Пятков К. К. Основные черты тектонического строения палеозойд западной части Южного Тянь-Шаня. В сб. «Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР» (тезисы докладов), М., 1972.
- Васильковский Н. П. О связи складкообразования с магматической деятельностью. Бюлл. Моск. об-ва, испыт. природы, отд. геол., т. XXIII (4), 1948.
- Васильковский Н. П. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии. В кн. «Материалы по региональной геологии», Труды Сиб. ин-та геол., географ. и мин. сырья, М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Виленский А. М. Региональный метаморфизм и его фации центральной части хребта Султануздаг. «Вестник ЛГУ», № 18, серия геол. и географ., вып. 3, 1958а.
- Виленский А. М. Геология и структура центральной части хребта Султануздаг. Изд-е ЛГУ, 1958б.
- Виленский А. М. Основные и ультраосновные породы центральной части хребта Султануздаг. Изд-е ЛГУ. 1958в.
- Висьневский Я. С. Петрография основных и ультраосновных пород Султануздага. Ташкент, Изд-во ФАН УзССР, 1940.
- Висьневский Я. С. Новые данные о стратиграфии и вулканизме Султануздага. ДАН УзССР, 1950, № 10.
- Власов Н. Г. Схема тектоники Памиро-Гималайского сектора Азии. В сб. «Вопросы стратиграфии палеозоя», Изд-е ЛГУ, 1969.
- Власов Н. Г., Гниловский Г. В. О стратиграфии и возрасте древнейших толщ Северного Памира. Бюлл. НИИ МГ СССР, «Стратиграфия», 1967, № 7.
- Власов Н. Г., Гниловский Г. В. Древнейшие метаморфические образования Северного Памира. В сб. «Вопросы геологии Средней Азии», Л., 1970.
- Власов Н. Г., Тарасенко А. Т. Сопоставление доюрской истории геологического развития Южного Гиссара и Северного Памира. В сб. «Вопросы геологии Средней Азии», Л., 1970.
- Вонгаз Л. Б. Историческая тектоника Афгано-Таджикской впадины в свете некоторых общих закономерностей развития земной коры. Автореферат канд. дисс., М., 1969.
- Вонгаз Л. Б., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Дронов В. И., Кнауф В. И., Королев В. Г. Альпийские эпиплатформенные орогены востока Средней Азии. В кн. «Тектоника нефтегазоносных областей юга СССР», М., «Недра», 1973.
- Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И. Тектоника Туранской плиты. Труды ГИН АН СССР, вып. 65, 1965.
- Воронич Т. М., Глейзер Л. М. Основные черты магматизма и рудоносности Чаткальских гор. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
- Вялов О. С. Мезозойская (тихоокеанская) складчатость в Азии. В кн. «Труды XVII сессии МГК», т. II, ОНТИ, М., 1939.
- Галицкий В. В., Ибрагимов Ф. М., Богатырев О. С., Лук-Зильберман В. И. Новые данные в возрасте метаморфических пород района гор. Боргана и Чаулинчи в СЗ Каратау. «Вестник АН КазССР», 1971, № 12.
- Гарецкий Р. Г., Кириухин Л. Г., Перфильев А. С. Султануздаг и проблема соотношения Урала и Тянь-Шаня. «Геотектоника», 1972, № 6.
- Гарьковец В. Г. О структурно-металлогенической связи Тянь-Шаня с Уралом. «Сов. геол.», 1964а, № 4.
- Гарьковец В. Г. О структурной и металлогенической связи Урала с Тянь-Шанем. В сб. научных трудов Главгеологии УзССР, вып. 4, Ташкент, 1964б.

- Гарьковец В. Г. Допалеозойское оруденение в Узбекистане. «Сов. геол.», 1969а, № 12.
- Гарьковец В. Г. О некоторых чертах развития Урала и Тянь-Шаня и о свидетельствах направленного развития Урало-Тянь-Шаньского складчатого пояса. В кн. «К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня», Алма-Ата, Изд. «Наука» КазССР, 1969б.
- Гесь М. Д. О докембрийских дайках основного состава Пскемского хребта (Срединный Тянь-Шань). ДАН СССР, 1971, 152, № 4.
- Гесь М. Д. Палеозойская структура Чаткальской подзоны и положение в ней гранитоидов (Срединный Тянь-Шань). Автореферат канд. дисс., 1972.
- Геология СССР, т. XL. Южный Казахстан. Кн. I, М., «Недра», 1971.
- Геология СССР, т. XXIII, Узбекская ССР. М., 1972.
- Глейзер Л. М. К ритмостратиграфии нижнепалеозойских отложений Пскемского хребта (Тянь-Шань). «Узб. геол. ж.», 1967, № 3.
- Головин Е. М. Вулканизм и явления метаморфизма Южного Узбекистана. В кн. «Геология СССР», т. XXI, М., Госгеолтехиздат, 1948.
- Горянов В. Б. (и др.). О возрасте некоторых метаморфических серий Южного Тянь-Шаня. «Вестник ЛГУ», № 18, вып. 3, 1973.
- Далимов Т. Н., Айзенштат В. И. Фациальность гранитоидных формаций Узбекистана, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1972.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Принципы выделения и классификации регионально-метаморфических формаций. «Геология и геофизика», 1969, № 3.
- Добрецов Н. Л. (и др.). Фашии метаморфизма. М., «Наука», 1970.
- Додонова Т. А. Северный и Средний Тянь-Шань. В кн. «Геохронология СССР». Докембрий, т. I, гл. 8, Л., «Недра», 1973.
- Ефимов И. А. Древнейшие породы Казахстана и Северной Киргизии. Автореферат докт. дисс., Алма-Ата, 1972.
- Ергалиев Г. Х. К стратиграфии венда и кембрия Байконур-Каратау-Джебаглинской зоны. «Изв. АН КазССР», серия геол., 1965, № 6.
- Жуков Ю. В. Кембрийские отложения верховьев реки Нарын и их рудоносность. Труды Упр. геологии и охраны недр при СМ КиргССР, сб. I, М., 1960.
- Журавлева И. Т. (и др.). К познанию раннего кембрия Южного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
- Зайцев Ю. А. Докембрийские складчатые комплексы палеозойид Казахстана. В сб. «Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР» (тезисы докладов), М., 1972.
- Зайцев Ю. А., Филатова Л. И. Новые данные по корреляции стратиграфических разрезов докембрия Центрального и Южного Казахстана. В сб. «Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана» (тезисы докладов), Алма-Ата, 1971.
- Зубцов Е. И. Новые данные о возрасте палеозойских отложений хребта Нура, Джетым-Тоо и Нарынтау (Тянь-Шань). Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 1, 1955.
- Зубцов Е. И. Стратиграфия отложений кембрия и ордовика Среднего Тянь-Шаня. В кн. «Геология Средней Азии», Изд-е ЛГУ, 1961.
- Зубцов Е. И. Докембрийские тиллиты Тянь-Шаня и их стратиграфическое значение. Бюлл. МОИП, отд. геол. т. (1), 1972.
- Зубцов Е. И., Зубцова Е. И. О докаменноугольных отложениях Тахталыкской гряды, хр. Кок-Ийримтау и северного борта Нарынской впадины. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 3, 1956.
- Зубцов Е. И., Зубцова Е. И. Докембрийские граниты и нижний палеозой Среднего Тянь-Шаня. ДАН СССР, т. 153, 1963, № 4.
- Зубцов Е. И., Зубцова Е. И. Докембрийские тиллиты Тянь-Шаня. ДАН СССР, т. 169, № 1, 1966.
- Зубцов Е. И., Зубцова Е. И. Новые данные по стратиграфии кембрийских и докембрийских отложений Таласского хребта (Северный Тянь-Шань), ДАН СССР, т. 211, № 5, 1973.
- Зуннунов Ф. Х., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Эргашев Т. Геолого-геофизическая модель земной коры Западного Узбекистана (Южный и Срединный Тянь-Шань). «Геотектоника», 1974, № 1.
- Исамухамедов И. М. (и др.). Схема магматизма Южного Узбекистана. В сб. «Материалы II Среднеазиатского регионального петрографического совещания», Душанбе, «Дониш», 1971.
- Калмурзаев К. Е. К стратиграфии древних толщ Туркестано-Алайской структурно-формационной зоны Южного Тянь-Шаня. В сб. «Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана» (тезисы докладов), Алма-Ата, 1971.
- Карпова Е. Д. Новые данные по геологии Карамазара и Моголтау. «Сов. геол.», сб. 34, 1946.
- Карцева О. А., Кирюхин Л. Г., Мамбетов У. М., Нсанов Т. К. Новые данные о палеозойских образованиях Туранской плиты. «Известия высш. уч. зав.», геология и разведка, № 5, 1972.

- Касаткин Д. М. Строение фундамента Северной Туркмении и Каракалпакии по данным геофизических исследований. «Сов. геол.», 1960, № 1.
- Кассин Н. Г. Очерк тектоники Казахстана. «ПСГ», 1934, № 6.
- Кассин Н. Г. Материалы по палеографии Казахстана. Алма-Ата, Изд. АН КазССР, 1947.
- Келлер Б. М. Общие вопросы истории развития земной коры в верхнем докембрии. В кн. «Стратиграфия СССР», М., 1963.
- Келлер Б. М., Королев В. Г., Крылов И. Н. К расчленению верхнего протерозоя Тянь-Шаня. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1965, № 4.
- Ким О. И., Суздальский А. Л. Докембрий Центральных Кызылкумов. В кн. «Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня», Изд. МГУ, 1971.
- Киселев В. В., Королев В. Г. Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. Фрунзе, «Илим», 1972.
- Кнауф В. И., Королев В. Г. Особенности геологического строения и развития северной части Советского Тянь-Шаня в докембрии и палеозое. В сб. «Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР» (тезисы докладов). М., 1972.
- Князев В. С. Фундамент и промежуточный комплекс Туранской плиты (состав, возраст, структура, история развития) в связи с проблемой нефтегазоносности. Автореферат докт. дисс., 1969.
- Князев В. С. (и др.). Фундамент, основные разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазоносностью. М., «Недра», 1970.
- Коржинский Д. С. Теория экстремальных состояний и их значение для минеральных систем. В сб. «Химизм земной коры», т. I, М., Изд. АН СССР, 1963.
- Королев А. В. Избранные труды. Ташкент, Изд. АН УзССР, 1963.
- Королев В. Г. Позднедокембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними полезные ископаемые. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», М., Изд. АН СССР, 1960.
- Королев В. Г. К стратиграфии допалеозоя Тянь-Шаня. В кн. «Материалы по геологии Тянь-Шаня», вып. 3, Фрунзе, Изд. АН КиргССР, 1962.
- Королев В. Г. Средняя Азия. В кн. «Стратиграфия СССР», М., Гос. научно-техн. изд. литературы по геологии и охране недр, 1963.
- Королев В. Г. К стратиграфии допалеозоя Тянь-Шаня. В сб. «Материалы по геологии Тянь-Шаня», Бюлл. МОИП, т. 70, отд. геол., вып. 2, 1965.
- Королев В. Г. Палеогеография Средней Азии и Центрального Казахстана в позднем докембрии. В кн. «Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня», Фрунзе, «Илим», 1970.
- Королев В. Г., Киселев В. В. Рифейские отложения Средней Азии и Южного Казахстана. В сб. «Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана» (тезисы докладов), Алма-Ата, 1971.
- Королев В. Г., Крылов И. Н. К стратиграфии верхнего докембрия Северного Тянь-Шаня, ДАН СССР, т. 144, 1962, № 6.
- Королев В. Г., Мисюс П. Типы разрезов нижнего палеозоя в восточной части Тянь-Шаня. Бюлл. МОИП, т. 70, отд. геол., вып. 2, 1965.
- Королев В. Г., Максимова Р. А., Мамбетов А. М. Аналогия вендского комплекса и «бестрилобитные слои» нижнего кембрия в Средней Азии и Южном Казахстане. В сб. «Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана» (тезисы докладов), Алма-Ата, 1971.
- Косыгин Ю. А. (и др.). Основные черты тектоники докембрия континентов. В кн. «Геология докембрия», М., «Наука», 1972.
- Крылов Н. И. На заре жизни. М., «Наука», 1972.
- Кунин Н. А. Тектоника Среднесырдарьинской и Чу-Сарыкульской депрессии по геофизическим данным. М., «Недра», 1968.
- Кунин Н. А. Тектоника северной части Туранской плиты и комплексирование геофизических методов при исследованиях нефтегазоносных территорий. Автореферат докт. дисс., 1971.
- Купченко П. Д. Петрология палеозойских интрузивных формаций Южного Узбекистана (юго-западные отроги Гиссарского хребта). Автореферат докт. дисс., 1973.
- Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и некоторые вопросы магматической геологии южного склона Гиссарского хребта (Южный Тянь-Шань). Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР, вып. I, 1956.
- Кухтиков М. М. Тектоническое районирование и история развития Гиссаро-Алая в палеозое. В кн. «Проблемы геологии Средней Азии и Казахстана», М., «Наука», 1966.
- Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Фрунзе, «Дониш», 1968.
- Кушнар С. А. К геологии Юго-Западных Кызылкумов. «Ученые записки географ. ф-та Моск. обл. педаг. ин-та», т. III, вып. I, М., 1940.
- Лаврусевич А. И., Лаврусевич В. И. К вопросу о возрасте ягнобских сланцев. В сб. «Новые данные по геологии Таджикистана», вып. 2, 1973.

- Лихачев Ю. А. (и др.). Тектоника палеозойского фундамента Кызылкумов. В кн. «Проблема нефтегазоносности Средней Азии», нов. сер., т. 105, вып. 15, Л., 1963.
- Лощинин В. П. Литология докембрийских и нижнепалеозойских отложений юга Тамдытау (Центральные Кызылкумы). Автореферат канд. дисс., 1972.
- Лощинин В. П., Халецкая О. Н. Ритмостратиграфия таскалганской свиты в ур. Таскалган (Центральные Кызылкумы). «Узб. геол. ж.», 1969, № 3.
- Макарычев Г. И. Стратиграфия протерозойских и нижнепалеозойских отложений Большого Каратау. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1957, т. 32, вып. 4.
- Макарычев Г. И. Тектоническое развитие хребта Каратау (Южный Казахстан) в нижнем палеозое. Бюлл. МОИП, геол. т. 36, вып. 3, 1961.
- Макарычев Г. И. Докембрийские и каледонские гранитоиды Среднего Тянь-Шаня и их положение в структуре. Бюлл. МОИП, отд. геол. 39, вып. 6, 1964.
- Макарычев Г. И. Тектоническое районирование Тянь-Шаня и разломы. «Геотектоника», 1970, № 4.
- Макарычев Г. И., Гесь М. Д. Интрузивные комплексы Пскемского антиклинория Среднего Тянь-Шаня. «Известия АН СССР», сер. геол., 1970, № 6.
- Макарычев Г. И., Гесь М. Д. Эволюция магматизма складчатых систем на примере Чаткало-Кураминских гор. В сб. «Проблемы теоретической и региональной тектоники», М., «Наука», 1971.
- Макарычев Г. И., Павлова Т. Г. Рифей западной части Среднего Тянь-Шаня. Бюлл. МОИП, отд. геол. т. XII (I), 1967.
- Макарычев Г. И., Пазилова В. И. Связь магматизма с тектоникой на примере формирования структуры Каратау (Южный Казахстан). Труды ГИН АН СССР, вып. 93, 1963.
- Мамаев Н. Ф. Древние толщи Восточно-Уральского мегасинклиория. М., «Наука», 1967.
- Мамбетов А. М. Стратиграфия и окаменелости (хиолиты, хиолительминты и др.) нижней части нижнего кембрия Малого Каратау. Автореферат канд. дисс., 1973.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965.
- Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород. Изд. МГУ, 1973.
- Маракушев А. А., Хохлов В. А., Головин В. Е. Метаморфические пояса Узбекистана. «Известия высш. учебн. завед.», геология и разведка, 1974, № 2.
- Марков М. С. Тектоника южной части Карсакпайского синклиория. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 73, 1962.
- Марковский А. П. Основные черты геологического строения средней части Центрального Таджикистана. Труды ТПЭ, 1932, вып. 1, М., Изд. АН СССР, 1934.
- Машковцев С. Ф. Описание геологического маршрута в Юго-Западном Тянь-Шане. В сб. «Материалы по общей прикладной геологии», вып. 147, Л., 1930.
- Машковцев С. Ф. Описание геологического маршрута в Юго-Западном Тянь-Шане по линии Ангрен — Чаткал — Кассан — оз. Кугала — Гудас — Майдантау. В сб. «Материалы по общей и прикладной геологии», вып. 147, Л., 1930.
- Машковцев С. Ф. Геологическое описание восточной части Ташкентского листа. Труды ЦНИГРИ, вып. 27, М.-Л., Изд. ОНТИ, 1935.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И. Маловицкий Я. П. Тектоника Предкавказья. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Мирходжаев И. М., Головин В. Е., Хохлов В. А. Метаморфические формации Южного Узбекистана. ДАН СССР, 203, 1972 № 1.
- Мирходжаев И. М., Игнатъева Л. П., Велитченко В. М., Попова А. А., Хохлов В. А. Стратиграфия докембрийского метаморфического комплекса хребта Байсунтау. Тезисы научно-исследовательских работ по геологоразвед. ф-ту ТашПИ, Ташкент, 1966.
- Мирходжаев И. М. (и др.). Метаморфические (домезозойские) породы Узбекистана. Тезисы докладов Первого среднеазиатского регионального петрографического совещания, Ташкент, Изд-во «Наука» УзССР, 1965.
- Мирходжаев И. М. (и др.). Докарбонатные магматические образования юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Юбил. сб. трудов ТашПИ, Ташкент, 1974.
- Мирходжаев И. М., Хохлов В. А. Метаморфические породы юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1966.
- Мирходжаев И. М., Хохлов В. А. Некоторые аспекты перспективности отложений метаморфического комплекса (юго-западные отроги Гиссара). Труды ТашПИ, вып. 52, 1968.
- Мирходжаев И. М., Хохлов В. А. Петрохимические критерии прогноза на рудные элементы. В сб. «Вопросы петрохимии» (материалы к совещанию), Л., 1969.
- Мирходжаев И. М., Хохлов В. А., Головин В. Е. Геохимия натриево-кремнистой и калиево-кремнистой гранитизации. В сб. «Международный геохимический конгресс», М., 1971.
- Мирходжаев И. М., Хохлов В. А., Головин В. Е., Игнатъева Л. Н.

- Стратиграфия докембрия юго-западных отрогов Гиссарского хребта (тезисы докладов). М., «Наука», 1969.
- Мирходжаев И. М., Хохлов В. А., Далимов Т. Н., Головин В. Е. Типы магматических формаций Южного Узбекистана. В сб. «Материалы по итогам научно-исслед. работ геологоразв. и горно-метал. фактов ТашПИ за 1970 г.», вып. 81, сер. геол., горн. дело, 1972.
- Михайлова Ю. В., Панкратьев П. В., Лазуренко В. И. Некоторые особенности проявления золото-медной минерализации Чапук-Дандончоканской перспективной полосы. «Записки Узб. отд. ВМО», вып. 26, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1973.
- Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса. «Геотектоника», 1969, № 2.
- Муратов М. В. Главнейшие структурные элементы материков, их взаимоотношения и возраст. В сб. «Тектоника», МГК, XXIV сессия, Доклады советских геологов, М., «Наука», 1972.
- Мусин Р. А. (и др.). Метаморфические и метасоматические формации и фации. В сб. «Глубинное строение земной коры территории Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
- Мушкетов И. В. Туркестан. Т. I, СПб., 1886, 1906.
- Мушкин И. В., Яровский Р. И. Об эклогитизации гнейсов и возможном значении этого процесса (на примере изучения ксенолитов в дайках щелочных габброидов Южного Тянь-Шаня). ДАН СССР, т. 204, 1973, № 2.
- Наливкин Д. В., Наследов Б. Н. Очерк геологии Туркестана. Ташкент, 1926.
- Наследов Б. Н., Карамазар. «Материалы эксп. геохим. станц. Тадж. базы АН СССР», вып. XIX, 1935.
- Никитин И. К. Петрографический очерк маршрутной съемки на северном склоне Туркестанского хребта (бассейн р. Исфары и Зап. Соха). Труды ВГРО, вып. 295, 1933.
- Николаев В. А. Гидрогеологический очерк правобережья Зеравшана. «Материалы по гидрогеологии», вып. 8, 1926.
- Николаев В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. «Зап. ВСО», вып. 2, т. 62, 1933.
- Николаев В. А. О новейшем вулканизме Памира и Тянь-Шаня. Труды ТПЭ, вып. 7, 1934.
- Николаев В. А. Докембрий Средней Азии. «Стратиграфия СССР», т. I, М., Изд-во АН СССР, 1939.
- Николаев Н. И. О древнейших породах хребта Каратау (Ю. Казахстан). В сб. «Совещание по унификации стратиграф. схем допалеозоя и палеозоя В. Казахстана» (тезисы докладов), Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1957.
- Николаев Н. И. Тектоника и металлогения хребта Каратау (Ю. Казахстан). Труды МГРИ, т. 37, 1961.
- Образцов А. И., Храмков В. Ф., Мустафин К. Т., Денисов А. И. История геологического развития и металлогения Кассанского района. В сб. «Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня», Фрунзе, «Илим», 1971.
- Овчинников С. К. Структура Южного Гиссара и основные черты его геологического развития. Автореферат канд. дисс., Л., 1956.
- Огнев В. Н. Геология Северной Ферганы. Труды Кирг. компл. экспед., М., Изд-во АН СССР, 1935.
- Огнев В. Н. Баубашатинский горный узел и прилегающие части Атойнакского и Ферганского хребтов. В кн. «Геология УзССР», т. I, ОНТИ, Л.-М., 1937.
- Огнев В. Н., Белькова Л. Н., Кангро О. Г. Докембрий Кызылкумов и проблема связи Тянь-Шаня с Уралом. «Вестник ЛГУ», 1968, № 6.
- Огнев В. Н., Белькова Л. Н., Кангро О. Г. О докембрии Кызылкумов. «Вестник ЛГУ», 1970, № 18.
- Пазилова В. И. Рифейские отложения Каратау. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XIII (I), 1968.
- Пашков Б. Р. Стратиграфия, метаморфизм и некоторые черты тектоники Музкольского комплекса метаморфических пород (Ц. Памир). В сб. «Материалы по геол. Памира», вып. II, Душанбе, 1964.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. «Геотектоника», 1969, № 4.
- Пейве А. В., Сеницын А. Д. Новые данные по петрографии и тектонике западной части Зарафшано-Гиссарской горной системы. М., 1940.
- Пейве А. В., Сеницын Н. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1950, № 4.
- Пейве А. В. (и др.). Палеозойды Евразии и некоторые вопросы теории геосинклиналей. В сб. «Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР» (тезисы докладов), М., 1972.

- Перфильев Ю. С., Моралев В. М. Массивы древних кристаллических пород Индо-Памирской области. «Геотектоника», 1971, № 4.
- Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., «Наука», 1970.
- Покровский А. В. К геологии и петрографии древнего метаморфического комплекса Южного Узбекистана. В сб. «Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Наука» УзССР, 1965.
- Покровский А. В. К схеме магматизма Южного Узбекистана. «Зап. Узб. отд. ВМО», вып. 29, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969а.
- Покровский А. В. Природа и физико-химическая эволюция гранитизирующих растворов раннекаледонского этапа метаморфизма докембрийского комплекса Южного Узбекистана. В кн. «Проблема метаморфического рудообразования», Киев, «Наукова думка», 1969б.
- Покровский А. В. О геологической позиции Южного Узбекистана. «Зап. Узб. отд. ВМО», вып. 21, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1970.
- Покровский А. В. О происхождении и возрасте «гнейсо-тоналитов» Айлянгара (ЮЗ Гиссар). В кн. «Геология и рудоносность Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
- Покровский А. В. Южно-Гиссарский краевой шов — граница герцинского геосинклинального пояса Южного Тянь-Шаня. «Записки Узб. отд. ВМО», вып. 26, Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1973а.
- Покровский А. В. Новая находка эколлитов в Средней Азии. ДАН СССР, т. 210, № 5, 1973б.
- Покровский А. В. (и др.). Метаморфические и метасоматические фации и формации. В сб. «Глубинное строение земной коры территории Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
- Посохова М. М., Рыскина Х. В. О «докембрийском» возрасте кристаллических сланцев Южного Нуратау (Южный Тянь-Шань). «Сов. геол.», 1962, № 3.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд. комнаук УзССР, 1938.
- Попов В. И. Ядерная теория развития земной коры. Ташкент, Изд. САГУ, 1960.
- Попова Н. А., Нуйсков Ю. И., Лим С. С., Вашуров В. Т. Метаморфизм и ультраметаморфизм в породах Гармского кристаллического массива. В сб. «Материалы II Среднеазиатского регионального петрографического совещания», Душанбе, «Дониш», 1971.
- Попов В. И., Филин Т. Д. Материковые блоки (провинции), ядра и междуядерные участки Средней Азии и Южного Казахстана, «Записки Узб. отд. ВМО», № 7, Ташкент, 1955.
- Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Изд. ЛГУ, 1973.
- Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов (глубинные разломы Южного Тянь-Шаня). Изд. Львовского ун-та, 1973.
- Пэк А. В., Чураков А. Н. Султануиздаг. Труды ТПЭ, вып. 73, 1936.
- Пятков К. К., Пяновская И. А., Бухарин А. К. Геологическое строение палеозойского фундамента Центральных Кызылкумов. М., Госгеолиздат, 1963.
- Пятков К. К., Пяновская И. А., Бухарин А. К. О наличии фаунистически охарактеризованных кембрийских отложений в Центральных Кызылкумах. «Узб. геол. ж.», 1964, № 1.
- Пятков К. К., Пяновская И. А., Бухарин А. К., Быковский Ю. Н. Геологическое строение Центральных Кызылкумов. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1967.
- Пятков К. К. (и др.). О возрасте метаморфических толщ Западного Узбекистана. В сб. «К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня», Алма-Ата, Изд-во «Наука» КазССР, 1969.
- Ржанникова Л. Н. О возрасте древнейших толщ Мугоджар по данным микрофоссилий. В сб. «Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана» (тезисы докладов), Алма-Ата, 1971.
- Рудник Б. А., Соботович Э. В., Искандерова А. Д. Свинцово-изотопные отношения на основе периодизации докембрия. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1970, № 11.
- Сабдушев Ш. Ш. (и др.). Новые данные о докембрии и кембрии Тамдытау. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1969.
- Сагындыков К. С. Докембрий и нижний палеозой хребта Кок-Ийрим-Тоо и Такталийской гряды (Тянь-Шань). Автореферат канд. дисс., Фрунзе, 1964.
- Сагындыков К. С. Вендская (нижекембрийская?) вулканогенно-терригенная железорудная формация типа Джетым-Тоо. В сб. «Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии», Фрунзе, «Илим», 1967.
- Синицын В. М. К истории Таримского стабильного массива. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1948, № 1.
- Синицын Н. М. Материалы к изучению геологии силура Южной Ферганы. «Уч. зап. ЛГУ», № 189, сер. геол. наук., вып. 6, 1955.

- Синицын Н. М. Северо-западная часть Таримского бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1957а.
- Синицын Н. М. Схема тектоники Тянь-Шаня. «Вестник ЛГУ», № 12, сер. геол. и географ., вып. 2, 1957б.
- Синицын Н. М. Центральная Азия. М., Гос. изд. географ. литературы, 1959.
- Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд. ЛГУ, 1960.
- Смирнов Н. А. Нуратинские горы. «Геология УзССР», т. 3, М., 1937.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Львов, 1949.
- Стародубцева А. С., Рывкин М. Л. К стратиграфии палеозоя гор Аристантау (Юго-Западные Кызылкумы). ДАН УзССР, 1955, № 4.
- Степаненко А. Ф. К стратиграфии нижнего палеозоя верховьев рек Чаткала и Сандалаша (Тянь-Шань). Труды ВАГТ, вып. 4, М., 1958.
- Тарасенко А. Т. Гранитоиды юго-западных отрогов Гиссарского хребта. «Известия отд. естествозн. наук АН ТаджССР», вып. 3 (30), 1959.
- Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966.
- Тетяев М. М. Основы геотектоники. М., ОНТИ, 1934.
- Тетяев М. М. Геотектоника СССР. М., ОНТИ, 1938.
- Турбин Л. И. К стратиграфии верхнего палеозоя Северной Ферганы. Труды УГ и ОНСМ КиргССР, сб. 1, М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Турбин Л. И. К стратиграфии нижнего палеозоя западной части Срединного Тянь-Шаня. Труды Управл. геол. и охраны недр при СМ КиргССР, сб. 2, Госгеолтехиздат, 1962.
- Укудеев Т. Строение и условия образования Туркестанского метаморфического комплекса (Южный Тянь-Шань). Автореферат канд. дисс., 1973.
- Хаин В. Е. О соотношении древних платформ, плит молодых платформ и так называемых областей завершённой складчатости. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. ХЛV, (2), 1970.
- Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент. Изд-во АН УзССР, 1958.
- Хамрабаев И. Х. Проблема связи Урала и Тянь-Шаня по новым данным петролого-металлогенических и геофизических исследований. В кн. «К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня», Алма-Ата, Изд-во «Наука» КазССР, 1969.
- Хамрабаев И. Х. (и др.). О схеме возрастной корреляции магматических комплексов Средней Азии. В сб. «Материалы II Среднеазиатского регионального петрографического совещания», Душанбе, 1971.
- Хамрабаев И. Х. (и др.). Магматические комплексы Средней Азии. В сб. «Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли», Труды IV Всесоюзного петрографического совещания, часть II, М., «Наука», 1972.
- Хворова И. В., Дмитрик А. Л. Микроструктуры кремнистых пород. М., «Наука», 1972.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в развитии и строении структуры земной коры. «Изв. АН СССР», 1963, № 4.
- Хорова Б. Я. Сравнительная характеристика полиметаморфических комплексов докембрийского фундамента Юго-Западного Памира и Западного Узбекистана. В сб. «Материалы II Среднеазиатского регионального петрографического совещания», Душанбе, «Дониш», 1971.
- Хорова Б. Я., Искандерова А. Д., Чухонин А. П. О возрасте древнейших карбонатных пород Южного Алтая и Центральных Кызылкумов по данным свинцово-изохронного метода. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1971, № 11.
- Хорова Б. Я., Мурина Г. А. Использование радиологических методов для выделения этапов метаморфизма в раннедокембрийских образованиях молодых складчатых областей. Докл. сов. геол. на XXIII сессии МГК, «Проблемы геохимии и космогонии», 1968.
- Хохлов В. А. Геология и некоторые вопросы метаморфизма докембрийского метаморфического комплекса юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1970.
- Хохлов В. А., Головин В. Е. Типы догерцинских магматических формаций и магмоконтролирующих структур Южного Узбекистана. ДАН СССР, 1972, 206, № 2.
- Хохлов В. А., Головин В. Е., Мирходжаев И. М. Принципы составления металлогенических карт метаморфогенных месторождений (на примере докембрийской толщи Юго-Западного Гиссара). Тезисы докладов по проблеме метаморфогенного рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1969.
- Хохлов В. Е., Мирходжаев И. М. Метаморфические формации Западного Узбекистана. В сб. «Материалы по итогам научно-исслед. работ геологоразв. и горнометал. фак-тов ТашПИ за 1974 г.» вып. 5, сер. геол., Ташкент, 1974.
- Хохлов В. А., Мирходжаев И. М., Игнатьева Л. П. Стратиграфия древнего метаморфического комплекса хребта Байсунтау. В сб. «Материалы по итогам научно-исследоват. работ ТашПИ», Ташкент, 1969.
- Хохлов В. А., Мирходжаев И. М., Игнатьева Л. П., Головин В. Е.

- Стратиграфия докембрия юго-западных отрогов Гиссарского хребта (тезисы докладов). Изд-е МГУ, 1969.
- Хохлов В. А. (и др.). О возрасте и происхождении тоналито-гнейсов Айлянгарского «массива». «Сов. геол.», 1972, № 7.
- Хохлов В. А. (и др.). Геология и метаморфизм древних толщ Южного Тамдытау. В сб. «Материалы по итогам научно-исслед. работ. геологоразв. и горнометал. ф-тов ТашПИ за 1974 г.», вып. 5, сер. геол., Ташкент, 1974.
- Ху-Шу-Жун. Проблемы стратиграфии кембрия в горах Куруктаг. «Новости зарубежной геологии», вып. 13, 1959.
- Чикрызов Г. С., Рыскина Х. В. Интрузивные комплексы в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. Труды САГУ, нов. сер., вып. XXXIX, геол. науки, кн. 4, 1953.
- Чистяков П. А., Лощинин В. П., Глейзер Л. М. Некоторые геохимические особенности докембрийских и нижнепалеозойских осадочных толщ отдельных регионов западной части Срединного и Южного Тянь-Шаня. В сб. «Глубинное строение земной коры территории Узбекистана», Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1971.
- Чуенко П. П. Геологическое строение Южного Дарваза. Труды Тадж.-Памирской экспедиции, вып. 100, 1938.
- Шадчиев А. С. (и др.). О находке органических остатков в метаморфических образованиях Гарм-Хайтского района (Каратегин). ДАН ТаджССР, т. XIII, № 3, 1970.
- Шнип О. А., Кутенец В. А., Ширкина С. Л. Гиссарская зона Тянь-Шаня. «Геология СССР», Средняя Азия, т. I, Л., «Недра», 1973.
- Шпотова Л. В., Ушаков В. Н. Вулканогенные формации Северного Букантау (Западный Узбекистан), «Узб. геол. ж.», 1974, № 3.
- Штеклин Дж. Тектоника Ирана «Геотектоника», 1966, № 1.
- Штрейс Н. А., Макарычев Г. И. О соотношениях между магматизмом и структурами геосинклинальных систем. В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма», М., «Наука», 1969.
- Шульц С. С. К стратиграфии и тектонике палеозоя хребта Терской-Алатау в районе р. М. Нарын. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1938, № 4.
- Шульц С. С. Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. М., «Недра», 1972.
- Эз В. В. Тектоника северо-западной части Центрального Каратау (Ю. Казахстан). «Советская геология», сб. 41, 1954.
- Яскович Б. В. Докембрийские и кембрийские отложения. В кн. «Стратиграфия Узбекской ССР», т. I (палеозой). Ташкент, Изд-во «Наука» УзССР, 1965.
- Яскович Б. В. Кембрий Южного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1968.
- Яскович Б. В. (и др.). О докембрии Западного Узбекистана В кн. «Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня», Изд. МГУ, 1971а.
- Яскович Б. В. (и др.). К характеристике раннего кембрия Северного Тамдытау. «Сов. геол.», 1971, № 12.
- Яскович Б. В. (и др.). Докембрийский выступ Зиятдинских гор. «Узб. геол. ж.», 1972, № 4.
- Barth T. E. W. The feldspar geologic thermometers. Neues Jahrb, Mineral Abhandl, 1951, 82.
- Kretz R. Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of south-western Quebec with emphasis of distribution of elements on coexisting minerals. Journ. Geol., v. 67, 1959, № 4.
- Rambert N. Origine of metamorphic rocks, Chitrago, 1952.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| ВВЕДЕНИЕ | 3 |
| Глава I. История вопроса | 5 |
| Глава II. Характеристика стратегических разрезов | 19 |
| Срединный Тянь-Шань | |
| Букантау | 19 |
| Северный Тамдытау | 28 |
| Пскемо-Сандалашский горный узел | 32 |
| Кассан | 37 |
| Северо-Восточная Фергана | 50 |
| Кампыр-Рават | 54 |
| Карачатыр | 55 |
| Алдыяр-Намаздек | 57 |
| Южный Тянь-Шань | |
| Султануиздаг | 59 |
| Южный Тамдытау | 66 |
| Ауминзатау-Бельтау-Аристантау | 72 |
| Северный Нуратау | 78 |
| Туркестанский и Зарафшанский хребты | 86 |
| Кан | 91 |
| Зона высоких предгорий Алая | 94 |
| Каракумо-Таджикский регион | |
| Юго-западные отроги Гиссарского хребта | 96 |
| Южный Гиссар | 111 |
| Каратегин | 113 |
| Глава III. Проект схемы стратиграфии докембрия и типизация разрезов | 118 |
| Архей — нижний протерозой | 120 |
| Нижний — средний протерозой | 125 |
| Рифей | 128 |
| Венд | 135 |
| Глава IV. Тектоническая позиция интрузивных массивов | 138 |
| Гранитоидные массивы | 138 |
| Массивы ультраосновного и основного состава | 145 |
| Глава V. Главнейшие особенности тектонического развития докембрия | 147 |
| Эпохи и этапы тектонического развития | 147 |
| Этап развития архей-нижнепротерозойских геосинклиналей | 147 |
| Этап развития ниже-среднепротерозойских «зеленокаменных» геосинклиналей | 150 |
| Этап наложенной гранитизации, ультраметаморфизма и формирования гранитоидных массивов | 151 |
| Ранне-среднепротерозойский платформенный этап | 151 |
| Верхнерифейский этап наложенной активизации платформы | 152 |
| Вендский этап эпиплатформенного орогенеза | 154 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ | 155 |
| ЛИТЕРАТУРА | 161 |

**Мухтар Арипович Ахмеджанов, Рахмат Нуруллаевич Абдуллаев, Олег Матвеевич
Борисов, Эмиль Раимович Базарбаев, Исмаил Мирходжаевич Мирходжаев,
Вадим Андреевич Хохлов**

ДОКЕМБРИЙ СРЕДИННОГО И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Утверждено к печати
Учеными советами Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева
АН УзССР и САИГИМС

Редактор **Л. Ходанович**
Художник **В. Ворохов**
Технический редактор **З. Горькован**
Корректор **О. Талибов**

P-08444. Сдано в набор 28/XII-74 г. Подписано к печати 27/VI-75 г. Формат 70×108¹/₁₆,
Бум. типогр. № 1. Бум. л. 5,5. Печ. л. 15,5. Уч.-изд. л. 14,1. 1 вкл. Изд. № Н-5. Тираж. 500.
Цена 1 р. 76 к. Заказ № 1989.

Адрес Издательства: Ташкент, Гоголя, 70.
Типография Издательства ЦК КП Узбекистана, Ташкент, ул. «Правды Востока», 26.