

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ РЕСПУБЛИКИ УЗБЕКИСТАН  
ПО ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛЬНЫМ РЕСУРСАМ

СРЕДНЕАЗИАТСКИЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

П. А. Мухин, Х. К. Каримов, Ю. С. Савчук

# ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА КЫЗЫЛКУМОВ

УДК 551.2(575.1)

Мухин П. А., Каримов Х. К., Савчук Ю. С. Палеозойская геодинамика Кызылкумов. Ташкент: Фан, 1991. 148 с.

В монографии содержатся результаты первых для Кызылкумов геодинамических исследований. На основе анализа и обобщения геолого-геофизических данных восстановлены геодинамические режимы формирования коры региона в течение фанерозоя. Произведена абсолютная палинспастическая реконструкция положения отдельных блоков (террейнов) в палеоокеанической структуре. Делается вывод о происхождении домезозойской континентальной коры региона путем двухэтапной аккреции над зонами субдукции.

Процессы рудообразования рассмотрены с конструктивной и деструктивной сторон.

Для геологов-съемщиков, научных работников.

Ил. — 41, табл. — 12, библиогр. — 120 назв.

Ответственный редактор  
доктор геолго-минералогических наук А. Е. Антонов

Рецензенты:  
доктор геолого-минералогических наук Т. Н. Далимов,  
кандидат геолого-минералогических наук А. А. Абдукаюмов

М  $\frac{180403000-583}{М 355 (04)-91}$  118—91 © Ташкент, Издательство «Фан» АН  
Республики Узбекистан, 1991 г.

ISBN 5-648-01272-1

## ВВЕДЕНИЕ

Сравнительное изучение геологии континентов и дна Мирового океана привело к созданию принципиально новых геологических концепций и теорий, в частности теории тектоники литосферных плит. С позиции последней выявлены многие ранее неизвестные закономерности эволюции океанических структур от их возникновения до полного закрытия и формирования на их месте складчатых поясов. Новой теорией определено место и время проявления различных типов метаморфизма и магматизма, рудных процессов, особенно отдаленных эпох. Обоснованы многие факты (заключение геосинклинальных зон, геохимические особенности седиментационных бассейнов, тип вулканизма, отраженная и нелинейная металлогения и др.). Таким образом, тектоника плит стала новой теоретико-методологической основой интеграции геологических наук (Ханн, 1983; Комаров, 1983; Межеловский и др., 1984) и науки о Земле в целом.

Практическое использование новой теории для расшифровки геологического строения складчатых поясов континентов и успеха в предсказании ранее неизвестных геологических процессов способствовали резкому увеличению запасов основных полезных ископаемых (нефть, газ, золото, алмазы) в ряде стран и регионов мира. В СССР, к сожалению, практическая отдача новой теории весьма низкая. Очевидно, это связано с тем, что положения тектоники плит мало внедрены в практику геологических исследований и особенно в набор действующих поисково-прогнозных комплексов. Имеющиеся работы советских геологов и ученых-мобилистов посвящены в основном мелкомасштабному глобальному и региональному геодинамическому анализу развития очень крупных территорий, соответственно и выводы по ним, как правило, содержат больше теоретические, а не прикладные аспекты (Козловский, 1987).

В этом плане данная монография является первой в отечественной практике попыткой синтезировать результаты крупномасштабного полевого изучения геодинамической эволюции Кызылкумов применительно к задачам геолого-съемочных и поисково-оценочных геологоразведочных работ масштаба 1:200000—1:50000. Выбор района неслучаен. На этой территории впервые

выявлен новый, нетрадиционный тип золоторудных месторождений в высокоуглеродистых («черносланцевых») осадочно-метаморфических формациях позднего докембрия — раннего палеозоя (Мурунтау и др.). Кызылкумы мало затронуты альпийскими горообразовательными процессами по сравнению с другими областями Тянь-Шаня и здесь достаточно хорошо сохранились структура палеозойской коры, площадные, объемно-стратиграфические взаимоотношения пород фундамента и мезозой-кайнозойского осадочного чехла.

В настоящее время завершился подготовительный этап геодинамических исследований. Полевые работы проводились совместно с научно-производственными коллективами по изучению геологии и рудоносности территории. Детально исследовались фактологический материал предшественников и новые полевые и другие данные. В результате создана достаточно непротиворечивая модель геодинамического развития Кызылкумов на протяжении всего фанерозоя и особенно палеозоя.

В основе монографии — материалы полевых исследований (1974—1989 гг.) авторов. При их сборе и обработке мы пользовались советами ведущих геологов-производственников региона: Ш. Ш. Сабдюшева, Р. Р. Усманова, Г. В. Касавченко, Н. Н. Иванкина, Д. Ф. Капустина, Я. Б. Айсанова, А. И. Егорова, Э. Э. Асадулина, Л. П. Фадеичевой, Э. Ш. Юсуфбаева, Ю. Ф. Баскакова, Ю. Н. Шашорина, А. В. Толоконникова, В. А. Паздерского, Ю. Н. Зверева, П. А. Тихонова, Б. И. Начальченко, А. П. Лукошенко и др.

Маршрутные пересечения и опорные исследования отдельных участков проведены совместно с В. В. Эзом, Ш. Ш. Сабдюшевым, С. С. Шульцем (мл.), Г. С. Поршняковым, С. Е. Христовым. Многие выводы сформулированы на основе обсуждения имеющихся материалов с Н. В. Межеловским, Д. И. Мусатовым, Х. А. Абудлаевым, А. А. Ковалевым, Л. М. Натаповым, Т. Н. Далимовым, В. Е. Минаевым, Е. В. Христовым, М. Д. Гесем, Т. С. Замалетдиновым, В. Л. Клишевичем, В. С. Буртманом и С. С. Шульцем (мл.).

При составлении приложения участвовали Г. В. Пяновский и Г. А. Ванесян.

Авторы признательны А. Е. Антонову, З. М. Абдуазимовой, А. К. Бухарину, В. Г. Гарьковцу, И. М. Голованову, А. К. Воронкову, О. Г. Терлецкому, Р. В. Цою за научную консультацию и помощь в процессе работы.

## ГЛАВА 1. ПОЛОЖЕНИЕ КЫЗЫЛКУМОВ В ПАЛЕЗОЙСКИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ ТЯНЬ-ШАНЯ

Территория Кызылкумов охватывает низкогорные возвышенности и межгорные впадины альпийских и современных структур Тянь-Шаня в области их сочленения с Уральским горным сооружением (рис. 1). По схеме тектонического районирования палеозойских структур А. К. Бухарина и др. (1981) территория

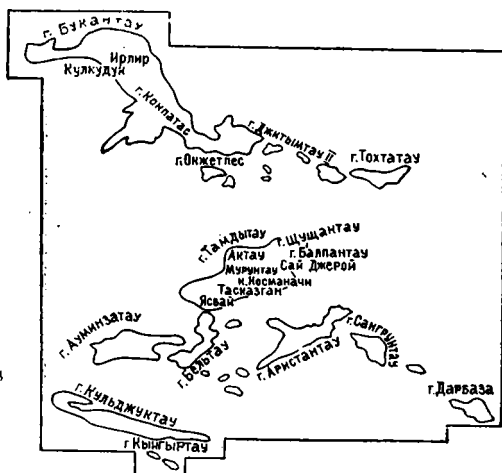


Рис. 1. Схема расположения горных возвышенностей и основных географических пунктов Кызылкумов.

охватывает Туркестано-Алайскую, Зарафшано-Туркестанскую и Зарафшано-Гиссарскую зоны. Эта область (рис. 2), по данным исследователей (Буртман, 1970, 1973, 1976; Сабдушев, Усманов, 1971; Поршняков, 1973, 1983; Шульц, 1974; и др.), представляет многопокровное герцинское шарьяжное сооружение с южной вергентностью. По представлениям этих авторов, в строении разрезом, слагающих тектонические покровы, отчетливо проявляется зональность: наиболее верхние покровы, развитые, по схеме А. К. Бухарина, в пределах Туркестано-Алайской зоны, сложены преимущественно эвгеосинклинальными океаническими

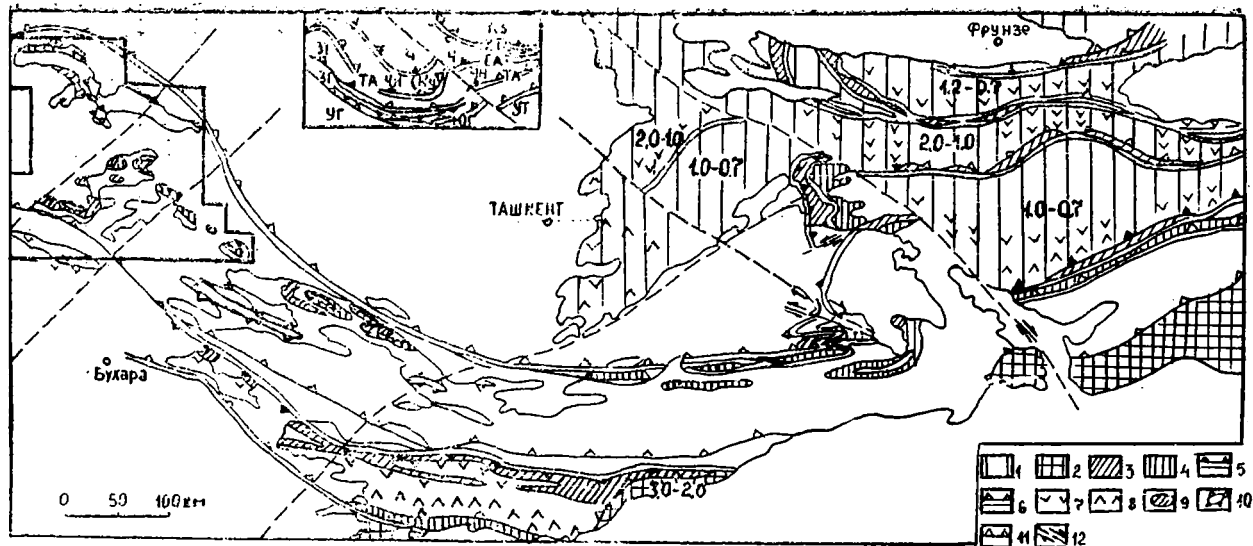


Рис. 2. Схема размещения комплексов-индикаторов в геодинамических структурах палеозоя Тянь-Шаня (на основе материалов А. Б. Бакирова, В. С. Буртмана, И. И. Войтовича, М. Д. Геся, Т. С. Замалетдинова, Г. С. Поршнякова, Е. В. Христова, С. С. Шульца и др.).

Области с древней сиаплической корой (цифры — возраст гранито-метаморфического слоя, млрд. лет): 1 — северный континент; 2 — южный континент; офиолиты: 3 — венд-раннепалеозойского возраста, 4 — среднепалеозойского возраста; сутуры: 5 — каледонские, 6 — герцинские; области проявления известково-щелочного магматизма: 7 — каледонского возраста; 8 — герцинского возраста; 9 — тектонические останцы; 10 — тектонические окна; 11 — крупные герцинские наволоки; 12 — коллизонные и постколлизонные главные сдвиги и взбросы.

На врезке: схема положения основных блоков и зон в современной структуре Средней Азии. Северный континент: Кз — Казахский блок, Ч — Чаткальский блок, ЧН — Чаткало-Нарынский блок. Внутриконтинентальные офиолитовые зоны северного континента: КТ — Киргизско-Терскайская; СА — Сонгкель-Аштурукская. Южный континент: УТ — Устюрт-Таримский микроконтинент; ЮГ — Южно-Гиссарская внутриконтинентальная офиолитовая зона. Межконтинентальные офиолитовые зоны: ТА — Туркестано-Алаяская, ЗТ — Зарафшано-Туркестанская; ЗГ — Зарафшано-Гиссарская.

формациями, а более нижние, развитые в пределах Зарафшано-Туркестанской и Зарафшано-Гиссарской зон, — миогеосинклинальными (карбонатными и терригенными). Соответственно области развития офиолитовых аллохтонов Туркестано-Алайской зоны рассматривались как фрагменты коры замкнувшейся в позднем палеозое океанической структуры, а аллохтоны с миогеосинклинальным типом разреза — как фрагменты шельфовых разрезов крупного континентального массива, расположенного южнее.

Среди структур первого порядка для герцинид Тянь-Шаня выделены северная сиалическая область (Киргизский континент) — структуры Северного и Срединного Тянь-Шаня, палеоокеаническая (Туркестанский палеоокеан), структура, включающая офиолиты Туркестано-Алайской зоны, и южная область (Алайский континент) — Зарафшано-Туркестанская, Зарафшано-Гиссарская зоны.

При составлении Тектонической карты Северной Евразии (1979 г.) масштаба 1:5000000 в состав южной сиалической области включены массивы с древними метаморфическими породами, развитыми в пределах Юго-Западного Гиссара, Каратегина и Сулутерекского выступа. Таким образом, с учетом геофизических материалов и данных бурения на юге Средней Азии выявлена область протяженностью более 1 тыс. км с допалеозойским (0,7—3,0 млрд лет) возрастом гранитно-метаморфической коры, отвечающая крупному микроконтиненту, который в дальнейшем будем называть Устюрт-Таримским.

В распределении палеозойских комплексов, слагающих этот микроконтинент, согласно данным предшествующих исследователей, отчетливо намечаются три области: северная, отвечающая в среднем и позднем палеозое опущенному краю (шельфу) микроконтинента, где преобладают мощные, выдержанные по простиранию рифогенно-карбонатные разрезы (Зарафшано-Туркестанская и Зарафшано-Гиссарская зоны), южная — преимущественно область сноса и размыва метаморфического основания микроконтинента (Байсунский и Каратегинский массивы) и центральная — рифтогенная структура, возникшая в позднем палеозое на краю микроконтинента (Южно-Гиссарская зона).

История формирования фундамента шельфа Устюрт-Таримского микроконтинента продолжительный период оставалась неясной и практически не обсуждалась. В последнее время появились доказательства океанической природы слагающих его докембрийских и раннепалеозойских формаций (Минаев, 1982; Минаев, Федоров, 1984; Мухин и др., 1982, 1984). На примере ряда участков в Кызылкумах и Южном Узбекистане (Покровский, 1974; Мухин, 1977; Мухин и др., 1984; и др.) выявлен процесс тектонического скупивания и метаморфизма океанических формаций в раннем палеозое (главным образом при каледонском тектогенезе) в виде шарьяжей с северной вергентностью.

Северная сиалическая область, описанная для позднего па-

леозоя как Киргизский континент (Буртман, 1976), согласно более поздним исследованиям и палинспастическим реконструкциям (Гесь, Макарычев, 1985; Зоненшайн и др., 1987), относилась к южному краю обширного Казахского континента. В строении южной окраины, включающей структуры Северного и Среднего Тянь-Шаня, выявляются доварисские (в первую очередь каледонские) процессы горизонтального взаимодействия блоков. По данным исследователей (Гесь, Макарычев, 1985; Ковалев, 1985; Замалетдинов, Осмонбетов, 1988), в раннепалеозойской истории тектонического развития описываемой территории отчетливо выявляются три сиалических блока (Иссыккульский, Чаткальский и Чаткало-Нарынский) с допалеозойским (0,7—2,0 млрд лет) возрастом гранитно-метаморфического «слоя», разделенных узкими сутурными зонами с океаническим типом коры (Челико-Кемпнская, Киргизско-Терская, Сонгкель-Ашутурукская). Офиолитовые комплексы раннекаледонского возраста, что резко отличает их от офиолитов Туркестано-Алайской зоны Южного Тянь-Шаня, где офиолиты среднего и частично позднего палеозоя. Таким образом, можно полагать, что южный край Казахского континента возник в результате «спаивания» при каледонском тектогенезе нескольких блоков, разделявшихся областями с корой океанического типа.

Кызылкумы расположены на крайнем западе альпийских горных сооружений Тянь-Шаня (рис. 2). Из палеозойских геодинамических структур сюда протягиваются каледонские и герцинские. Аллохтонные массивы принадлежат окраинам сиалических.



## ГЛАВА 2. ТИПЫ РАЗРЕЗОВ И ФАЦИАЛЬНЫЕ ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ ПАЛЕЗОЙСКИХ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ КЫЗЫЛКУМОВ

Многими исследователями отмечалось большое разнообразие литологического состава и строения разрезов домезозойских отложений Кызылкумов. Попытки расчленения, выявления стратиграфического объема и корреляции различных типов разреза имеют более чем двадцатипятилетнюю историю. Значительный вклад в исследования осадочных отложений внесли З. М. Абдуазимова, Р. Н. Абдуллаев, Е. Л. Абрамович, М. А. Ахмеджанов, Я. Б. Айсанов, О. М. Борисов, В. С. Буртман, А. К. Бухарин, А. К. Воронков, А. И. Егоров, А. И. Ким, Ю. А. Лихачев, К. А. Набиев, Т. Н. Новикова, П. Н. Подкопаев, И. А. Паникленко, И. А. Пяновская, К. К. Пятков, З. С. Румянцева, Ш. Ш. Сабдюшев, О. С. Сергунькова, Р. Р. Усманов, С. С. Шульц, Б. В. Яскович. Вулканогенные отложения изучены О. И. Кимом, А. А. Кустарниковой, В. Н. Ушаковым, Л. В. Шпотовой.

В трудах указанных авторов приведены элементы типизации разрезов домезозойских образований Кызылкумов. Наиболее полные сводные работы по данной проблеме принадлежат В. С. Буртману (1973), А. К. Бухарину и др. (1985), выполненные, однако, с разных теоретических позиций. Главное методологическое различие — в оценке роли горизонтальных и вертикальных движений при формировании складчатого основания региона. Так, В. С. Буртман, основываясь на шарьяжном строении домезозойских комплексов, придает главное значение выявлению латеральных связей между разновозрастными комплексами однотипных разрезов тектонических покровов. Такой подход позволил выделить четыре тектонических комплекса-покрова, характеризующихся определенными типами разрезов. А. К. Бухарин и др., отдавая предпочтение вертикальным движениям и предполагая положение выделяемых типов разрезов преимущественно «на месте», классифицируют разрезы по структурно-формационным зонам. На этом основании, по мнению А. К. Бухарина, можно включить в единый разрез разновозрастных и разнофациальных отложений тектонических комплексов-покровов схемы В. С. Буртмана. Чтобы избежать методологические противоречия в предлагаемой ниже схеме стратиграфии и типизации разрезов, авторы использовали принципы событийной стратиграфии — поиск и выявление стра-

тиграфических соотношений, анализ литолого-стратиграфических объемов и т. д., совместный анализ латеральных и вертикальных рядов формаций, корреляцию структурных метаморфических событий, а также палеоклиматические и палеомагнитные данные. Эта схема в значительной степени близка к разработан-

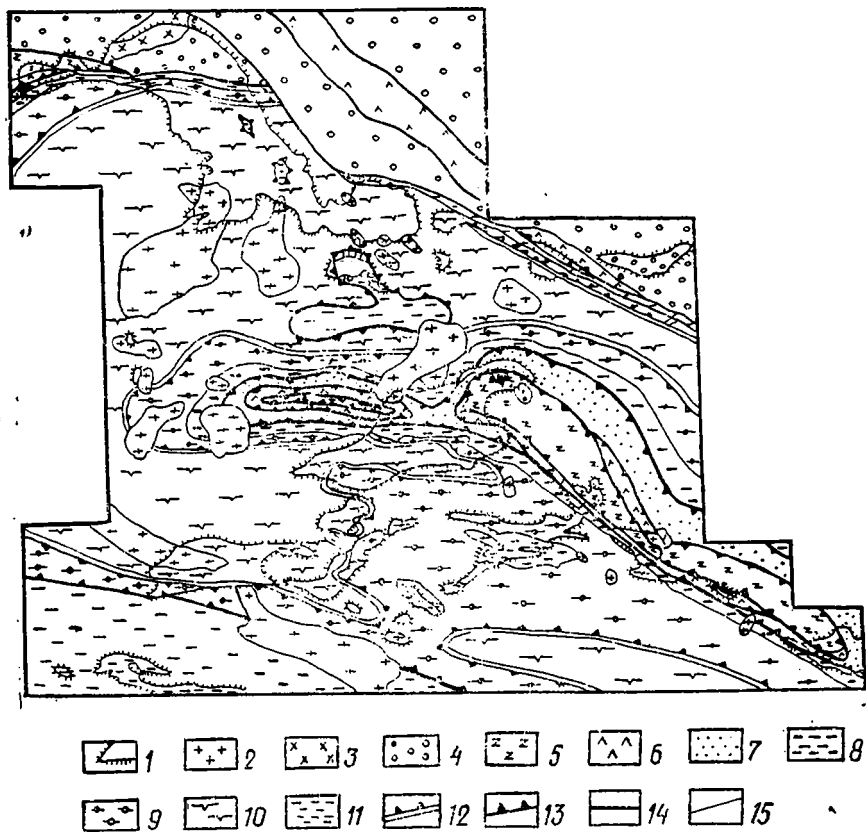


Рис. 3. Структурно-формационная схема Кызылкумов со снятыми мезо-кайнозойскими отложениями:

1 — контур выходов докембрийского складчатого основания; 2 — гранитоидные массивы Нурагинской серии; 3 — гранитоидный массив Бокалинской серии; 4 — молассовые отложения неавтохтона; структурно-вещественные комплексы: 5 — метаморфические сланцы комплекса Тамды; 6 — офиолиты комплекса Кулкудак; 7 — терригенно-карбонатные отложения верхнего этажа комплекса Мурун; 8 — карбонатно-терригенно-олистостромовые отложения верхнего структурного этажа комплекса Мурун; 9 — терригенные отложения нижнего покрова каледонского структурного этажа комплекса Мурун; 10 — кремисто-вулканогенные породы нижнего покрова каледонского структурного этажа комплекса Мурун; 11 — терригенно-карбонатные отложения комплекса Коклатас; 12 — шов каледонского наволока; 13 — швы герцинских наволоков; 14 — крутопадающие позднегерцинские разломы; 15 — геологические границы.

ной В. С. Буртманом, поэтому названия многих типов разрезов, слагающих тектонические комплексы, не изменены, за редким исключением.

По накоплению отложений, перерывам, структурным и метаморфическим процессам в пределах складчатого фундамента выделяются семь типов разреза докембрийско-палеозойских отложений, образующих пять герцинских тектонических покровов, залегающих друг на друге (снизу вверх): Кокпатас, Мурун, Букан, Кулкудук, Тамды и два каледонских — Тасказган и Косманачи в составе нижней части разреза тектонического комплекса Мурун (рис. 3). Разрезы всех тектонических комплексов характеризуют достаточно полный ряд латеральных обстановок Палеотуркестанской океанической структуры от ее южного края, представленного шельфом Устюрт-Таримского микроконтинента (Кокпатас, Мурун), континентальным склоном и подножием (Мурун, Букан), океаническим дном (Кулкудук и Тамды) до северного края, образованного шельфом и активной окраиной Казахстано-Киргизского континента (Тамды).

### **РАЗРЕЗ ШЕЛЬФА, СФОРМИРОВАННОГО В ПЕРЕДОВОЙ ЧАСТИ АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ КОНТИНЕНТА (КОКПАТАС)**

Отложения обнажаются на дневной поверхности в двух районах: горах Кульджуктау, слагая этот хребет, и в горах Кокпатас, Бозтау, Окжетпес, принадлежащих к южной части Букантауского горного узла (рис. 4). Для наиболее полного изучения разреза доступен в горах Кульджуктау, где его стратиграфический объем охватывает интервал от среднего-верхнего ордовика до позднего карбона. В пределах гор Бозтау, Кокпатас и Окжетпес разрез обнажается в одноименных тектонических окнах из-под метаморфического основания комплекса Мурун, залегающего тектонически выше. В этих районах для изучения с поверхности доступна только верхняя (девонская и каменноугольная) часть разреза, более нижние вскрыты единичными скважинами на глубину до 600 м.

**Вулканогенно-терригенная формация  $O_{2-3}$ .** Самая нижняя часть разреза казакауская свита (Айсанов, Егоров, 1978) может быть отнесена к вулканогенно-терригенной формации (рис. 4). Наиболее полный разрез отложений известен в районе гор Казакаусу, где их мощность превышает 500 м.

Разрез формации сложен переслаивающимися пелитовыми сланцами, песчаниками с прослоями конгломератов, гравелитов, известняков, кремнистых пород и вулканитов. Собственно вулканогенные породы составляют 2—5%, присутствуют туфы и туффиты. Для разреза характерны неритмичное строение, большие колебания мощности слоев (от первых сантиметров до десятков метров) и состава по простиранию, что может служить показателем высокой динамики водной среды и наличия неровностей дна.

Обломочные разности крупных размеров (гальки, валуны) почти всегда хорошо окатаны. Их состав достаточно однообра-

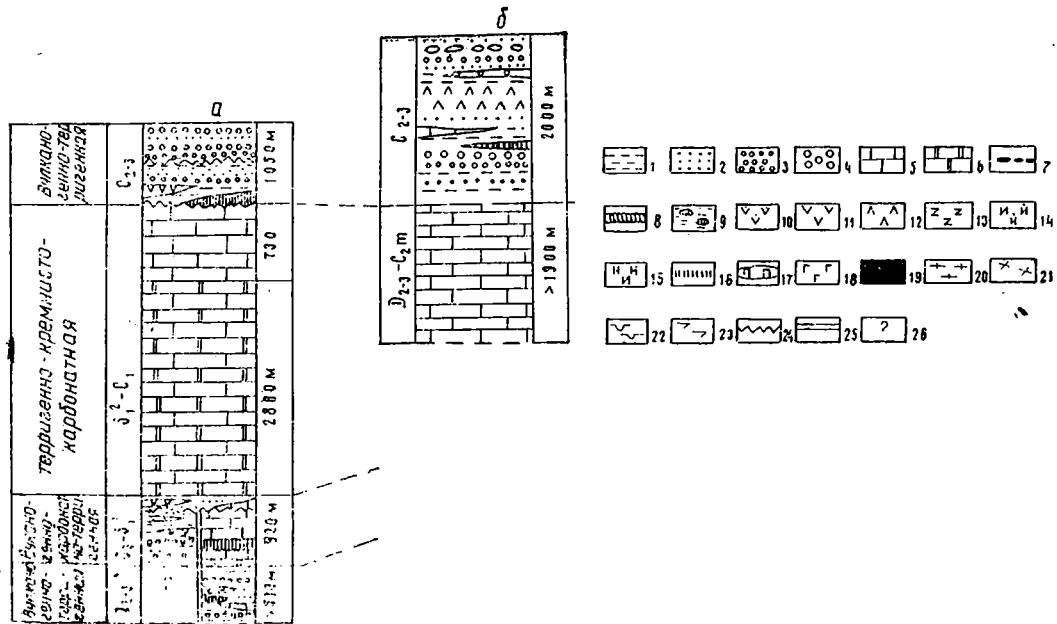


Рис. 4. Литолого-стратиграфическая колонка комплекса Кокпатас:

а — горы Кульджуктау, б — Букантау; 1 — пелиты, алевролиты; 2 — песчаники; 3 — гравелиты; 4 — конгломераты; 5 — известняки; 6 — доломиты; 7 — горизонты бокситов; 8 — кремнистые породы; 9 — олистостромовые горизонты; 10 — туфы андезито-дицитов, липаритов; 11 — андезито-дациты, липариты; 12 — базальты, андезито-базальты; 13 — толентовые базальты; 14 — туфы, туфоконгломераты щелочных базальтов; 15 — щелочные базальты; 16 — комплекс параллельных даек диабазов; 17 — плагнограниты; 18 — расслоенное габбро; 19 — гипербазиты; 20 — сланцы апотерригенные; 21 — сланцы аповулканогенные; 22 — метагаббро; 23 — кристаллические сланцы, гнейсы; 24 — угловые несогласия; 25 — тектонические контакты; 26 — отложения неизвестны;

зен: преобладают гальки кварцевых и кварц-полевошпатовых песчаников, сцементированных кремнистым веществом. Иногда обнаруживаются гальки измененных гранитов и кремней. Мелкие обломки гранитоидов встречены также внутри галек песчаников. Для всех обломочных разностей крупных размеров характерны неравномерная сгруженность и удовлетворительная сортировка.

Песчаники и алевролиты состоят обычно из кварца (до 80%) и альбита (10—15%) с обилием обломков мусковита, биотита, типичных для изверженных пород. Обломки минералов округлые и остроугольные, указывают на различную длительность переноса. Цемент песчаников кремнистый, слюдястый и карбонатный. При цементировании карбонатом отмечается сильная пигментация тонкораспыленным агрегатом окислов железа. Почти постоянно в цементе присутствует небольшое количество углисто-го вещества.

Пелитовые разности, как правило, образуют горизонтально-параллельные слои, породы представлены тонким агрегатом кремнисто-хлоритового, слюдясто-кремнистого и кремнисто-карбонатного состава. В основной массе в заметных количествах постоянно присутствует углистое вещество.

Акцессорные обломочные минералы довольно разнообразны: турмалин, циркон, апатит, сфен, темноокрашенный гранат, актинолит, эпидот и рутил. Окатанность обломков различная и не зависит от состава.

Вулканогенные породы в виде пластообразных тел приурочены обычно к пачкам крупнозернистых песчаников. Мощность от 10 до 200 м, невыдержаны по простираению (30—1000 м). Обычно породы сильно изменены и первичный петрографический состав трудно устанавливается. Основная ткань вулканических пород сильно рассланцована и состоит из серицит-хлоритовой массы (более 65%). Вкрапленники в основном состоят из таблитчатых и удлиненных кристаллов плагиоклаза (чаще альбит), разложенных темноцветных минералов и кварца. По химическому составу среди них выявляются андезито-дацитовые порфириды, кварцевые альбитофиры, липариты и щелочные разности (Айсанов, Егоров, 1978; Ушаков, Егоров, 1979), относящиеся к известково-щелочной серии (Арапов, 1988).

Возраст формации устанавливается на основании многочисленных находок макропалеонтологических остатков в песчаниках и сланцах разных частей разреза. Средне-позднеордовикский возраст в пределах карадока-ашгила обоснован трилобитами, брахиоподами, табулятоморфными кораллами, мшанками, криноидеями и древовидными граптолитами<sup>1</sup>.

Разрез формации характеризуется высокой динамикой среды осадконакопления, мелководными условиями (выше уровня кар-

<sup>1</sup> Здесь и далее название органических остатков см. в приложении.

бонатной компенсации и в пределах фотической зоны), приуроченностью к краю крупного сиалического массива и к краю вулканического пояса с развитием средних пород.

Комплекс фауны представлен в основном рифопостроителями, что указывает на низкоширотные и умеренные климатические пояса. Это подтверждается также наличием граптолитов, которые, как установлено, не распространялись за пределы 30—40° северной и южной широт.

Все эти особенности позволяют реконструировать обстановку накопления формаций как краевую часть неглубокого тропического или субтропического бассейна, прилегающую к фронту эсиалической островной дуги или активной окраины континента.

### **Вулканогенно-карбонатно-терригенная формация $O_3-S_1^1$ .**

Развита в горах Кульджуктау (рис. 4). Формации присущи отчетливая изменчивость в меридиональном направлении состава разреза и соответственно многообразие выделяемых свит (Айсанов, Егоров, 1978). В северной зоне (главным образом северные склоны хребта Кульджуктау) разрез состоит из кремнисто-доломито-известняковых отложений мощностью около 100 м (ойдынбулакская свита  $O_3$ ) и согласно залегающих на них слоистых известняков мощностью до 530 м (янгиказганская свита  $S_1$ ). Стратиграфически согласное залегание этого существенно карбонатного подтипа разреза на отложениях казакасуьской свиты описано ранее (Айсанов, Егоров, 1978). В южной зоне (преимущественно на южных склонах хр. Кульджуктау и на возвышенностях Кынгыртау) разрез формации состоит из туфокремнисто-известняково-терригенных отложений мощностью до 250 м (шурукская свита  $O_3$ ) и согласно залегающих туфо-известково-конгломерато-терригенных отложений мощностью до 500 м (дарбазинская свита  $S_1^1$ ). Для обеих зон общие отложения учкудуктауской свиты ( $S_1^1$ ), представленные туфами кислого состава, песчаниками, кремнями и известняками, мощностью около 170 м.

В пределах северной зоны разрез формации повсеместно начинается с горизонта комковатых известняков (до 6 м), среди которых присутствуют линзовидные прослои зеленоватых сланцев, неотличимых от таковых казакасуьской свиты. Собственно разрез ойдынбулакской свиты ( $O_3$ ) представлен детритовыми известняками с желваками черных кремней в нижней части, слоистыми водорослевыми известняками в средней и плитчатыми тонкослоистыми глинистыми известняками и доломитами в верхней. Органический детрит имеет среднюю и плохую окатанность и может слагать до 60% объема отдельных слоев. Для этой же части разреза характерны неровные границы наслоения, иногда линзовидное строение, что указывает на наличие течений. Более высокие горизонты откладывались в спокойной водной среде при почти полном отсутствии привноса терригенного материала. Возраст сви-

ты установлен по всему разрезу по табулятоморфным кораллам<sup>2</sup>.

Отложения янгиказганской свиты ( $S_1^1$ ) описаны севернее колдца Янгиказган (Айсанов, Егоров, 1978). Представлены светло-серыми и серыми тонкокристаллическими и детритовыми (10—35%) известняками с примесью глин и доломита. Отмечаются маркирующие горизонты криноидных, строматопоро-брахиоподовых, табулято-брахиоподовых известняков. На этом основании можно выделить пять самостоятельных литологических пачек. Характерная особенность известняков — тонкая ровная горизонтальная и волнистая слоистость, указывающая на наличие спокойных условий отложения осадка в пределах полого шельфа крупного открытого водного бассейна. В разрезах, располагающихся вблизи южного края этой зоны, возрастает количество органических остатков, характерных для мелководья (трилобиты, табуляты, брахиоподы).

Возраст отложений северной зоны устанавливается достаточно точно как позднеордовикский-раннесилурийский (лландовери)<sup>2</sup>. Общее для них — образование в условиях спокойного мелководья, вероятно, пологого и протяженного шельфа с медленным и стабильным опусканием территории.

В пределах южной зоны разрез формации несколько отличается от северной. Сложен линзовидно- и горизонтальнослоистыми чередующимися обломочными, хемогенно-органогенными и вулканогенными породами. Расчленяется на шурукскую ( $O_3$ ) и дарбазинскую ( $S_1^1$ ) свиты.

Подошва шурукской свиты неизвестна в районе. Видимая нижняя часть разреза состоит из переслаивающихся карбонатных песчаников, известняков и линз кремней темной окраски. Выше залегает пачка песчаников, глинистых сланцев с линзами конгломератов, гравелитов, вулканогенных и вулканомиктовых пород. Для обломочных пород мелкой фракции характерно монолитное неяснослоистое строение со слабой окатанностью обломков. Состав преимущественно кварцевый. Крупная фракция (гравелиты, конгломераты) обломочных пород различно окатана, но преобладают округлые обломки кварцитовидных песчаников, кремней и темно-серых сланцев, реже известняков и эффузивов. Сгруженность неравномерная, сортированность плохая. К грубозернистым пачкам обычно приурочены горизонты зеленовато-серых туфов андезит-дацитового и липарито-дацитового состава. Туфы приурочены к верхней пачке разреза. По литологическим признакам можно предполагать, что отложения формировались вблизи береговой линии в зоне влияния береговых течений и мелких суспензионных потоков с возвышенностей дна. Присутствие туфов свидетельствует, что в пределах суши, по-видимому, располагавшейся южнее, на значительном удалении от берега происходила вулканическая деятельность, пироклатические продукты которой достигали береговой линии.

Породы дарбазинской свиты, залегающие согласно на отложениях шурукской, представлены песчаниками, гравелитами, эффузивами. Повсеместно присутствуют линзы и прослои известняков, конгломератов, алевролитов и аргиллитов. Для них характерны наличие карбонатного цемента, хорошо выраженная слоистость, различная сортировка и сгруженность. Состав песчаников полевошпат-кварцевый и кварцевый. В верхней части разреза появляются горизонты очень хорошо окатанных чисто кварцевых песчаников типа песков пляжевых зон. Гравелиты и конгломераты состоят из галек кварцитовидных песчаников, кремнистых пород, вулканических стекол, аргиллитов. Часто присутствует косая слоистость.

Линзы известняков мощностью до 15 м присутствуют в нижней части разреза. Они черного цвета, запесоченные и обычно толстослоистые. Зеленоватые алевролиты и аргиллиты часто ассоциируют с известняками.

Вулканогенные породы представлены мощными (до 22 м) прослоями туфов андезито-дацитового состава. Обломки обычно угловатые, сильно изменены. Преобладают обломки минералов (до 70%) — калишпата, плагиоклаза, кварца и пород — андезитовые порфириды и различные стекла. Отмечается примесь обломков осадочных пород. Связующая масса, как и зерна полевошпата, интенсивно альбитизирована, серицитизирована и каолинизирована.

Возраст отложений южной зоны установлен по многочисленному комплексу фауны в пределах позднего ордовика — раннего силура (лландовери)<sup>3</sup>. Условия накопления отложений характеризуются высокой динамикой среды (береговая и прибрежная зоны), вероятно, на достаточно большом удалении от действующих в наземных условиях вулканов, извергавших среднюю и кислую по составу магму известняково-щелочного профиля (Арапов, 1988; Кустарникова, 1988). Климатическая зона накопления отложений, как и северная, судя по сходству фауны, отвечала тропической или субтропической.

Разрез учкудукской свиты развит на обоих склонах хребта Кульджуктау. Отмечено стратиграфическое налегание ее (кол. Учкудук, возвышенности Бельтау, Шурук) на отложения северной и южной фациальных зон (Айсанов, Егоров, 1978). В других районах контакт свиты с подстилающими отложениями, как правило, тектонический. Разрез свиты представлен своеобразными комковатыми зеленовато-серыми и серыми глинистыми известняками с включениями кремнистых пород. Известняки тонкокристаллические, ступковидные, доломитизированные, слабо ожелезненные, окремненные, битуминозные. Слоистость тонкогоризонтальная и линзовидная. Волнистая форма плоскости наложения придает толще своеобразный линзовидно-узловатый облик. Среди обломочной примеси много рудного минерала (рутил, лейкоксен, гематит, магнетит). Характерная особенность известняков уч-



кудукской свиты — своеобразные кремнистые линзочки и нитевидные прослойки светло-серых кремней.

В нижней части разреза свиты отмечается небольшая фациальная разнородность. В средней части хребта Кульджуктау среди известняков отмечены небольшие прослои коричневатого-серого кварцевых песчаников, сходных с таковыми дарбазинской свиты. Они ассоциируют с пепельно-серыми алевролитами и темно-серыми глинистыми сланцами. На южном склоне возвышенности Бельтау среди сланцев и известняков присутствуют линзы (0,3 м) голубовато-зеленых липарито-дацитовых туффов и туфов. Среди туфов в обломках обнаружены кварц, плагиоклаз, биотит, фельзиты. Это указывает на связь южного края зоны накопления пород свиты с областями вулканизма кислого состава.

Возраст пород свиты установлен во многих точках по сборам органики<sup>4</sup> как ранневенлокский или венлокский. Условия накопления пород могут интерпретироваться как мелководная часть открытого морского бассейна с высокой биопродукцией бентосной фации (вероятно, тропическая или субтропическая зона), находящаяся в устойчивом медленном прогибании.

Таким образом, очевидно, что породы формировались в пределах региона с достаточно жесткой и легкой корой, о чем свидетельствуют высокий уровень стояния дна бассейна (мелководные условия) и вялый тектонический режим, не сопровождавшийся заметным метаморфизмом пород, кроме отложений среднего — позднего ордовика. Наличие редких галек гранитоидов позволяет относить эту область вслед за предшественниками (Мушкин, 1979; Абдуллаев, Далимов, 1982; Кустарникова, 1988; Арапов, 1988; и др.) к области со сформированной к ордовикам корой континентального типа. Обнажающиеся в Кызылкумах разрезы формировались в ее северной части, находящейся в условиях слабопогруженного протяженного шельфа. Так как описанные формации во многом тождественны синхронным разрезам значительно более восточных районов (горы Зиаэтдин-Зирабулак, Каратюбе, хребты Зарафшана и Гиссара), принадлежащим вместе с метаморфическими комплексами юго-западных отрогов Гиссара и хребта Каратегин к древнему Устюрт-Таримскому микроконтиненту, можно уверенно предполагать принадлежность данных разрезов к его северному шельфовому краю.

Как известно, краевые части крупных сиалических массивов в современных условиях находятся в двух геодинамических режимах: пассивном и активном. Для первого характерно накопление карбонатных и терригенных отложений. Активный режим окраин континентов или микроконтинентов проявляется в случаях расположения сиалического массива на границе сходящихся (субдуцирующих) плит. В плите, нависающей над зоной субдукции, проявляется вулканизм известкового-щелочного профиля. Таким образом, условия накопления в течение среднего ордови-

ка — раннего силура для указанных разрезов близки к таковым для активной континентальной окраины андийского типа или энсиалической островной дуги в пределах субтропической или тропической климатических зон.

### Терригенно-кремнисто-карбонатная формация ( $S_1^2 - C_{1-2}$ )

Наиболее мощная (до 4000 м) в разрезе палеозоя тектоническая единица Кокпатас. Ее отложения установлены в хр. Кульджуктау, а также на возвышенностях Окжетпес, Кокпатас и Бозтау в горном узле Букантау, где обнажена только верхняя половина разреза формации. По результатам детальных работ разрез достаточно литологически однородной толщи расчленен на 10 свит. Мы объединили их в единую формацию, поскольку условия накопления ее существенно не менялись.

Формация почти на 90% сложена карбонатными породами. По типу строения разреза, преобладанию известнякового или доломитового компонента, а также наличию горизонтов кремне- или алевропелитов выделяемые части разреза отчетливы на местности и в широтном направлении фациально выдержаны. Особенно хорошо опознаются две части разреза: нижняя, существенно доломитовая (дженгельдинская, башгужумдинская, туркмен-тауская и султанбибинская свиты) и верхняя, кремнисто-известняковая (арапказганская, шайдаразская, бельтауская, гужумдинская свиты гор Кульджуктау и отложения среднего карбона гор Букантау). Имея внутри себя непрерывное согласное наслоение они разделяются региональным несогласием на уровне среднедевона (основание арапказганской свиты).

Нижняя часть разреза формации характеризуется почти исключительно карбонатными породами (около 95%). Более половины из них представлены доломитами. Стложения хорошо опознаются благодаря светло-серому и серому цвету, выдержанной слоистости с колебанием мощности слоев от десятков сантиметров до первых метров. Ближе к кровле нижней части постепенно увеличивается роль известняков, повышаются битуминозность и количество органического детрита, разрез приобретает полосчатый облик благодаря чередующимся прослоям белых и черных известняков и доломитов. Терригенная примесь в виде окатанных кварцевых зерен алевритовой и песчаной размерности присутствует повсеместно, но в незначительном количестве. Появление песчаных карбонатно-кварцевых гнезд типично для отложений относимых к раннему девону. Появление черных прослоев кремней и общее слабое окремнение карбонатных пород отмечены для самых молодых (эйфель) отложений этой части разреза. Общая мощность нижней части колеблется от 1500 до 2800 м.

Верхняя часть разреза отличается от нижней большей ролью кремнистых пород, особенно в основании, и преобладанием известняков над доломитами. В основании верхней части разреза широко развиты кремнисто-кварцевые яшмовидные породы черного цвета, постепенно сменяющиеся известняками (арапказганская свита).

Возраст толщи — верхнеэфельско-живетский, хотя не исключено возрастное скольжение границы. По данным Я. Б. Айсанова и А. И. Егорова, породы арапказганской свиты залегают трансгрессивно на различных уровнях нижней части разреза формации. Разрез свиты заметно изменчив по простиранию, даже в пределах одного района. Так, в центральной части гор Кульджуктау отложения существенно обогащены горизонтами кварцитовидных песчаников, фиксируя седиментационную ловушку терригенного материала, ограниченную с севера и юга (Айсанов, Егоров, 1978).

Широкое развитие позднедевонских отложений, представленных известняками, было известно только в пределах возвышенности Окжетпес (горы Букантау). Сравнительно недавно значительно более широкое распространение, чем предполагали Я. Б. Айсанов и А. И. Егоров, позднедевонских отложений в горах Кульджуктау доказано Г. А. Ванесяном по находкам фауны трилобитов. Они найдены в кровле арапказганской свиты среди плитчатых среднеслоистых известняков, венчающих разрез, что позволяет расширить возрастной интервал ее формирования. Более высокий стратиграфический уровень, отвечающий нижнему карбону, представлен толщей слоистых известняков и кремней, согласно залегающих в горах Букантау (Окжетпес) на отложениях среднего-верхнего девона. В горах Кульджуктау раннекарбонные отложения (турне) известны в нескольких изолированных блоках. Взаимоотношения с подстилающими толщами неизвестны, но по ряду косвенных признаков предполагается, что контакт стратиграфически согласный (Айсанов, Егоров, 1978).

Кровля разреза формации имеет близкий возраст в горах Кульджуктау и Букантау (Окжетпес, Кокпатас, Бозтау). На юге Кызылкумов завершение образования карбонатных отложений относится к турне-визейским векам раннего карбона, после чего начинает формироваться терригенно-олистостромовая формация. Она характеризуется такими особенностями, как битуминозность пород, особенно на уровне девона, слабой фациальной изменчивостью разреза и наличием лишь небольших перерывов и несогласий. Разрез, накапливавшийся от конца раннего силура до московского века, <sup>5-16</sup> почти весь формировался в примерно одинаковых условиях мелководного, компенсированно прогибавшегося шельфа, который мог отвечать либо пассивной окраине континента, либо отмершей крупной островной дуге. По-видимому, первый вариант геодинамического режима более предпочтителен, так как терригенная примесь в карбонатном разрезе представлена почти исключительно окатанными зернами кварца, что требует обширных пенеализированных пространств, существующих главным образом на континентах.

**Вулканогенно-терригенная формация (C<sub>2-3</sub>).** В комплексе Кокпатас самая молодая, обнажена в пределах района во всех известных пунктах (горы Букантау и Кульджуктау), а также на самом крайнем юго-западе гор Ауминзатау. По особенностям ли-

тологического состава расчленена на ряд свит. Для разреза характерны преимущественно грубый спектр обломочных разностей, наличие фациальной изменчивости и местных размывов и несогласий как в основании разреза, так и внутри него. Общая мощность около 1000 м.

В горах Кульджуктау разрез формации включает две свиты — таушанскую и камыстинскую (Айсанов, Егоров, 1978). Нижний контакт — трансгрессивный с глубоким размывом, соприкасается с ордовикскими, силурийскими, девонскими и раннекаменноугольными отложениями. Основание разреза образовано линзовидным горизонтом конгломератов и конгломерато-брекчий, которые перекрываются маркирующим горизонтом песчано-алевро-кремнистых отложений. Кремнистые породы серые, коричневатые, слабо карбонатизированные, горизонтально-слоистые со следами ряби течений. Еще выше по разрезу отложения сменяются песчаными, гравийно-песчаными, конгломерато-гравийными с вулканитами. Для обломочных пород характерна неоднородная сортировка и сгруженность. В составе обломков резко преобладают кремни, кварц, известняки с фауной. Вулканогенные породы представлены небольшими (первые метры) телами измененных лав и туфов среднего и кислого состава (андезиты, дациты, липариты).

Верхняя часть разреза формации представлена в основном конгломератами и валунниками в переслаивании с небольшим количеством алевролитов и песчаников. Для толщи характерны линзовидное строение, очень неравномерная сгруженность обломков, следы оползания и гравитационной транспортировки. По мнению Я. Б. Айсанова (1968), толща залегает с размывом на подстилающих породах. В составе гальки и валунов чаще всего встречаются известняки с фауной, песчаники, сланцы, гравелиты, кремни. Некоторые из них, несомненно, принадлежат к породам нижней части. Вблизи кол. Султанбиби в гальке отмечены единичные обломки преобразованных диоритов, габбро-амфиболитов и гранит-порфиров. Цемент обломочных пород почти повсеместно преобладающий карбонатно-кремнистый. Возраст свиты установлен условно по самой молодой фауне, найденной в обломках<sup>17-18</sup>.

На крайнем юго-западе Ауминзатау аналог разреза — отложения захкудукской свиты, представленной пачками песчаников, конгломератов и валунников известняков с эффузивами среднего состава. В известняковых телах и гальках обнаружена фауна<sup>19</sup>.

В южной части Букантау наиболее полный разрез в районах гор Ожжетпес и Кокпатас. Нижний контакт с подстилающей карбонатной формацией имеет в основном тектоническую природу. Однако в ряде скважин устанавливалось стратиграфическое соотношение с постепенным переходом от известняков к терригенному разрезу. Нижняя часть разреза представлена ритмично чередующимися глинистыми, кремнистыми сланцами, алевролитами и песчаниками. От аналогов в горах Кульджуктау она отли-

чается отсутствием гравелитов в основании и большей ролью алевро-псаммитов в разрезе. Появление гравелитов с галькой известняков, кремнистых пород и кварца отмечается значительно выше кремнистых горизонтов. Для пачек, содержащих горизонты грубозернистых пород, характерны ритмичное строение с нечеткой градационной слоистостью и наличие размывов в основании пластов, указывающих на лавинный тип осадконакопления в отдельные моменты времени.

Средняя часть разреза формации состоит из алевропелитов с прослоями линзовидных известняков и разнозернистых песчаников. Состав обломков, тип слоистости, характер границ слоев свидетельствуют, что отложения накапливались примерно в тех же условиях, но при значительно меньшей скорости течений. Здесь впервые появляются горизонты вулканомиктовых песчаников с галькой преобразованных андезитовидов, фельзит-порфиров, альбитофинов и вулканических стекол.

Верхняя часть разреза формации сложена вулканогенно-осадочной толщей. Развита на всех трех участках гор Букантау. Соотношение ее со структурно нижележащими толщами в основном тектоническое, хотя имеются устные сообщения о стратиграфически несогласном залегании. Толща представлена линзовидным по строению набором вулканомиктовых конгломератов, туфобрекчий альбитофинов, лавобрекчий базальтовых, андезитовых порфиринов, пелловых туфов и вулканомиктовых алевропесчаников. Для всех пород характерны сильная давленность, брекчирование, кливажирование с образованием вторичной полосчатости. Возраст пород в горах Букантау также устанавливается преимущественно по органическим остаткам, найденным в гальке и валунах<sup>20-22</sup>.

При оценке обстановки формирования пород этой формации необходимо учитывать следующие характерные особенности толщи. Прежде всего это очень быстрое прогибание дна бассейна с образованием расчлененного рельефа. Осадконакопление в начальной стадии происходило достаточно спокойно (кремни, алевропесчанники), нарушалось лишь прохождением лавинообразных мутьевых потоков, материал которых частично задерживался в небольших седиментационных ловушках (линзы и карманы гравелитов). В более поздней стадии район еще больше прогибается и служит ареной разгрузки оползней и мутьевых потоков, т. е. седиментация становится лавинной. Процесс прогибания завершается расколом коры с излиянием вулканитов разнообразного состава высокой щелочности (Шпотова, Ушаков, 1981). Состав обломочной фракции указывает на то, что размыву подвергались в основном породы подстилающей карбонатной формации и собственные, ранее отложившиеся толщи.

Как известно, геодинамические обстановки, при которых возникают подобного рода прогибы, бывают рифтовые и коллизионные при завершении субдукции или их сочетании. В обоих слу-

чаях они могли возникать на отмершей островной дуге или пассивной окраине континента, чему соответствовал, как уже показано выше, предшествующий режим. По имеющимся данным можно предположить равновероятность нескольких вариантов интерпретации.

### **РАЗРЕЗ ШЕЛЬФА, СФОРМИРОВАННОГО НА АККРЕЦИОННОМ КЛИНЕ (КОМПЛЕКС МУРУН)**

Отложения наиболее развиты на современном эрозионном срезе. Они обнажаются из-под мезо-кайнозойского чехла на горных возвышенностях Букантау (южная часть), Тамдытау (южная часть), Ауминзатау, Сангрунтау (юго-западная часть), Бельтау и Ауминзатау. За пределами региона в хребтах Северного Нуратау и частично Южного Нуратау известны отложения, сопоставляемые с этим типом разреза.

Как и в комплексе Кокпатас, разрез Мурун может быть разделен на три части: нижнюю — поздний протерозой (?) — силурийскую, представленную вулканогенно-терригенными отложениями, среднюю, девон-среднекаменноугольную, образованную преимущественно карбонатами, и верхнюю, среднекаменноугольную с терригенными породами (рис. 5). В составе нижней части разреза вслед за В. Гарьковцом и др. (1974), С. С. Шульцем (1974), П. А. Мухиным, А. В. Толоконниковым, А. И. Егоровым (1984) и др. выделяем пять формаций, образующих два подтипа разреза раннепалеозойских отложений, находящихся в тектонических соотношениях в пределах крупного аккреционного клина (Мухин, Фадеева, 1983; Мухин, Савчук, Колесников, 1988). Для пород характерен высокий уровень динамометаморфизма и часто глубокие текстурно-структурные преобразования с почти полным уничтожением слоистости. Средняя и верхняя части разреза, в отличие от нижней, слабо регионально метаморфизованы. Мощность дислоцированной нижней части около 5—7 тыс м, средней — до 2200 и верхней — до 500.

**Внутриокеанический подтип разреза (Аллохтон, Тасказган).  
Метавулканогенно-сланцево-карбонатно-кремнистая формация (СR<sub>2</sub>—Є?).** Широко развита в Кызылкумах, занимает территории в горах Ауминзатау, Бельтау, Джетымтау, южной части Тамдытау и Букантау. Из-за несовершенства датировок возраста, переменчивости состава, высокой метаморфической и тектонической переработки породы в разных районах выделяются в виде различных свит (джургантауская, тасказганская, чолчаратауская, кокпатасская).

Наиболее высокометаморфизованная часть формации, по косвенным признакам относимая к наиболее древним отложениям, обнажается в урочище Тасказган и Таскара (Южный Тамдытау). Значительно более мелкие фрагменты подобных образований известны в горах Чолчаратау (Южный Букантау) и Бель-

чау. Видимый разрез высокометаморфизованных пород в урочище Тасказган имеет мощность свыше 600 м. В составе отложений выделяются кристаллические полевошпатово-порфиروبластические сланцы (плагиогнейсы), роговообманковые кристаллические сланцы с магнетитом, гранатом и кварцем. Отличительные признаки толщи — реликтовая высокая кристалличность пород с ши-

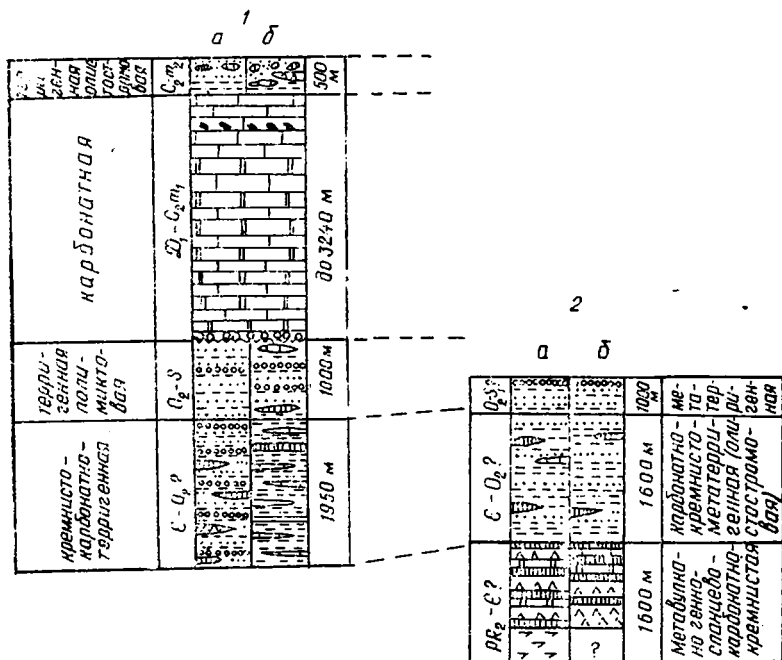


Рис. 5. Литолого-стратиграфическая колонка комплекса Мурун:

1 — окраинно-океанический подтип разреза (аллохтон Косманачи); 2 — внутриокеанический подтип разреза (аллохтон Тасказган); а — горы Тамдытау; б — Букантау. Усл. обозн. см. на рис. 4.

роками количественными вариациями минерального состава на уровне эпидот-амфиболитовой фации и регионально проявленный диафторез (зеленосланцевая фация) с глубоким преобразованием состава и структуры пород. Из-за сильной структурной переработки, связанной с многократным диафторезом, соотношение этой формации с другими повсеместно тектоническое.

Первичный состав кристаллических сланцев и гнейсов реконструируется только при помощи петрохимических методов. При использовании диаграмм А. А. Предовского (1980) восстановлен следующий состав толщи (%): граувакки и субграувакки — 25, туфы основного состава — 7, субщелочные базальты — 4, мелановакки — 18, ультрабазиты — 3, аркозы — 9, полимикты — 24, щелочные породы и сиениты — 10. Реконструированный состав до-

реза это приводит к большим трудностям геологического картирования толщи.

Соотношение толщи с более древними породами предыдущей формации повсеместно тектоническое. Из-за общего однородного кливажирования пород описывалось как стратиграфическое (Воронков, 1974; Бухарин и др., 1985). Однако несмотря на наличие тектонических контактов породы формации повсеместно образуют структурную пару, располагаясь выше или ниже более древней протерозой-кембрийской (?) формации. Первичная мощность разреза формации не установлена из-за высокого уровня развития изоклинальных складок и тектонического расчешуивания. Наиболее часто встречаемая оценка мощности составляет около 1600 м.

Разрез формации представлен метатерригенными сланцами пелито-алевро-псаммитовой структуры с незакономерно расположенными линзовидными телами (0,3—20 м, реже более) кремнистых и кремнисто-карбонатных пород. Наиболее типичные сланцы углеродисто-кремнистые, углеродисто-кварц-альбит-слюдистые, углеродисто-слюдистые с переменным количеством серицита, мусковита, биотита, хлорита, альбита, кварца и редко калиевого полевого шпата. Отмечаются редко встречающиеся разности карбонатсодержащих пород. Повсеместно цемент пород перекристаллизован с образованием грано- и лепидобластовых текстур. Однако текстур и структур, типичных для кристаллических сланцев, не обнаружено. Силицитовые и карбонатные породы, образующие индивидуализированные тела в разрезе, по облику почти не отличимы от таковых, слагающих разрез протерозой-кембрийской (?) формации.

В первичном составе пород, восстановленном по петрохимическим данным методом А. А. Предовского, преобладает материал основного состава (граувакки, субграувакки, туфы и туффиты основного состава — более 50%). Менее распространены обломочные породы, отвечающие по составу аркозам и туффитам со средним и кислым материалом. Линзовидные тела кварцитовидных пород и мраморов, по тем же данным, отвечают по составу кремнистым и карбонатным илам вулканических областей.

Для терригенной матрицы разреза формации характерна низкая карбонатность пород, составляющая в среднем 0,5—2%, что указывает на глубоководные фоновые условия накопления. По коэффициентам Л. Б. Рухина (1969) устанавливается недолговременный перенос обломков всех фракций из области сноса в область седиментации. Значения железо-марганцево-титанового модуля Н. М. Страхова (1983) исключают влияние эксгальтивного компонента при седиментации. И, наконец, состав метапелитовой фракции отвечает переходным разностям глин от гидрослюдистых к монтмориллонитовым с присутствием смешанных продуктов глубокого выветривания пироклаستيки основных и ультраосновных пород. Таким образом, условия формирования основ-



ной массы пород, образующих матрицу формации, наиболее близки к условиям сильноопущенных (ниже уровня карбонатной компенсации) участков морского дна с преобладающим привносом материала с подводных вулканических поднятий (доминирует основной состав вулканических продуктов) и частично привносом материала с поднятий, сложенных сиалической или промежуточной по составу корой.

Кремнистые и карбонатные тела в разрезе толщи формировались в резко отличных от терригенной матрицы условиях. Их область образования отвечает относительно мелководным условиям (выше уровня карбонатной компенсации), а по наличию строматолитов и онколитов — даже фотической (не более 200 м глубины) зоне. Таким образом, перепад глубин при формировании кремнистых и карбонатных пород и вмещающей терригенной матрицы должен составлять не менее первых километров по амплитуде. При небольших размерах тел (первые десятки метров), как бы вкрапленных в глубоководную матрицу, очевидно экзотическое положение их в разрезе формации. В пользу этого предположения свидетельствуют неправильная глыбообразная форма тел и незакономерное положение их в разрезе, что больше характерно для олигостроматовых формаций. Это подтверждается при сопоставлении палеонтологической датировки терригенных пород, отвечающих по комплексу хитинозоа<sup>25</sup> раннему-среднему ордовику, и определении водорослей венда-раннего кембрия в экзотических телах.

По комплексу признаков, включающих наличие тонких продуктов перемыва вулканических пород основного состава, гидрослюдисто-монтмориллонитовых глин, широко распространенных в бассейнах с океанической корой, структурное сродство с более древней метавулканогенно-сланцево-карбонатно-кремнистой формацией, тонкий гранулометрический состав с низкой фоновой карбонатностью пород и шлейфами экзотических глыб, можно предполагать образование формации в режиме глубоководной равнины, прилегающей к зоне спрединга и включающей океанические вулканические острова и гряды.

**Метатерригенная формация ( $O_2-S_1?$ ).** Отложения структурно и пространственно неразрывно связаны с таковыми указанной выше формации, хотя и имеют с ней только тектонические соотношения. Однако во многих случаях этот контакт настолько слабо нарушен с постепенным переходом одних разностей в другие, что позволяет предполагать существование первичных стратиграфических соотношений (Воронков, 1974; Бухарин и др., 1985; и др.). Структурно выше формации по региональной шовной зоне пластического разрыва располагается разрез второго, окраинно-океанического, подтипа разреза раннепалеозойских и силурийских отложений основания комплекса Мурун. Мощность формации колеблется от 300 до 1500 м. Колебание мощности связано

со сложным изоклинально-чешуйчатым внутренним строением толщи.

Литологический состав разреза в южной части Кызылкумов довольно выдержанный, с монотонным чередованием разностей (вторая подсвита бесапанской свиты). Наиболее распространены мелко- и среднезернистые альбит-кварцевые метапесчаники (60%) и менее — метаалевролиты (25%) и метапелиты (15%). Цемент кварцевый, хлорит-кварцевый, с повышенным количеством углеродисто-рудной пыли. В нижней части присутствует линзовидный «плавающий» горизонт (мощность до 5 м) кварцевых гравелитов. От разреза предыдущей формации отличается по серому и черному цвету толщи, отсутствию экзотических тел, меньшим количеством слюд при резком преобладании хлорита в цементе, менее интенсивной перекристаллизацией пород.

Петрографическая диагностика первичного состава пород затруднительна из-за невозможности отличить перекристаллизованные обломки от минералов перекристаллизованного цемента. Диагностика пород на диаграмме А. А. Предовского показывает, что наиболее распространены полимиктовые и аркозовые обломочные разности, менее — граувакки. Отмечается присутствие туффитов с основным и ультраосновным материалом, а также со средним и кислым. Состав метапелитов — монтмориллонитовый, шамозит-хлорит-монтмориллонитовый. Карбонатность пород, особенно метапелитов, очень низкая — 1,5% в среднем и отвечает глубоководным отложениям современных океанических бассейнов. Как и для пород предыдущей формации, по коэффициентам Л. Б. Рухина, обломочные разности отлагались после кратковременной транспортировки при отсутствии эксгальвативного компонента.

Разрез формации (коксайская свита) в северной части Кызылкумов (юг Букантау) отличается прежде всего динамометаморфизмом пород и развитием вторичной полосчатости и кристаллизационного кливажа. Это позволяет в некоторых случаях выявлять петрографическими методами первичные особенности состава. В реставрированном виде разрез формации характеризуется преобладанием алевропесчаников (60—70%), алевритов (15—20%) и пелитов (10—15%) с редкими маломощными прослоями гравийных песчаников и гравелитов. Состав обломочного материала во всех разностях примерно одинаковый: кварц, полевой шпат, кремнистые породы и кварциты. В более крупнозернистых разностях наблюдались обломки альбитофиров. В цементе песчаников отмечено небольшое количество кальцита, железистого доломита, пятен углистого вещества. В алевролитах присутствует сингенетичный пирит, в пелитах — тонкие кремнистые прослои в ассоциации с хлоритом.

Возраст пород формации не установлен, так как кроме хитинозоа и единственной находки граптолитов, других органических остатков не обнаружено. Некоторые исследователи (Я. Б. Айсанов, Ш. Ш. Сабдюшев) отрицают стратиграфическое значение

хитинозоа и считают возраст этих отложений докембрийским. Другие (А. К. Бухарин, И. А. Масленникова, З. М. Абдуазимова) на основании этих же находок возраст формации принимают как ордовикский или ордовик-раннесилурийский<sup>26, 27</sup>.

Описанные выше формации обнаруживают историко-геологическое родство. Принятая временная исследовательность формаций, несмотря на косвенный характер доказательств, отвечает закономерной смене геодинамических режимов развития рифтовых зон складчатых областей (Абдуллаев и др., 1989) от момента формирования вулканической спрединговой зоны с дальнейшей миграцией в ее краевые части и затем в гипоабиссальные области. Некоторое различие состава метатерригенной формации с севера на юг и понижение карбонатности пород в том же направлении может рассматриваться как пологое погружение дна бассейна в южном направлении.

**Окраинно-океанический подтип разреза (аллохтон Косманачи).** Залегает структурно выше предыдущего, отделяясь от него повсеместно региональной тектонической зоной пластического течения пород шириной от первых десятков до нескольких сотен метров. В верхней части с небольшим угловым несогласием перекрывается карбонатной толщей, образующей среднюю, собственно шельфовую, часть разреза комплекса Мурун.

Отложения этого подтипа слагают юго-западные склоны гор Сангрунтау, центральную, северо-западную и юго-восточную части гор Аристантау, возвышенность Амантайтау, восточную часть гор Бельтау и участки вдоль гряд Мурунтау и Ирлир в горах Тамдытау и Букантау. Этот подтип разреза исследователями расчленяется на две части, описываемые ниже в ранге двух формаций: кремнисто-карбонатно-терригенной ( $\epsilon-O_2?$ ) и терригенной полимиктовой ( $O_2-S$ ).

**Кремнисто-карбонатно-терригенная формация ( $\epsilon-O_2?$ ).** Представлена линзовидно-чешуйчатыми чередующимися породами различного состава и пестрой окраски (третье подсвета бесапанской свиты или «пестрый бесапан»). Основные литологические разновидности, слагающие разрез — разнозернистые «мусорные» алевро-песчаники (до 45%), алевролиты (15—20%), пелиты (10—15%), гравелиты и гравийные пуддинговые песчаники (5—10%), кремнистые сланцы и прослои известняков (1—3%) и крупные, линзовидные и неправильные по форме экзотические тела силицитов и карбонатов (до 5—10%). Такой набор пород в разрезе типичен для южной части Кызылкумов. В северной части разрез имеет несколько иной состав и выделяется, по Я. Б. Айсанову, А. И. Егорову, под названием боктекенской свиты. В этом месте разрез формации характеризуется меньшей тектонической нарушенностью. В его составе заметную роль играют ритмично построенные пачки косослойчатых известняков (до 20%) и практически отсутствуют гравелиты. Мощность формации сильно меняется по простиранию от полного исчезновения до полутора-двухкилометро-

вых раздувов. Такая изменчивость особенно характерна для гор Тамдытау и Бельтау, где тектонический контакт с вышеописанным подтипом разреза особенно отчетливо выражен. В горах Букантау изменения мощности менее значительны, хотя могут отличаться в 2—5 раз, составляя в среднем около 200 м.

Несмотря на заметную высокую тектоническую переработку пород формации, сохранность первичных структур и текстурней намного выше, чем в предыдущем подтипе разреза. Петрографически в шлифах и макрокопически в обнажениях достаточно легко диагностируется первичный гранулометрический состав и слоистость пород. Цемент перекристаллизован в слюдистый кварц-полевошпатовый агрегат, но обломочная часть из-за слабой регенерации сохраняет первоначальную форму. Фрагменты горизонтальной, градиционной слоистости встречаются достаточно часто и особенно отчетливо проявляются в местах несовпадения регионально проявленного кливажа со слоистостью.

Наиболее грубые по составу породы образуют невыдержанные по простиранию горизонты. Гравелиты обычно полимиктовые, в обломках плохой окатанности и сортировки присутствуют кварц, разноцветные кремни, слюдисто-кварцевые сланцы, гранитоиды, пегматиты, карбонатные породы, диабазы, вулканическое стекло основного, среднего и кислого состава.

Повсеместно в разрезе встречаются линзовидные прослои и горизонты аргиллитовых сланцев и алевролитов, окрашенных в малиновые, розовые, желтые и белесые цвета с кольцами Лизе ганга. К этим пачкам часто приурочены послойные кремнистые водорослевые стяжения с ядром, выполненным глинистым материалом, фосфатом, карбонатом, углеродистым веществом, гидроокислами железа и марганца. В этих частях разреза чаще всего встречаются линзовидные тела лито-витрокластических туфов кислого состава. Отмечаются многочисленные включения послойного пирита, образующего тонкую вкрапленность и конкреционные образования.

Линзовидные прослои (юг Тамдытау) и ритмичные горизонты (юг Букантау) водорослевых известняков также приурочены к пачкам наиболее тонкого гранулометрического состава. Мощность их обычно колеблется от 5 до 40 см. Это светлые, палево-желтые и серые породы, иногда со знаками оползания, редкой кривой слоистостью. Преобладают пелитоморфные известняки с глинистой примесью до 20% (мергели). Отмечается неправильная пятнистая пигментация гидроокислами железа. Отдельные части разреза содержат горизонты обломочных карбонатных песков с зернами кварца и фауной плохой сохранности.

На восточном окончании южной части горной возвышенности Букантау (горы Джетымтау II) в разрезе формации выделяется толща вулканогенно-осадочных пород, развита ограниченно. Представлена эффузивами основного и среднего состава, их туфами, туфопесчаниками, туфоалевролитами видимой мощностью до

560 м и представляет собой клиновидное тело, со всех сторон ограниченное разломами.

Олистостромовый облик толще придают различные по размеру (1—30 м) линзовидные тела микрокварцитов в ассоциации с доломитовыми мраморами. Некоторые тела до 300 м мощности, по простиранию несколько километров. Они приурочены чаще к пачкам «мусорных» гравийных песчаников и гравелитов, хотя бывают исключения. Микрокварциты разнообразного облика: черные тонкослоистые разности с чередующимися тонкими прослоями доломитов и неслоистые светло-серые разности, линзовидные с раздувами и текстурами замещения доломитов. Прослой и линзовидные тела известковых и доломитовых мраморов содержат рассеянное углеродистое вещество и заметное количество фосфатных остатков. Много скоплений продуктов жизнедеятельности водорослей (онколиты и строматолиты).

По петрологическим данным, в разрезе формации наиболее распространены полимиктовые разности и граувакки, менее — аркозовые разности и туффиты со средним и кислым материалом. Эксгальционный компонент в осадке не установлен.

Возраст пород формации обсуждался неоднократно. На основании находок онколитов<sup>28</sup> в кварцито-доломитовых телах и рифейской датировки уран-свинцовым методом<sup>29</sup> в начале 70-х годов принят докембрийский возраст. Из алевро-песчаной матрицы выделены хитинозоа, указывающие на раннепалеозойский, не древнее ордовика возраст<sup>30</sup>, что близко к определенным водорослевым остаткам из желваковых кремней<sup>31</sup>. Надежное определенное ордовикского возраста (не выше низов среднего ордовика) получено в двух точках разреза у кол. Косманачи по конодонтам<sup>32</sup>, а кембро-ордовикский интервал — по редким находкам макрофауны<sup>33</sup> у кол. Ирлир и в карбонатных прослоях среди эффузивной толщи гор Джетымтау II<sup>34</sup>.

О возможных условиях формирования толщи можно судить по следующим признакам. Довольно широкое развитие в обломочных породах турбидитных текстур в сочетании с плохой окатанностью и сортировкой указывает на накопление толщи в обширных впадинах с периодически разгружающимися мутьевыми потоками умеренной скорости. Фоном для пониженных участков служило накопление углеродистого лютита в восстановительных условиях. Дно бассейна располагалось не очень глубоко, вблизи уровня карбонатной компенсации. На периферии области разгрузки располагалось одно или несколько обширных вулканических поднятий, извергавших пирокластический материал преимущественно среднего и кислого состава. Основание этих поднятий, вероятно, сложено вендской (?) кремнисто-терригенной формацией, обломки которой в виде олистолитов и олистоплаков эпизодически транспортировались в пониженные участки. Можно уверенно предполагать также существование в бассейне зон палеоапвеллинга, поскольку большая часть кремнистых образова-

ний заражена фосфором. Комплекс найденных органических остатков наиболее характерен для морских бассейнов с тепловодными условиями.

**Терригенно-полимиктовая формация ( $O_2-S$ ).** Представлена флишоидной толщей песчаников, реже гравийных, смешанных алевро-песчаников и алевропелитов серо-зеленого цвета (четвертая подсвита бесапанской свиты — «зеленый бесапан», люпекская и телибайская свиты). Области развития пород пространственно неразрывно связаны с отложениями предыдущей формации.

Типичный разрез формации (кол. Ауликуджумды — кол. Косманачи) представлен толщей ритмично чередующихся прослоев песчаников (0,2—3,0 м), алевролитов (0,1—0,5 м) и пелитов (0,1—0,4 м) в примерных соотношениях 2:1:1. Диагностический признак толщи, кроме цвета пород, — ярко выраженная слоистость и разнообразие внутрислоевые текстуры — косяя и градационная слоистость, а также гиероглифы (следы оползания осадка, знаки ряби и нагрузки, следы течений, ходы илоедов). Мощность формации более 1000 м.

Наиболее крупнозернистые разности пород разреза представлены песчаниками, иногда гравийными, которые сосредоточены в подошвах пластов, образуя хорошо выраженную градационную слоистость. Песчаники олигомиктовые и полимиктовые, состоят из различно окатанных обломков кварца (50—90%), альбита (10—25%) и обломков пород (до 40%) — кремни, кварциты, средние и кислые стекла и др. Много обломков минералов — слюды, турмалина, циркона, сфена, апатита, хлорита. Породы характеризуются плохой сортировкой по фракциям, умеренной или плохой окатанностью обломков. Цемент серицит-кремнистый, хлорит-кремнистый, без карбонатного материала.

Алевролиты образуют самостоятельные прослои и находятся в смеси с песчаниками (до 40%). Основные компоненты обломочной фракции — неокатанные зерна кварца (40—60%), кремнистых пород (10—20%), плагноклаз (до 10%), турмалин, апатит, циркон, лейкоксен, количество которых сильно меняется. Цемент кремнистый с хлоритом, серицитом, сульфидами и редко примесью карбоната.

Пелиты (филлитовидные сланцы) состоят из тонкочешуйчатого субпараллельно ориентированного агрегата серицита и хлорита. Обычно породы содержат углеродистое и рудное вещество, иногда с небольшой примесью карбонатного материала (1—10%).

Петрохимические данные свидетельствуют о преобладании граувакков в разрезе с подчиненными аркозовыми и полимиктовыми разностями. Отложение пород происходило на наклонном дне умеренной глубины. Основной способ транспортировки — зрелые мутьевые потоки с предварительным многократным и длительным переотложением (модуль Л. Б. Рухина — 1, 25). Экстазиационный компонент отсутствует.

Соотношение пород формации с подстилающими в основном тектоническое. Возможное наличие согласных стратиграфических соотношений отмечалось в горах Аристантау и Букантау (восточнее кол. Ирлир). Характер и степень метаморфизма аналогичны подстилающим кембро-среднеордовикским отложениям и отвечают серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. Разрез с нечетким стратиграфическим и структурным несогласием перекрывается отложениями карбонатной формации.

Возраст пород в горных возвышенностях южной части Кызылкумов установлен по хитинозоа как средний ордовик-силурийский<sup>35</sup>. В горах Букантау в отложениях собраны граптолиты среднего ордовика — раннего силура<sup>36</sup> и брахиоподы, мшанки, трилобиты позднего силура.

Рассмотренные подтипы разреза нижней части комплекса Мурун имеют как черты сходства, так и различия. Сходство разрезов выявляется благодаря общей направленности смены формаций во времени: в обоих подтипах процесс терригенного осадконакопления начинается с формирования толщ, содержащих элементы олистростромов и завершается флишем. Такое сходство геологических событий не случайное и указывает, по нашему мнению, на единство бассейна седиментации.

Различие подтипов разрезов заключается как в уровне метаморфизма толщ, проявляющегося не только в присутствии мусковит-биотитовых парагенезисов во внутриокеаническом подтипе и их отсутствии в окраинно-океаническом, так и резком отличии в сохранности первичного облика осадочных толщ. Заметное различие между условиями формирования подтипов разрезов устанавливается по уровню карбонатности фоновых тонких осадков, указывающему на более глубоководные условия накопления первого подтипа относительно второго. Различаются подтипы разрезов и составом областей сноса, поскольку для первого подтипа характерно присутствие туфов и туффитов преимущественно основного состава, в то время как для второго — среднего и кислого. Состав глин в обоих подтипах разреза также различен. В первом подтипе заметную роль играет монтмориллонитовый компонент, во втором — гидрослюдистый, источник которых в первом случае разрушающиеся породы основного состава (обычно области с океаническим типом коры), во втором — породы преимущественно полевошпатового и слюдистого состава (обычно области с континентальным типом коры). Важно отметить, что ареал распространения гидрослюдистых глин в современных бассейнах охватывает все внутриконтинентальные моря и приконтинентальные области океанов (Лисицын, 1978). На основании этих и некоторых других признаков, по мнению авторов, можно установить, что условия накопления первого типа разреза соответствовали области с преимущественно внутриокеаническим режимом развития, а второго — с окраинно-океаническим режи-

Нижняя часть разреза сложена преимущественно тонким материалом: аргиллитами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Изредка встречаются прослои светлых известняков мощностью 5—20 см. Аргиллиты и алевролиты серые, пестроокрашенные, листоватые, углисто-глинистые с примесью карбонатного материала. Песчаники коричневато-серые, плитчатые. Обломки представлены кварцем и кремнистыми породами с умеренной окатанностью и сортировкой. Присутствуют обломки слюдисто-кварцевых сланцев.

Средняя часть разреза представлена чередующимися мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Мощность прослоев 20—40 см. Границы слоев четкие. Встречается много внутрислойных текстур — косая и градационная слойчатость. Окатанность обломков обычно различная, независимо от их состава. В них встречаются известняки и зеленоватые вулканические стекла, много разложенного полевого шпата.

Валунники, конгломераты и гравелиты приурочены в основном к верхней части разреза. Породы очень неравномерно сгружены, несортированы и неслоистые, за исключением мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Глыбы валунов различной формы до 10 м. Представлены чаще всего светлыми и темными органическими известняками с фауной, характерной для пород нижежащей карбонатной формации. В разрезе присутствуют также гальки и валуны песчаников, рассланцованных алевролитов, аргиллитов и туфов кислого состава. Изредка встречаются прослои миндалекаменных лав основного состава.

В разрезе толщи присутствует как в глыбах, так и самостоятельно масса переотложенной фауны среднего палеозоя. Находки наиболее молодой по возрасту верхнемосковского подъяруса среднего карбона фауны<sup>39</sup> описаны З. С. Румянцевой (1974).

Условия накопления формации, по-видимому, довольно сильно отличались в начале и конце осадочного процесса. Они, несомненно, как считают большинство исследователей, накапливались в условиях интенсивно формировавшегося прогиба, который в начальной стадии представлял собой расчлененное дно бассейна, а затем сильно расчлененное с крупными подводными уступами и валами. Основным механизмом отложения осадка представлял собой разгрузку мощных незрелых мутьевых потоков, действия береговых течений, оползней и обвалов. Учитывая кратковременность формирования толщи и ее значительную мощность, предполагаем, что эта область была похожа на современные области лавинной седиментации, расположенные обычно на склонах или подножьях активных и пассивных окраин континентов. Отсутствие значительного количества вулканитов в разрезе формации позволяет предполагать возникновение прогиба на пассивной окраине.



**РАЗРЕЗ ОТЛОЖЕНИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА;  
СФОРМИРОВАННОГО НА ОТМЕРШЕЙ ЭНСИМАТИЧЕСКОЙ  
ОСТРОВНОЙ ДУГЕ (КОМПЛЕКС БУКАН)**

Территориально развит значительно меньше, слагает полосы между грядями Актау и Мурунтау (горы Тамдытау), к северу от гряды Ирлир (горы Букантау) и в Сангрунтау. Наиболее хорошо охарактеризованы разрезы в районах кол. Мурынкудук, Кушкумбайсае и сае Джингельды (горы Тамдытау). В Букантау стратотипическим считается разрез по саю Баймен. Стратиграфический интервал формирования отложений этого типа разреза охватывает силур, девон, ранний карбон и частично низы среднего карбона (рис. 6).

Разрез комплекса заметно тектонически нарушен, что выражается в первую очередь в виде чешуйчатого строения. Изокли-

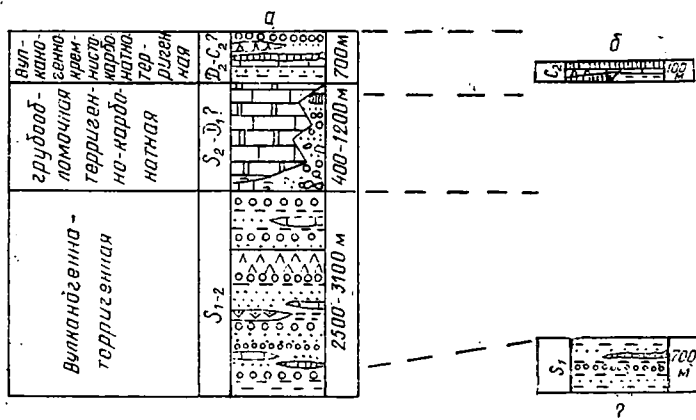


Рис. 6. Литолого-стратиграфическая колонка комплекса Букан:

а — горы Тамдытау, б — Букантау. Усл. обозн. см. на рис. 4.

нальные дислокации пород также нередки, более локализованы и чаще развиваются вдоль надвиговых швов, чем во внутренних частях чешуй. Как и во всех предыдущих типах разрезов, в отложениях, относимых к комплексу Букан, широко развиты кливажирование пород и различные виды тектонического разлिनзования.

Разрез комплекса Букан представлен терригенными, вулканогенными и карбонатными отложениями со сложными фациальными замещениями по простиранию пород (рис. 6). Выделяются формации вулканогенно-терригенная S<sub>1-2</sub> (байменская, джаманкынгырская, джаксанская, кушкумбайская свиты), грубообломочная терригенно-карбонатная S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>? (коскудукская и кынгырская свиты) и кремнисто-карбонатно-терригенная (флиш-олистостромовая) D<sub>2</sub>-C<sub>2</sub><sup>B1</sup> (мурынкудукская и кангашарская свиты).

Кыныр. В западной части Северного Тамдытау тот же разрез обломочных пород замещается песчаннстым и алевропелитовым.

Породы, слагающие разрез формации, весьма разнообразны. По данным Е. Л. Абрамович (1973), их ассоциации образовались в различных фацнальных зонах (волноприбойной и подводно-дельтовой). Все грубообломочные разности пород характеризуются угловатоокатанной формой, слабой сортировкой, что указывает на близость источников питания и сравнительно быстрое захоронение. В обломках устанавливаются различные породы: кварц, кремни, кварциты и сланцы, которые, по мнению Е. Л. Абрамович, являются продуктами разрушения метаморфических пород тасказганской и бесапанской свит (основание комплекса Мурун). Второй источник сноса — местный — усугубляется по присутствию органогенных известняков в обломках и мас-совому количеству органогенного детрита в песчанниках и гравелитах. Судя по наличию в разрезе туффитовых песчанников и обломков вулканогенных пород в гравелитах, размыву также подвергались породы нижележащей формации  $S_{1-2}$ .

Более тонкие фракции — песчанники, алевролиты и пелиты по составу преимущественно кварцевые, обломки слабоокатанные. Цемент глинистый, карбонатный. Глинистые минералы состоят из гидрослюд, магнезиальных силикатов и примеси каолинита, указывающих на привнос материала с обширной суши. Акцессорные минералы обломочных пород представлены многочисленными зернами циркона, турмалина, рутила. Реже встречаются бурый и зеленоватый гранат, ставролит, амфибол, биотит, эпидот.

Для существенно обломочного подтипа разреза центральной области Северного Тамдытау характерны различные типы слоистости: перекрестная, мелкая, свидетельствующая о разнонаправленных движениях воды, мелкие подводные размывы с округлыми песчаными окатышами среди глинистого материала, горизонтально-слоистая и мелковолнистая однонаправленная косая слоистость.

Карбонатные породы представлены толщй мощностью 400—600 м. Разрез начинается с пачки комковатых и массивных доломитов, замещающих вверх массивными толстослоистыми битуминозными известняками с обилием органогенного детрита. Верхняя часть разреза сложена слоистыми, светлыми и темными известняками с линзами черных кремней, карбонатных песчанников и бокситоносных пород. К верхней пачке приурочены небольшие линзы известняковых конгломератов. В разрезе часто фиксируются линзовидная слоистость, следы локальных размывов и течений. Возраст формации в настоящее время большинством исследователей принимается как поздний силур (пражский ярус) — раннедевонский на основании многочисленных сборов фауны (Бухарин и др., 1985). Однако не исключено, судя по литологическому сходству формации с подстилающими и пере-

рывающими толщами, что возрастные границы могут оказаться кользящими.

Породы формации откладывались, по-видимому, на перегибе склона и, возможно, в седиментационных ловушках на пологом склоне или его подножии. Небольшая глубина отложения днозначно устанавливается по повсеместной высокой карбонатности тонких фракций разреза, наличию волноприбойных и теневых текстур, а также несомненно по рифогенной природе яда карбонатных тел. По мнению Е. Л. Абрамович и др. (1973), блоочный материал сносился из континентальной области с ачлененным рельефом в условиях жаркого сухого климата. аличие рифовых построек в разрезе обломочной части, присутствие каолиновой компоненты в глинах и перемытых бокситов реди карбонатных пород подтверждают этот вывод. В совокупности геодинамический режим периода отложения формации ожет быть интерпретирован как режим пологого континентального склона, возникшего на отмершей островной дуге и в это ремя являющегося подводной частью пассивной окраины обширного континентального массива, расположенного южнее.

**Вулканогенно-кремнисто-карбонатно-терригенная формация Д<sub>2</sub>—С<sub>2</sub>?).** Породы наиболее широко представлены в Северном амдытау и лишь незначительно в Северном Букантау. В Северном Тамдытау разрез формации впервые детально изучен И. Ш. Сабдюшевым. Стратотип под названием мурынкудукской виты описан в районе одноименного колодца. В Северном Букантау близкий по облику, но существенно меньший по мощности азрез описан А. И. Егоровым и Я. Б. Айсановым.

Стратиграфически согласный контакт с подстилающей формацией обнаружен в гряде Шушактау. Аналогичное соотношение ормаций установлено восточнее данного района в горах Дарба-а Р Р Усмановым в 1983 г.

В наиболее полном сечении разрез формации представлен оцней мощностью до 700 м. Нижняя часть сложена пачкой омотонно чередующихся песчаников, алевролитов, аргиллитов а карбонатном цементе. Породы серые, черные, существенно варцевые, олигомиктовые с буроватой окраской на выветрелой оверхности. Органических остатков нет, поэтому среднедевонкий возраст дан условно\*. Выше пачки песчаников залегают арактерный элемент разреза — чередующиеся линзовидные пласты обломочных известняков, в подошве которых встречается горизонт плитчатых зеленоватых кремней изменчивой мощности со слеами размыва и переотложения в контакте с обломочными известняками. В кремнях Г. В. Пяновским, Г. А. Ванесяном впервые в 1988 г. обнаружены конодонты, которые дополнительно зучены и определены В. Н. Пучковым. По его заключению, в

\* Устное сообщение В. И. Пучкова и К. С. Иванова о находке среднедевонских конодонтов в данной части разреза.

кремнистом горизонте последовательно и стратифицированы присутствуют почти все конодонтовые зоны позднего девона. Вышележащие известняки преимущественно грубообломочны слабо сортированные, обломки угловатые и окатанные. Преобладают конгломераты. Севернее урочища Боздон в одном обнажении списано сонахождение известняково-обломочных слоев лавами, туфами, туфоловами и лавобрекчиями андезитового состава (Сабдушев, Телевных, 1977). Мощность эффузивных пород 7—8 м. В пределах обломочных пачек среди крупных горизонтов черных кремней В. Н. Пучковым обнаружены и определены конодонты турнейского яруса карбона<sup>42</sup>.

В данном сечении отложения обладают различными типами слоистости. Для нижней, песчаниковой, части слоистость нечетко выражена и литологические единицы постепенно переходят друг в друга, образуя монотонную по составу толщу. Маркирующие позднедевонские кремни тонко- и среднеплитчатые с тончайшими примазками и прослоями глинистых алевролитов. Для них характерна параллельно-горизонтальная и удлиненно-линзовидная слоистость. Эти горизонты по простиранию часто оказываются хаотически деформированными оползевыми процессами или вымыты мощными суспензионными потоками. Пачки обломочных известняков, как правило, плохо слоистые. Однако в ряде случаев по размеру галек выявляются мощные (2—10 м) плиты с горизонтальной слоистостью. К ним обычно приурочены прослои черных кремней мощностью до 0,5 м.

В Северном Букантау отложения формации наиболее полно изучены в районе кол. Кангашар. В нижней части толща мощностью до 10 м представлена аргиллитами, алевролитами с линзами песчаников, верхняя — среднеплитчатыми серыми и черными кремнями и линзовидными глинистыми известняками. Грубообломочные разности отсутствуют. Цемент пород глинистый, кремнистый и карбонатный. Имеются признаки нечеткой градационной слоистости и знаки течений.

Особенности строения формации позволяют восстановить условия накопления. Так, в начальной стадии отложения пород преобладали спокойные, с постоянным перемывом отложившегося осадка. По изменению мощности и уменьшению размеров фракций в северо-западном направлении можно полагать, что существовал пологий наклон дна с углублением в том же направлении. Стадия завершилась накоплением кремней при очень низкой скорости отложения осадков. В поздней стадии в юго-восточной части гор Северный Тамдыгау в результате резкого подъема сформировались обрывистые берега и суспензионные потоки и оползни. В возникших подводных каньонах ранее отложившиеся породы размывались или перемещались оползнями. Все это обусловило обильное поступление карбонатного обломочного материала и глин, что свидетельствует об относительно небольшой протяженности суспензионных потоков и оползней и соответстве

но небольшой амплитуде вертикального подъема части территории.

При изучении строения структурно-вещественного комплекса Букан с точки зрения условий геодинамического режима формирования можно указать на два важных геологических события в его истории. На рубеже раннего и позднего силура глубоководный, вероятно, океанический режим сменился мелководным остроподужным. Судя по дальнейшему развитию, первоначально тонкая кора этой области формирования должна была существенно увеличиться и приблизиться по своим свойствам к промежуточной коре. В конце силура эта область включается в край обширной континентальной с проявлением процессов химического выветривания в условиях жаркого климата. Такой областью с юга и юго-востока мог быть только шельфовый край Устюрт-Таримского континента (комплексы Мурун, Кокпатас и более южные).

Сформировавшаяся в результате прекращения остроподужного режима область имела первоначально и сохранила в последующем асимметричный наклон дна в северных румбах, указывая на существование в том направлении достаточно глубоководных пространств с непереработанной корой океанического типа.

#### **РАЗРЕЗ ОТЛОЖЕНИЙ ЗОН СПРЕДИНГА И ГЕМИПЕЛАГИАЛИ (КОМПЛЕКС КУЛКУДУК)**

Породы этого типа разреза в пределах Кызылкумов распространены незначительно. Они слагают неправильные небольшие офиолитовые массивы в горах Северный Тамдытау (Тескудукский, Тюменбайский, Джаманкынгырский) и узкие извилистые линзовидные полосы в Северном Букантау (сай Баймен, Карамурун, Кулкудук), в Жетымтау II, в Северном Тамдытау (гряда Балпантау, нижняя и средняя части сая Учкудук и некоторые другие участки) и в горах Аристантау (пос. Шарикты), Сангрунтау (северо-восточные склоны гряды и северная оконечность возвышенности). Строение, состав и тектоническое положение офиолитовых массивов изучали И. Х. Хамрабаев (1958), В. С. Буртман (1973), С. С. Шульц мл. (1974), Ш. Ш. Сабдюшев и Р. Р. Усманов (1971), А. К. Бухарин и др. (1985; Тектоника..., 1989), П. А. Мухин и др. (1989), петрологию — В. В. Баранов и др. (1978), Х. Т. Туляганов, З. А. Юдалевич и др. (1984), Л. В. Шпотова (1979, 1981), В. А. Арапов (1988) и др.

В строении комплекса выделяются три формации магматических и осадочных пород, образующие последовательный вертикальный и латеральный ряд: плагиогранит-габбро-перидотитовая, кремнисто-известняково-вулканогенная, кремнисто-глинисто-олистостромовая. Они представляют собой почти полный разрез офиолитовой ассоциации в понимании Р. Г. Колмана (1979). Мощность каждой формации и комплекса Кулкудук изменчива — от полного

выклинивания до раздувов мощностью 1—2 км. Нижняя граница этих образований повсеместно тектоническая, выражена пологими и вторично крутыми тектоническими нарушениями, представляющими собой зоны интенсивного расщепления и милонитизации. Разрез, как правило, тектонически подстилается отложениями различных стратиграфических уровней комплекса Бука (рис. 7).

**Плагιοгранит-габбро-перидотитовая формация.** Породы массива с ненарушенной и слабонарушенной внутренней структурой всегда располагаются в основании комплекса. Амфиболитизированы и серпентинизированы, а вблизи с ограничивающим тектоническим швом полностью серпентинизированы и превращены в листоватые милониты. Среди измененных пород выделяются взаимочередующиеся аподунитовые, апоперидотитовые

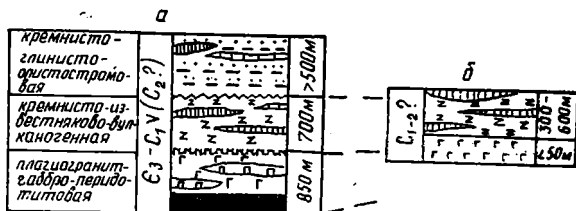


Рис. 7. Литолого-стратиграфическая колонка комплекса Кулдук:

а — горы Тамдытау, б — Букантау. Усл. обозн. см. на рис. 4.

герлитовые, лерцолитовые, вебстеритовые и пироксенитовые «слои». Мощность «слоев» составляет обычно не более 0,5—1,5 м и только пироксениты достигают 20—40 м.

Габбровая часть, залегающая выше «слоистого» перидотитового комплекса, представлена достаточно однородными по составу полосчатыми и массивными оливковыми, родингитизированными габбро, амфиболитизированными габбро-норитами, габбро-диабазами, габбро-пироксенитами с альбитизированным плагиоклазом. Полосчатые габброиды представлены сильно дифференцированными разностями от меланогаббро до лейкогаббро и диоритов. Мощность «слоев» колеблется от 1—2 до 30—50 см. Полосчатые текстуры развиваются в верхней части габброидов, образуя хорошо известную для офиолитов «сэндвичевую» зону (Колман, 1979). К этой зоне также приурочена основная масса лепешкообразных тел плагιοгранитов, кварцевых диоритов, альбитофиров резкими секущими и постепенными, согласными полосчатостями контактами с вмещающими габбро. Ксенолиты окружающих пород формации неизвестны.

Все исследователи, изучавшие эту формацию, относят ее к единой дифференцированной серии. В перидотитах отмечается высокое содержание окиси магния (до 35%), низкое щелоченатрия, калия, рубидия. Габброиды характеризуются низкой сред-

ей железистостью (6—12%) и низкой щелочностью натрового ипа, лейкократовые породы — низкой щелочностью натрового ипа и железистостью. Все группы пород, кроме перидотитов, имеют низкое содержание окиси титана. В геохимическом отношении гипербазит-габбровая составляющая формации характеризуется повышенными концентрациями меди, никеля, хрома и коальта, а в металлогеническом — проявлениями асбеста, хромитового (с рассеянной минерализацией платиноидов), сульфидного (медно-никелевого и титано-магнетитового оруденения (Баранов др., 1978).

**Кремнисто-известняково-вулканогенная формация.** Залегает структурно выше и со стратиграфическим несогласием на породах редуцирующей формации. Наблюдать стратиграфические контакты из-за сильной нарушенности разреза удается крайне редко. Удачным участком для таких исследований является юго-восточная часть Тескудукского массива, где в правом борту безымянной ая отмечается налегание лав и офикальцитов с горизонтом неоканнанных галек измененных габбро и пироксенитов в основании на аббро и пироксениты. Мощность горизонта от 20 до 150 см при протяженности 270—300 м. Полного разреза этой формации не обнаружено. Отдельные, сильно редуцированные фрагменты видимой мощностью до 1000 м известны в Северном Букантау, где вулканогенные породы переслаиваются с кремнистыми, в Тескудукском массиве, где разрез представлен преимущественно лавовыми потоками и субвулканическими телами диабазов и плагиопорфиров, в Каратасском блоке, где широко распространены индалекаменные лавобрекчии с гальками и прослоями известняков с туфовой примесью, и в Сангрунтау, где разрез состоит почти полностью из слоистых зеленых кремней и карбонатных пород.

Среди вулканогенных пород широко представлены базальты, андезитово-базальты и менее — кислые дифференциаты. Пузырчатость пород очень высокая — до 30%, пустоты выполнены кальцитом и хлоритом. Часто проявлена шаровая и подушечная отшельность. Отмечались трубообразные потоки и воронкообразные впадины, углубленные в габброиды. Фиксируются параллельные друг другу дайки диабазов, разделенные габбровым «скрином». Мощность даек десятки сантиметров, реже 1,5—2,0 м. Большую мощность имеют только редкие дайки плагиопорфиров — до 5,0 м. Все типы даек развиваются только среди габброидов и быстро выклиниваются на глубину. Ориентированы дайки достаточно однообразно — в пределах 320—340°.

В составе формации присутствуют туфы и туффиты. Они еще всего заполняют карманы между лавовыми потоками или подушками.

Кремнистые породы встречаются в толще спорадически, в виде протяженных горизонтов мощностью до 5—10 м. Кремни представлены серыми, зеленоватыми и буроватыми, иногда сурьечно-красными разностями с крипто- и микрозернистой структурой (лидиты, фтаниты, яшмы).

Характерная особенность разреза формации — присутствие карбонатных пород, находящихся в сложных соотношениях с вулканогенными. Наиболее яркие на фоне темных зеленоватых пор угловатые обломки светлых и белых, зеленовато-бурых известков различного размера — от мелких галечек (0,5—3 см) до очень крупных (15—20 м в поперечнике). Гальки хаотически сгружены среди туфовой и лазовой массы и перемещаются с вулканическим материалом по склонам. По сборам органических остатков в гальках в различных пунктах установлен кембрийский (Оверный Тамдытау), ордовикский (Северный Букантау), силурийский и девонский (Дарбазатау и другие сопредельные к восточной территории) и даже раннекаменноугольный возраст пород в обломках, что дает основание предполагать среднекаменноугольный возраст формации (Бухарин, Масленников, Пятов, 1985). Вместе с тем внутри гальки известняков встречаются обломки эффузивных пород, примесь туфового материала и туффиты того же состава, что и во вмещающих вулканогенных породах. Г. В. Болговым (1977) в кембрийских археоциатах обнаружены обломки основных эффузивов и их обрастание. На основании этих наблюдений формацию относили к кембрийскому или раннепалеозоическому возрасту (Яскович, 1968; Сабдюшев, Усманов, 1971; Шпотова, Ушаков, 1974; 1981). Однако мнения исследователей о возрасте толщи в настоящее время противоречивы (Шаякубов и др. 1988; Тектоника..., 1989).

**Кремнисто-глинисто-олисторомовая формация.** Представлена в нижней части тонкими алевропелитовыми пелагическими гемипелагическими осадками, с небольшими (до 40 см мощности) горизонтами глинистых известняков, кремнистых пород и грубообломочными конгломерато-олисторомовыми пачками, приуроченными к верхней части разреза.

Мощность формации колеблется в отдельных сечениях от 700—1000 м до полного выклинивания, связанного чаще всего с тектоническими нарушениями в кровле разреза. При довольно сложной, чешуйчатой структуре толщи обычно наблюдаются тектонические контакты с подстилающей кремнисто-известняково-вулканогенной формацией. В двух пунктах установлено стратиграфическое налегание толщи. В одном на юго-восточном окончании Тескудукского массива в основании формации определен горизонт (до 1 м мощности) гравелитов, залегающих непосредственно на плагиогранитах. В гальке встречены обломки карбонатных песчаников, светлых и зеленоватых кремней. Галька плохо окатана и несортирована. В другом, в горах Сангрунтау, в районе кол. Гарашкудук наблюдался постепенный переход от кремнистых плитчатых сланцев к вышележащей олисторомовой толще через пачку (около 2 м) кремнистых зеленоватых алевролитов. Первый случай указывает на присутствие локальных размывов в основании толщи, второй — на постепенную смену режима седиментации.



Наиболее детально изучен и палеонтологически охарактеризован участок развития пород формации, расположенный на заднем окончании Северного Тамдытау в бассейне Учкудукса, (Женгельдыса и колодцев Каракудук — Тескудук, где эти отложения выделены К. П. Пятковым в 1970 г. под названием аякуарской свиты.

Нижняя часть разреза толщи (до 100—150 м мощности) — пеллавающиеся зеленовато-серые, слабо карбонатные алевролиты пестроокрашенные аргиллиты с тонкими прослоями пуддинговых гравелитов и желваковых черных кремней. Чередование пород частое при мощности слоев первые десятки сантиметров. Гравийной примеси встречаются плохоокатанные обломки различных окрашенных кремней и вулканических стекол. Выше залегает пачка (до 50 м) светло-серых, зеленоватых и черных пиритизированных сланцев с прослоями пелитоморфных глинистых известняков и кремневых радиоляритов. Спорадически в разрезе пачки присутствуют различного размера (от 1—2 до 20 м толщины) уплощенные тела кислых, средних и реже основных ффузивов. Нередки тела плагиогранитов и темных кремней с карбонатными прослоями. Чаще всего такие тела располагаются в верхней части пачки. Изометричная форма их и небольшие размеры указывают на аллохтонное происхождение, особенно лагиогранитовых, не имеющих горячих контактов с вмещающими породами. Однако А. К. Бухарин и др. (1985) считают, что эти тела, состоящие из вулканических пород, имеют первично-магматическую природу и описывает их в качестве прослоев в толще. Нижняя часть разреза завершается пачкой монотонных, нечетко слоистых темно-серых и зеленовато-черных алевролитов и конгломератов с большим количеством рудного (железо-марганцевого) аспыленного вещества, образующего на отдельных уровнях линки, желваки и конкреции.

Верхняя часть разреза (до 500 м) формации более крупнозернистая по составу. Основной фон создает неслоистый или плоскослоистый алевропесчаный матрикс зеленоватого оттенка, включающий горизонты несортированных гравелитов, конгломератов валунами-олистолитами и крупными олистоплаками (до 500 м длины и 200 м толщины) кремнисто-карбонатных пород. Линзоидные пачки гравелитов и кремней располагаются, как правило, в основании олистолитов и олистоплаков, образуя классический шлейф перед фронтом оползавших глыб (Леонов, 1981). Остав глыб различен, резко преобладают кремнисто-карбонатные с неясной слоистостью, следами окремнения, иногда обломочной, оскольчатой структурой и многочисленными водорослевыми структурами. Реже встречаются глыбы массивных серых известняков и миндалекаменных эффузивов базальтового и андезитобазальтового состава.

Разрез комплекса Кулкудук в традиционной геосинклинальной терминологии относится к эвгеосинклинальному типу, на что

указывалось многими авторами (Пятков и др., 1967; Ясков 1968; Буртман, 1973, 1976; Шпотова, Ушаков, 1981). Ш. Ш. Са дюшевым и Р. Р. Усмановым (1971) магматические образования впервые сопоставлены с корой океанического типа. Этой точ зрения придерживался С. С. Шульц м.л. (1974). В дальнейшем она была разработана В. С. Буртманом (1976), рассматривая в качестве меланократового основания рифтогенной структуры Р. Н. Абдуллаевым и Т. Н. Даллимовым (1979). Возможность сопоставления с корой океанического типа допускала также А. К. Бухариным и др. (1985). Одним из авторов данной работы после детального изучения офиолитового массива Тесдук и параллельных даек в основании лавовой толщи, отвечающего «шит-комплексу» офиолитов многих регионов мира (Каман, 1979), возникновение тектонического комплекса Кулкуд сравнивалось с океаническими рифтовыми условиями типа с временных срединноокеанических хребтов (СОХ).

Однако проведению аналогии по геологическим данным с корой современных океанов препятствуют некоторые ограничения петрологического и литологического характера строения формации. Прежде всего аномально высокое (местами до 20%) количество плагиогранитных тел в слое 2б, отвечающем по составу габброндам, в то время как в офиолитах типа СОХ плагиогранитовых дифференциатов не встречается свыше 5%; заметное количество кислых лав в слое 2а и кислых даек среди «шит-комплекса» (верхи слоя 2б). Кроме того, как следует из материала Л. В. Шпотовой и др. (1981), петрохимические особенности состава магматических пород слоев 2а и 2б весьма разнообразны и принадлежат различным сериям. Среди них выявляются щелочные калий-натровая и калиевая, толеитовая натровая, калий-натровые и натрий-СОХ, субщелочная калий-натровая и натровая и, наконец, самая распространенная — известково-щелочная натровая калий-натровая серии. Для вулканитов характерна низкая титанистость, железистость и несколько повышенная относительно суммы железа магнезиальность (до 13—14%). Такая ассоциация различных серий свойственна окраинным морям (с корой океанического типа) и молодым островным дугам, т. е. геодинамическим обстановкам над зонами субдукции (офиолиты НЗС).

Литолого-петрографическое изучение слоя 2а и нижней части слоя 1 (кремнисто-глинисто-олистоостромовая формация) показывает, что налегание вулканических пород происходит на различных уровнях офиолитов, чаще всего на комплекс параллельных даек плагиограниты, но нередко непосредственно на габбро и даже на протектиты 3 слоя. Это возможно, если рельеф области спрединга сильно расчленен и выведен на дневную поверхность после застывания магматической камеры. Излияние лав при расчлененном подводном рельефе происходило в мелководных условиях (глубине не более 1 км), о чем свидетельствуют высокая пузырчатость лав, карбонатное выполнение минералов и наличие обломочных риф

вых шлейфов с водорослевыми постройками. Процессы вулканизма завершались при прогрессирующем опускании дна бассейна и быстро прекратившемся размыве вулканических построек. Это подтверждается тонким составом перекрывающих осадков, включающих лишь небольшое количество скатившихся со склонов глыб. Уровень стояния дна в этот период располагался близко к глубине карбонатной компенсации (ГКК), которая в современных океанах и пернокеанических бассейнах располагается на глубине 2—4 км, т. е. амплитуда вертикального опускания составила 1—3 км. С этого момента до начала формирования верхней олистостромовой части разреза в бассейне сохранялись гемипелагические условия накопления осадков с очень низкой скоростью отложения материала.

Верхняя часть разреза формировалась в условиях расчлененного рельефа дна бассейна. Большая часть поднятий, по-видимому, была амагматического происхождения, о чем свидетельствуют кремнисто-карбонатные тела, лишенные вулканического материала. Водорослевые остатки и брекчиевая текстура отдельных слоев кремнистых олистолитов свидетельствуют о сходстве этих поднятий с банками современных краевых морей.

Все указанные признаки седиментации не похожи на собственно оксанические структуры, характеризующиеся низким (около 5 км) уровнем стояния дна и накоплением пловых бескарбонатных осадков. Этим структурам несвойствен высоки уровень стояния спредингового хребта, за исключением областей горячих точек и медленноспрединговых сегментов. Редко (менее 12% площади) встречаются здесь подводные поднятия. Поэтому авторы полагают, что наиболее достоверно фактическим данным может соответствовать режим окраинных медленноспрединговых морей типа современных морей Юго-Восточной Азии. Как показывают данные (Геология..., 1987), для таких структур характерен сильнорасчлененный рельеф дна с большим количеством различного типа поднятий (30% и более), высоким средним уровнем стояния дна и смешанный толеитовый (СОХ) и известково-щелочный тип магматизма. Таким образом, офиолитовый комплекс Кулкудук, вероятно, принадлежит к офиолитам НЗС. Скорость спрединга в палеоструктуре составляла в среднем 0,5—2,0 см/год (Мухин, Фадеичева, Доморяд, 1989). Низкая скорость спрединга этих офиолитов определена Л. В. Шпотовой (Шаякубов и др., 1988)

Особое внимание следует уделить вопросу о возрастном интервале формирования комплекса в целом и его отдельных частей. Сложность его заключается в неоднозначности интерпретации условий захоронения собранных и определенных органических остатков среди вулканических и осадочных пород, а также отсутствии надежной геохронологической датировки магматических пород.

Первые находки фауны трилобитов алданского и ленского ярусов в кремнисто-глинисто-олистостромовой формации сделаны К. К. Пятковым и др. в 1970 г. Они выделили эту часть разреза как нижнекембрийскую аякумарскую свиту (Бухарин, Масленникова, Пятков, 1985). Впоследствии из толщи на различных участках собраны из известняковых тел трилобиты, водоросли губки, фавозиты, остракоды всех отделов кембрия, остракоды раннего силура, фавозиты и остракоды раннего девона и одна форма конодонтов раннего-среднего карбона, из песчаников тел — граптолиты среднего ордовика. В олистолитах кремнисто-карбонатных тел отмечены водоросли позднего протерозоя. В горах Сангрунтау известняковые олистолиты, залегающие выше кремнисто-вулканогенной толщи, содержат фауну пражидольского яруса, а известняковые прослои среди матрицы — брахиоподы фораминиферы серпухова — раннего башкира. Такое многообразие разновозрастных остатков привело К. К. Пяткова, а затем А. К. Бухарина к выводу о переотложенном характере фауны в разрезе толщи. В связи с этим толщу считали моложе самых молодых палеонтологических датировок — московский ярус среднего карбона или поздний карбон — ранняя пермь.

Аналогичная ситуация сложилась и в отложениях кремнисто-известняково-вулканогенной формации, подстилающей кремнисто-глинисто-олистостромовую и залегающую с размывом на плагио-гранит-габбро-перидотитовой. Как указывалось, в гальках и телах известняков обнаружена и определена фауна трилобитов и археоциат в ассоциации с брахиоподами и водорослями кембрия и ордовика (Северный Тамдытау, кол. Каратас). Ордовикские брахиоподы найдены, по сообщению Я. Б. Айсанова, А. И. Егорова, в карбонатных телах среди лав в основании тубабергенской свиты (Северный Букантау). Эту часть разреза О. И. Ким (1976 г.) выделил как самостоятельный ордовик-силурийский вулканогенный комплекс. В горах Сангрунтау кремнисто-эффузивная пачка у кол. Гарашкудук раннекаменноугольного возраста (Бухарин, Масленникова, Пятков, 1985). Далее к востоку в горах Дарбазатау и Северный Нуратау в вулканогенных толщах ассоциирующих с габброидами, собрана фауна, датирующая вмещающие толщи как поздний девон — ранний карбон (серпуховский ярус). Учитывая, что вся фауна в вулканогенном разрезе находится в обломках пород или перебитом состоянии, исследователи (Я. Б. Айсанов, А. К. Бухарин, И. Я. Пяновская и др.) считают возраст этой формации ранне-каменноугольным или среднекаменноугольным.

По нашему мнению, такой механистический подход к анализу фауны по принципу платформенной корреляции в данном случае непригоден. Это обусловлено не только формированием геологических комплексов в спрединговых зонах на границах плит, но и наращиванием их краев, медленным и поступательным латеральным перемещением от оси спрединга. Поскольку процесс

непрерывный, то создаваемые в зонах спрединга третий и второй слои океанической коры разновозрастные по латерали, причем, чем дальше от оси спрединга, тем древнее. Такому правилу подчиняются также осадочные формации первого слоя (современная тектоническая карта океанов или окраинных морей). Мы полагаем, что однотипные по составу отложения, но имеющие в разных районах разный возраст, датируют по самой молодой фауне на всем протяжении их развития, не считаясь с направленной миграцией возрастных интервалов. Это подтверждается тем, что различающиеся возрастные датировки относятся к разным местам развития вулканогенных пород. В Кызылкумах не описаны и не определены смешанные комплексы фауны одновременно. Кроме того, для поступления раннепалеозойских карбонатных обломков в толщу вулканитов среднего или даже позднего палеозоя необходимо по соседству иметь устойчивый массив раннепалеозойских пород протяженностью не менее 200 км (установленный ареал распространения карбонатных глыб среди вулканитов). Как указывают сторонники каменноугольного возраста вулканитов, область, откуда поступали обломки, не обнаружена не только в Кызылкумах, но и в Южном Тянь-Шане (Бухарин, Масленникова, Пятков, 1985; и др.). Следовательно, источник карбонатных пород в вулканитах — местный, поступал с приподнятых частей хребта, где возникали цепочки рифов, которые тут же разрушались.

Высказанное соображение подтверждается также фактическим материалом палеонтологического изучения строения нижней части осадочного слоя офиолитовой ассоциации. В разрезах, выполненных нами в полосе длиной около 10 км между кол. Каракудук и перевалом в верховьях Дженгельдыся, В. Н. Пучковым, Г. В. Пяновским и Г. А. Ванесяном обнаружены 12 точек с комплексами конодонтов, датирующих самую нижнюю часть разреза как поздний кембрий, известняково-глинистую — как ранний ордовик<sup>44</sup> и нигде не имеющих признаков переотложения и смешивания разновозрастных форм. Такой же результат получен при определении конодонтов в кремнисто-карбонатной толще в Сангрунтау (восточнее кол. Гарашкудук), мощность которой составляет около 300 м. Здесь снизу вверх по разрезу в шести местах сбора обнаружены конодонтовые зоны среднего девона, сменяющиеся зонами франского и фаменского ярусов позднего девона<sup>45</sup>.

К сожалению, современная палеонтологическая изученность пока недостаточна для того, чтобы уверенно определить латеральное направление изменения возраста офиолитов в Кызылкумах. Это задача будущих исследований. Имеющиеся в настоящее время материалы позволяют считать, что начало формирования офиолитов относится к временным рубежам до верхнего кембрия, возможно, к венду, а завершение после позднего девона, по-видимому, к раннему карбону.

## РАЗРЕЗ ОТЛОЖЕНИЙ ФРОНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ, ВОЗНИКШЕЙ НА АККРЕЦИОННОМ КЛИНЕ (КОМПЛЕКС ТАМДЫ)

Отложения незначительно распространены среди горных возвышенностей Кызылкумов, на самом севере гор Букантау в виде непрерывной полосы из-под мезо-кайнозойского чехла, двух изолированных друг от друга массивов на востоке и западе Северного Тамдытау, а также на северных оконечностях гор Аристантау и Сангрунтау. Особенность пород комплекса Тамды — повсеместное тектоническое положение в мульдах относительно пологих отрицательных структур (Буртман, 1973; Иванов, Сабдюшев, 1974). Этот аллохтонный комплекс почти всегда залегает тектонически выше комплекса Кулкудук, а в случае выклинивания последнего — непосредственно на отложениях комплекса Букан.

Здесь можно выделить три обособленные части. К нижней нами отнесены формации сильно дислоцированных и зонально метаморфизованных пород верхнего протерозоя (?) — раннего палеозоя, образующих древний аккреционный клин. Средняя часть разреза рассматривается как карбонатная формация позднего силура — раннего девона и верхняя — как кремнисто-вулканогенная позднего девона. Самая верхняя часть комплекса представлена молассондной формацией раннего — позднего карбона (рис. 8).

Главная особенность разреза комплекса Тамды — олистостромовый облик отложений, прослеживающихся от раннего палеозоя до девона включительно, фациальная пестрота определенных стратиграфических уровней и очень частое, если не повсеместное, развитие многочисленных мелких тектонических швов (первые десятки сантиметров мощности) на границах геологических тел. При отсутствии доказанных стратиграфических соотношений по-разному трактуют состав и последовательность отложений (Сабдюшев, Усманов, 1971; Буртман, 1973; Ахмеджанов и др., 1979; Шпотова, Ушаков, 1981; Бухарин и др., 1985; и др.).

В нижней части комплекса мы выделили следующие формации: кремнисто-карбонатно-метавулканогенную с условным возрастом поздний протерозой — кембрий (учкудуктауская, нижнекумбулакская, маджерумская свиты), карбонатно-кремнисто-терригенную олистостромовую ордовик-силурийскую (аккудукская, верхнекумбулакская, тайманская, верхнеелемесащинская свиты и др.). В состав последней нами включены как инородные тела крупные олистоплаки вулканогенно-рифидных отложений кембрий-ордовика (нижеелемесащинская подсвита). Общая мощность нижней части комплекса при значительных латеральных вариациях составляет около 4000—4500 м.

**Кремнисто-карбонатно-метавулканогенная формация (PR<sub>2</sub>—E<sub>2</sub>).** Слагает основание комплекса Тамды и повсеместно тектонически

залегают на отложениях комплекса Кулкудук (Северный Тамдытау, Аристантау, Сангрунтау, Дарбазатау) или образует с ними серию тектонических пакетов (Северный Букантау, Джетымтау II). В шовной зоне наволока спорадически отмечаются лин-

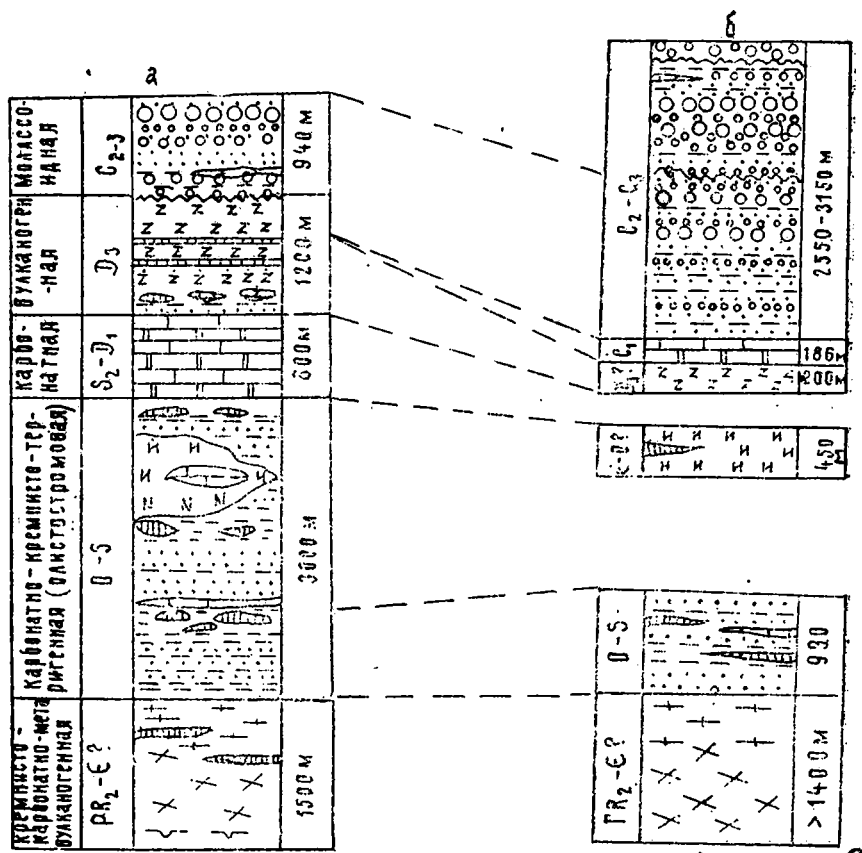


Рис. 8. Литолого-стратиграфическая колонка комплекса Тамды:

а — горы Тамдытау, б — Букантау. Усл. обозн. см. на рис. 4.

завидные тела серпентинизированных ультраосновных пород, которые, возможно, отвечают меланократовому основанию комплекса.

Основание разреза представлено неравномерно чередующимися гнейсированными лейкократовыми и меланократовыми актинолит-хлорит-альбитовыми сланцами, амфиболитами и эпидиозитами с прослоями (1—3 м) кремней и известняков. Большая

часть пород — динамосланцы с тонкими инъекциями кварц-альбитового состава, образующими вторичную полосчатость. Состав пород — хлорит, эпидот, альбит, кварц, мусковит, амфибол и гранат. Первичные из этих минералов только плагиоклаз, амфибол и гранат. Остальные минералы четко подчинены динамическим текстурам пород. Первичный плагиоклаз обычно отвечает олигоклазу—андезину, щелочной амфибол (типа кроссита) развивается за счет обыкновенных роговых обманок. На диаграмме ФАК состав пород отвечает базитам. Первичная структура пород чаще всего утрачена. Для пород характерны нормальная щелочность калий-натрового и натрового типа, отчасти высокая глиноземистость, низкая магнезиальность. Большая часть пород отвечает нормальным океаническим толеитам типа СОХ при содержании  $K_2O$ , равном 0,1—0,3%, и преобладании  $Na_2O$  в 10—18 раз, меньшая (менее 25%) — щелочной трапповой и известково-щелочной островодужной серии. Все породы, слагающие формацию, полиметаморфизованы. По Ю. Г. Корчевской, П. И. Салову (1986) для них характерны метаморфизм в условиях гранатовых амфиболитов и дважды проявленный низкотемпературный диафорез минеральными ассоциациями хлорита, серицита, клиноцоизита, тремолита, пумпеллита. Мощность формации (неполная) 1000—3000 м.

Аналогия состава и строения формации с корой океанической типа почти не оспаривается и проводится многими исследователями (Сабдюшев, Усманов, 1971; Шульц мл., 1974; Бухарин, Масленникова, Пятков, 1985; Шаякубов и др., 1988; и др.). Почти одновременно Л. В. Шпотовой и П. А. Мухиным опубликованы оценки скорости спрединга по независимым петрохимическим данным (Шаякубов и др., 1988; Мухин, Каримов, 1989; Мухин и др., 1989). Она составила 6—11 см/год, что позволяет относить спрединговый режим к высокоскоростному, близкому к современному режиму Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Возраст формации с момента ее выделения (Сабдюшев и др., 1969) считался докембрийским на основе геологических соотношений и находок водорослей в линзе доломитов среди кристаллических сланцев. Этот вывод в последнее время оспаривается А. К. Бухариным (Бухарин, Масленникова, Пятков, 1985) с ссылкой на определения хитинозоа З. М. Абдуазимовой в линзе известняка среди метавулкаников и согласное перекрытие пород формации ранне-среднеордовикскими кремнисто-терригенными отложениями. Принять раннеордовикский возраст формации вследствие А. К. Бухариным мешают два обстоятельства: 1) сомнение принадлежности линзы известняка к разрезу формации, поскольку для него характерен высокий метаморфизм и карбонатные породы повсеместно превращены в мрамора; 2) неточное определение органических остатков<sup>46</sup>.

**Карбонатно-кремнисто-терригенная (олистостромовая) формация (O—S).** Породы повсеместно пространственно связаны



областями развития таковых предыдущей формации. По данным многих исследователей, формация имеет стратиграфически согласный нижний контакт. Мощность ее колеблется от 1500 до 3000 м.

Основные элементы разреза — валунники, конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, пелиты. Крупные валуны резко отличного от матрикса литологического состава, группируются в нижней и верхней части разреза. В нижней они представлены кремнистыми карбонатными породами и песчаниками, в верхней — кремнями, карбонатами, песчаниками, миндалекаменными базальтами и мраморизованными известняками.

Песчаники, алевролиты и пелиты различной окраски, с редкой гравийной примесью, плохосортированные, неяснослоистые. По составу породы кварцевые и полимиктовые с эпизодическим карбонатным цементом, в верхней части граувакковые с обломками эффузивов основного и среднего состава. В породах обилён обломочный мусковит и реже встречаются хлорит и биотит. Окатанность обломков различная. Типичны разные иероглифы, следы подводных течений, размывов и оползаний, свидетельствующих о заметном наклоне дна и достаточно высокой динамике водной среды.

Гравелиты, конгломераты и редкие валунники обладают плохой стратификацией и в виде различных по мощности линзовидных тел закономерно расположены в толще. Породы несортированные, самой различной окатанности, сгруженность очень часто хаотическая. Широко представлены пуддинговые обломочные породы, крупные редкие обломки включены в значительно более тонкий матрикс.

Характерный признак формации — наличие в ней крупных (5×30 м) и очень крупных (200×1000 м) линзовидных и неправильных по форме тел. В нижней части формации они состоят из кремней и слабомраморизованных доломитов. К этой части приурочены горизонты плитчатых серых кремней, несомненно принадлежащие к матрице. При выделении стратотипа аккудукской свиты, которая относится нами к этой части разреза, все кремнисто-карбонатные тела считались стратифицированными и по комплексу микрофитоцитов, найденных в них, эта часть разреза относилась к венду (Сабдюшев и др., 1969). Позднее во вмещающих породах были найдены граптолиты и многочисленные хитинозоа (Бухарин, Масленникова, Пятков, 1985), что позволило рассматривать эту часть разреза как тектоническую смесь или олистостром (Абдуазимова и др., 1973, 1976; Ахмеджанов, Абдуллаев, Борисов, 1979). А. К. Бухарин не согласен с этой точкой зрения, ссылаясь на заключение М. С. Якшина о спорности стратиграфического значения микрофитоцитов, и считает кремнисто-карбонатные тела прослоями в толще.

В верхней части разреза состав «экзотических» тел более разнообразен. Пестрый облик толще придают линзовидные и округ-

лые тела светлых мраморов и зеленых эффузивов. Многие из них хаотически расположенные в разрезе, имеют под собой шлейфы из полимиктовых неокатаных и несортированных гравелитов. Очень привлекательными выглядят три крупных массива вулканогенно-рифовых пород в саяе Джерой, у кол. Елемасаши и далее к северо-востоку. Они имеют клиновидную форму в плане, минимальные размеры  $0,4 \times 2,5$  км, максимальные —  $1,0 \times 4,0$  км. Нижние контакты тел всегда тектонические, хотя мощность тектонического шва иногда не превышает первых десятков сантиметров, шов выражен тонко милонитизированными и кливажированными параллельно контакту породами. Такие контакты часто описывались как стратиграфические (Сабдюшев и др., 1969; Буртман, 1973; Бухарин, Масленникова, Пятков, 1985).

Вулканогенно-рифовые массивы детально изучались О. И. Кимом, Л. В. Шпотовой и др. По их данным, основание массивов сложено многочисленными трубками взрыва с обломками трахитов, трахиандезитов, габброидов. Средняя часть представлена на покровами трахибазальтов, анальцимовых базальтов, верхняя — вновь трубками взрыва, заполненными абсарокитами и трахибазальтами. Исходная магма насыщена водой и летучими компонентами. Глубина очага свыше 50 км (Шпотова, Ушаков, 1981). Карбонатные породы слагают крупные рифовые тела до 50 м в высоту и встречаются в виде обломков в лавах, а также цементируют туфы и туффиты.

Возраст формации в настоящее время дискуссионный, несмотря на довольно значительное количество фауны. Кроме указанных находок органических остатков в обломочных породах нижней и средней частей разреза, а также кремнисто-карбонатных телах, необходимо добавить, что в рифовых массивах были определены многочисленные трилобиты, брахиоподы, хиолиты и водоросли кембрия. Таким образом, в породах формации присутствуют органические остатки кембрия и ордовика-силура, а с учетом микрофитолитов — и венда. Поскольку стратиграфические соотношения отдельных частей формации не доказаны, то нами условно принят ордовик-силурийский возраст.

В связи с недостаточной геологической изученностью первичных взаимоотношений пород в разрезе и различной трактовкой его строения геодинамический режим накопления формации восстановить трудно. Ясно, что обломочные породы накапливались на глубине, близкой к уровню ГКК, с эпизодическим лавинным поступлением обломочного материала с близко расположенных вулканических поднятий. Об этом свидетельствуют заметная карбонатность тонких пелитовых разностей, наличие разноразмерных — от песчаных до валунных — обломков эффузивов и линзовидная форма потокового типа несортированных гравелитов и конгломератов в верхней части формации. Присутствие обломков слюды, в ряде случаев существенно кварцевый состав песчаников указывают на кратковременность переноса обломочного

материала и существенно сиалический состав области сноса. Полученные данные позволяют предполагать, что геодинамический режим этого периода соответствовал континентальному подножию расколотого сиалического массива с проявлением рифтогенного вулканизма или активной континентальной окраины над зоной субдукции. Последнее предпочтительнее, поскольку состав разрушаемых вулканитов преимущественно андезито-базальтовый, то более характерно для конвергентных, а не дивергентных границ плит с их бимодальным типом вулканизма.

**Карбонатная формация ( $S_2$ — $D_1$ ).** Присутствует только на северо-восточном окончании Северного Тамдытау, образуя самую южную гряду гор Балпантау. Залегает с неясным контактом на породах предыдущей формации. Верхи формации неизвестны, поскольку перекрыты мезозойскими отложениями платформенного чехла. Видимый разрез составляет по разным оценкам от 100 до 800 м. В основании формации развита песчано-гравийная пачка мощностью 2—20 м. А. К. Бухарин и др. (1985) считают эту пачку базальной и залегающей несогласно с разрывом на подстилающих породах. Гравелиты полимиктовые, разнозернистые, с хорошо окатанными, плотно упакованными, отмытыми от глинисто-песчаной примеси обломками кремнистых пород, кварца, известняков, вулканитов кислого состава, гранитоидов, кварцальбитовых метасоматитов. По В. С. Буртману (1973), пачка представляет собой тектонический клин до 100 м, сложенный раздробленными пластами известковистых кварцевых гравелитов, кремненных доломитов, туфопесчаников, кремней. Контакт пачки с выше- и нижележащими породами тектонический, секущий.

Стратиграфически выше залегает пачка переслаивающихся светлых, желтоватых известняков и доломитов с обилием фауны брахиопод, тентакулитов, криноидей и конодонтов. Еще выше — пачка светлых известняков с линзами кремней, сменяющаяся конгломератовидными водорослевыми известняками с кораллами и брахиоподами.

Породы накапливались в условиях мелководья на краю сиалического массива с гранитоидными интрузивами. Крупные размеры массива обусловлены длительным переносом материала. Обилие органических остатков свидетельствует о теплом морском бассейне, а отсутствие органического вещества в карбонатных породах — о хорошей аэрации вод с постоянно действующими течениями.

**Вулканогенная формация ( $D_3$ ).** Установлена авторами в виде изолированного массива на северо-восточном окончании Северного Тамдытау. Основание формации представлено пачкой красно-бурых, зеленовато-серых и черных углеродистых глинистых сланцев и алевролитов видимой мощностью около 300 м. Самые нижние горизонты содержат несортированные разноокатанные гравелиты и конгломераты в ассоциации с крупными (10—20 × < 200—300 м) олистолитами светлых известняков, доломитов,

кремней. В гальке конгломератов, кроме описанных пород, присутствуют миндалекаменные андезито-базальты и слюдястые печаники. Большая часть разреза (900 м) состоит из туфов основного и среднего состава с горизонтами кремнистых пород зеленоватого или красноватого оттенка мощностью до 5 м. Редко встречаются прослои органогенно-детритовых известняков и миндалекаменных андезито-базальтов. В прослоях кремней в трещинах обнаружены конодонты франского яруса<sup>47</sup>. В поле развития вулканитов отмечаются выходы роговообманковых габбро-габбро-диабазов. Вероятно, в Северном Букантау есть выход кремнистых и эффузивных пород в районе кол. Назык. Из-за ограниченной площади развития пород трудно достаточно точно интерпретировать геодинамический режим накопления формации. По небольшой глубине накопления в морском бассейне (при отсутствии известняков, высокая пузырчатость лав) и андезитовому составу туфов можно предполагать как наиболее вероятный режим островной дуги или фронтальной части активной континентальной окраины.

#### РАЗРЕЗ ОТЛОЖЕНИЙ ОСТАТОЧНОГО МОРСКОГО БАССЕЙНА

Породы широко развиты на крайнем севере Кызылкум (рис. 8). Наиболее полные разрезы описаны в Северном Букантау, а их аналоги прослежены в горах Джетымтау II, Токтанытау и далее на восток в Северном Нуратау. В других районах, частности Северном Тамдытау, известны только самые нижние части разреза. Породы формации повсеместно залегают с ритмом и стратиграфическим несогласием на различных стратиграфических уровнях комплекса Тамды. Взаимоотношения с породами других комплексов только тектонические. В составе отложений выделяются карбонатная ( $C_1$ ) и молассоидная ( $C_2$ ) формации. Полная мощность составляет свыше 3400 м (Северный Букантау), в других местах значительно меньше — 400–1500 м (Джетымтау II, Северный Тамдытау).

**Известняково-доломитовая формация ( $C_1$ ).** На дневной поверхности обнажается только севернее кол. Назык (Северный Букантау). В остальных районах она отсутствует, что указывает на локальный характер накопления. По данным Я. Б. Айсанова, А. И. Егорова, разрез формации (джускудукская свита) состоит из пяти пачек мощностью около 200 м.

Нижний контакт тектонический с эффузивной толщей, составляемой нами с кремнисто-вулканогенной формацией позднего девона комплекса Тамды. Верхний контакт стратиграфический, постепенный с отложениями молассоидной формации среднего — позднего карбона.

Нижняя пачка (мощность до 20 м) представлена коричнева-

рыми, среднеслоистыми, искристыми доломитами; вторая (до 1 м) — переслаивающимися серыми, коричневатыми среднеслоистыми доломитизированными органогенными известняками; третья (до 40 м) — брахиоподовыми известняками; четвертая (до 5 м) — чередующимися тонкослоистыми известняками с остатками ругоз и табулят; пятая — серыми тонкослоистыми и среднеслоистыми известняками с обильными органическими остатками рахиопод и кораллов общей мощностью 35—40 м. Раннекаменноугольный возраст отложений определен И. А. Пяновской по бора́м фауны<sup>48</sup>.

Отложения сходны по облику с карбонатной формацией оздного силура — раннего девона комплекса Тамды и накапливались в условиях мелководного открытого и теплого бассейна хорошей аэрацией. Ограниченность площади развития формации не позволяет дать более точную характеристику ее режима накопления.

**Молассоидная формация (C<sub>2-3</sub>).** Состоит из толщи существенно грубообломочных пород, переслаивающихся с гравелитами, песчаниками, алевролитами и пелитами, общей мощностью в наиболее полных разрезах до 3 тыс. м. Роль конгломератов и валуников в верхних частях существенно возрастает. Породы имеют разные стратиграфические соотношения с подстилающими отложениями. В Северном Тамдытау (северо-кынырская свита) основание формации представлено базальными конгломератами, залегающими с угловым несогласием непосредственно на метаморфических сланцах основания комплекса Тамды и содержащими обильную, плохо окатанную гальку метавулканитов основного состава. Контакт четко выражен, неровный. Мощность конгломератов не превышает первых десятков метров. В Северном Букантау (кол. Назык) основание разреза (архарская свита) имеет видимое согласное стратиграфическое соотношение с известняково-доломитовой формацией раннего карбона и представлено пачкой карбонатных песчаников, алевролитов видимой мощностью около 70 м. В других районах Северного Букантау и на сопредельных к востоку возвышенностях в основании разреза развиты, как правило, грубообломочные пачки.

По характеру чередования и литологическому набору пород в разрезе молассоидной формации обособляются три элемента в ранге свит различной мощности. Нижняя, преимущественно песчано-алевритовая (северо-кынырская — 480 м и архарская — 1600 м), средняя, в основном конгломерато-гравийная (кынырская — 460 м, тохтатауская — около 1200 м) и верхняя, валунно-конгломератовая (ащибулакская — более 150 м). Окраска пород постепенно изменяется снизу вверх от сероцветной до красноцветной. Для формации характерны толстая слоистость (до 20—30 м) грубообломочных разностей и средняя (0,5—2 м) для песчаников, алевролитов. Цемент карбонатный с примесью пленок гидроокислов железа. Сгруженность и окатанность обломков различная.

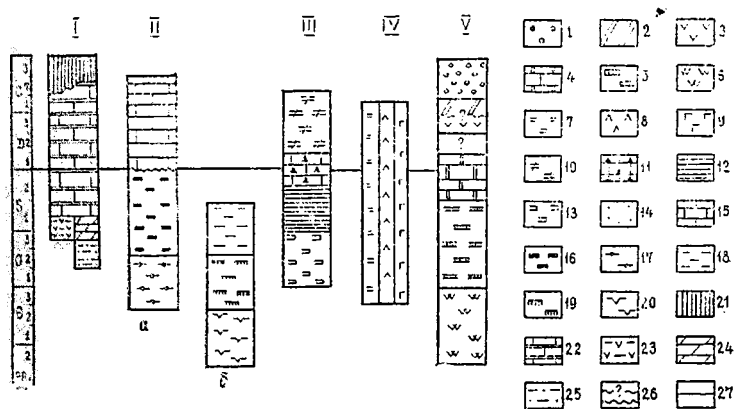
Лучшая окатанность у галек карбонатных и вулканогенных пород. В основании прослоев грубообломочных пород обычно хорошо выражены следы размыва в виде карманов, неровности дна.

Состав обломочной фракции примерно одинаковый и колеблется только в количественном отношении для разных стратиграфических уровней. Наиболее часто встречаются обломки известняков, кварцитовидных и кремнистых пород, альбитофиры, амфиболитов, габбро, диабазов, диоритов, гнейсовидных тоналитов, сиенит-порфиров. В нижней и средней частях разреза преимущественно преобладают обломки подстилающих пород, в верхней — вулканических и интрузивных.

Особенности формации — трехчленное ритмичное строение, преобладанием грубых разностей в основании ритмов, но общиростом доли и размеров обломков вплоть до валунных вверх по разрезу; высокая динамика среды осадкоотложения, смена мезокондиционных условий континентальными. В отложениях найдено большое количество переотложенных животных и растительных остатков. Наиболее молодые — ранне-среднемосковские фораминиферы (Румянцева, 1974) — найдены в средней части разреза (кол. Архар и Чили) и гальках северо-кызырской свиты (по Кызыр). На основании этих данных большинство исследователей придают формации позднекаменноугольный возраст. Автор представляется, что возрастной диапазон значительно шире, поскольку высокodynamичные и мелководные условия накопления с обилием размывов вряд ли способствовали, за исключением редких мест, сохранности полноты разреза. Наиболее полным по-видимому, являются разрезы в районе кол. Назык, где сохранились стратиграфически согласные соотношения с раннекаменноугольными отложениями, что указывает на наличие среднекаменноугольных отложений.

Состав и строение типов разреза докембрийских стратиграфических образований свидетельствуют об индивидуальных особенностях развития и эволюции отдельных блоков коры палеозойского складчатого основания Кызылкумов. Они выявляют в составе формаций, последовательности, временном интервале и интенсивности проявления метаморфизма. Вместе с тем блоки, на которых формировались типы разрезов, имеют близкое и отдаленное сходство. На корреляционной схеме (рис. 9) отчетливо выявляются латеральные ряды формаций со скользящими временными границами. Так, относительно комплекса Кулкулд отмечаются симметричный латеральный ряд формаций в виде кремнисто-карбонатно-метавулканогенных в основании комплексов Мурун и Тамды. Сходство типов разреза проявлено также в средне-верхнепалеозойском ряду формаций комплексов Коктас, Мурун и частично Букан. Связь между блоками с разными типами накапливающихся разрезов устанавливается также для карбона, когда во всех описанных областях со скользящими

ременными границами накапливаются одноступенчатые флиш-олигостромовые формации. Скольжение во времени от раннего-среднего карбона до среднего-верхнего проявляется снизу вверх по временной структуре или с севера на юг в современном положении комплексов на территории Кызылкумов. Такая историко-геологическая связь может свидетельствовать о накоплении раз-



с. 9. Схема сопоставления обобщенных стратиграфических колонок тектонических комплексов:

I — Кокпатас, II — Мурун (а — аллохтон Косманачи, б — аллохтон Тасказган); III — IV — Кулакдук; V — Тамды. Геологические формации: 1 — молассовидная  $C_1-C_3$ ; известково-доломитовая  $C_1$ ; 3 — вулканогенная  $D_3$ ; 4 — карбонатная  $S_2-D_1$ ; 5 — карбонатно-кремнисто-терригенная (олигостромовая)  $O-S$ ; 6 — кремнисто-карбонатно-вулканогенная  $PR_3-E(?)$ ; 7 — кремнисто-глинисто-олигостромовая; 8 — кремнисто-известняково-вулканогенная; 9 — плагиогранит-габброперидотитовая; 10 — вулканогенно-кремнисто-карбонатно-терригенная  $D_2-C_2?$ ; 11 — грубообломочная терригенно-карбонатная  $S_2-D_1(?)$ ; 12 — каньонно-терригенная  $S_{1-2}$ ; 13 — кремнисто-карбонатно-терригенная  $O_{1-3}$  (горы Нура-Дарбаза); 14 — терригенная (флиш-олигостромовая)  $C_2$ ; 15 — карбонатная  $D_1-C_2$ ; 16 — терригенно-подмиктовая  $O_1-S$ ; 17 — кремнисто-карбонатно-терригенная  $E-O_2?$ ; 18 — атерригенная  $O_2-S$ ?; 19 — карбонатно-кремнисто-метатерригенная (олигостромовая)  $O_1?$ ; 20 — метавулканогенно-сланцево-карбонатно-кремнистая  $PR_3-E?$ ; 21 — вулканогенно-терригенная  $C_{2-3}$ ; 22 — терригенно-кремнисто-карбонатная  $S_1=C_{1-2}$ ; вулканогенно-карбонатно-терригенная  $O_1-S_1$ ; 23 — северная зона кремнисто-доломито-известняковая; 24 — южная зона вулканогенно-грубообломочная; 25 — вулканогенно-терригенная  $O_{2-3}$ ; 26 — стратиграфическое несогласное залегание (? — по косвенным данным); 27 — согласное залегание.

зов в различных латерально удаленных друг от друга областях, в одном седиментационном бассейне.

Палеоклиматические признаки накопления отложений систематически указывают на формирование отложений в области плохого или жаркого климата, в области, которая в современных условиях почти не распространяется далее  $30^\circ$  по обе стороны от экватора. Это не противоречит палеомагнитным данным, 95% отвечающим именно этим значениям. Такая сходимость существенно увеличивает значимость полученных независимыми способами данных и косвенно свидетельствует о единстве бассейна седиментации.

В регионе известно более 35 обнаженных и в различной степени перекрытых мезо-кайнозойскими отложениями гранитных интрузий (рис. 3). Суммарная их площадь на домезозойской поверхности фундамента, включая перекрытые участки, составляет 7—8%. Наиболее крупные массивы — Бокалинский, Захидукский, Мингчукурский (перекрытый), Чарыктинский, Алтытауский, Кокпатасский и Тозбулакский — составляют около 83% всей площади интрузий. Остальные (более 28) — сравнительно мелкие штоко- и дайкообразные тела.

Интрузивы, по данным К—Аг геохронологических датированных начальных и завершающих фаз, сформировались в интервале 300—250 млн. лет (поздний карбон — ранняя пермь) — около 50 млн. лет.

Принятая с небольшими изменениями схема расчленения магматитов, предложенная Э. П. Изохом и др. (1975), по геохимическим, петрологическим и геолого-структурным особенностям гранитных массивов включает бокалинскую тоналит-грандитовую, нуратинскую гранодиорит-гранитную и кульджуктаускую габбро-гранитную серии.

Бокалинская тоналит-грандимитовая серия слагает единый массив в Северном Букантау. Он представляет собой крупное тело (около 150 км<sup>2</sup>), вытянутое в северо-восточном направлении на 27 км при ширине до 6,5 км и размещается в малаккандской формации (архарская свита). Вмещающие породы контактово метаморфизованы с образованием пироксен-плаггиоклазовых, пироксен-амфибол-плаггиоклазовых и эпидот-биотит-амфиболовых роговиков. Соотношения массива с породами образования местами дискордантные, большей частью конкордантные (Туляганов, Юдалевич и др., 1984).

Бокалинский интрузив отчетливо многофазный и сложный в истории формирования. Последовательность образования интрузивных пород, по Э. П. Изоху и др. (1975), следующая: 1 — габбро (в ксенолитах); 2 — диориты, габбро-амфиболиты, габбро-диориты (в ксенолитах); 3 — кварцевые диориты из краевых тел; 4 — тоналиты краевых тел; 5 — тоналит-грандимиты главной фазы; 6 — трондьемиты и плаггиограниты дополнительных интрузий. Далее следуют дайковые и жильные породы нескольких временных групп, отвечающих по составу основным интрузивным фазам и характеризующихся веерообразным размещением в массиве от центра, расположенного в северо-восточной части интрузии.

Тоналиты, трондьемиты и жильные аналоги — ведущие в комплексе. Тоналиты тяготеют к эндоконтактовым зонам массива образуя несколько небольших тел (от 25×50 до 250×3000 м) юго-западном окончании. Трондьемиты главной фазы занимают около 90% площади интрузива. Дополнительные интрузии трондьемитовые.



бемитов и плагногранитов широко проявлены в центральной асти и образуют серию многочисленных, сближенных субшиотных и субмеридиональных тел размером 15—300×70—1000 м.

Во всех интрузивных породах преобладает  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$  (2—3%). В отличие от других гранитоидных интрузивов Кызылкумов Бокалинский массив резко выделяется по положительным значениям магнитного поля, что объясняется обилием магнетита. Все породы характеризуются сравнительно высокой известкостостью, близким соотношением железа и магния, а также высокой общей щелочностью. Кремнезем в различных фазах составляет от 47 до 69%. Глубина формирования массива оценивается как мезоабиссальная.

Нуратинская гранодiorит-гранитная серия широко представлена в Кызылкумах. К ней относятся все крупные интрузии, расположенные в основном в западной части Кызылкумов: Алтынтауский, Кокпатасский на юго-западе гор Букантау, Тулянташский (перекрытый) к югу от Букантау, Чарыктинский на севере Амдытау, Захкудукский в Ауминзатау, Мингчукурский (перекрытый) к югу от Ауминзатау и Бельтау и ряд мелких штоков на востоке. Форма массивов изометричная, вытянутая, соотношения с вмещающими породами в основном конкордантные.

Геофизическими исследованиями (Изох и др., 1975) установлено, что интрузии Нуратинской серии представляют собой уплотненные по вертикали тела, сильно удлиненные в плане. Большинство интрузивных тел образовалось путем заполнения полостей тесно окружающего пород и, как следствие, они залегают согласно с ними. Широко распространены пологие или слабо наклонные интрузивные залежи. Для части массивов (Кокпатасский, Алтынтауский) характерно проявление гнейсированности, полосатости, ориентированной параллельно контактам, а для Захкудукского — милонитизация вдоль контакта.

Анализ размещения гранитоидных образований на графиках частот встречаемости и суммарной площади интрузивных массивов в различных геологических формациях Кызылкумов (рис. 10) показал, что максимум магматических проявлений приурочен к основанию герцинского аллохтонного комплекса Мурунтааская, чолчаратауская, кокпатаская, ходжаахметская свиты и первая подсвита бесапанской свиты) на его границе с комплексом Кокпатас. В структурном отношении это означает, что гранитоидные тела при внедрении использовали шов пологозагибающегося герцинского наволока между этими комплексами как наиболее ослабленную зону. Второй пик приурочен к четвертой подсвите бесапанской свиты («зеленый бесапан»), где широко распространены мелкие тела, возможно апофизы нижележащих массивов.

Во всех интрузивах этой серии развита пологая «пластовая» гдельность, причем вблизи контактов она наиболее проявлена, вплоть до интенсивного расщелачивания (восточный контакт

Алтынтауского массива). В центральной части массивов мощность «пластов» составляет первые метры. Прослеживание эти поверхностей в массивах показывает, что они конформны зонам наволока и во вмещающих породах служат системой кливажных трещин. Это позволяет предполагать, что процессы деформации пород при шарьировании и внедрение гранитоидных интрузивов взаимосвязаны.

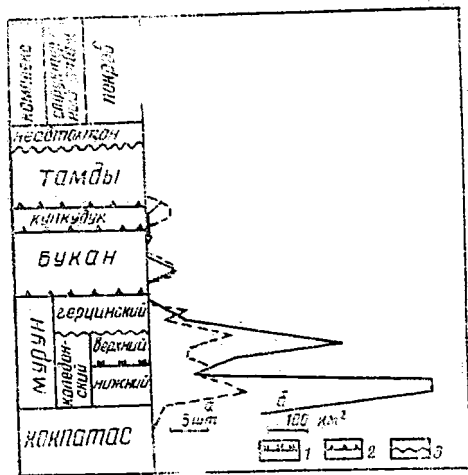


Рис. 10. Частота размещения гранитоидных массивов Нуратинской серии в структуре аллохтонных комплексов Кызылкумов (а — по количеству интрузивов, б — по суммарной площади). Главные наволоки:

1 — каледонские; 2 — герцинские; 3 — несогласное налегание.

интрузиях нуратинской серии показывает постепенное увеличение доли поздних фаз, кроме шестой. Это увеличение происходит со своеобразной зональностью: более молодые фазы развиваются главным образом в юго-западной части Кызылкумов, а более древние — на севере. Важно отметить, что в интрузиях молодые фазы, как правило, занимают центральные части изометричных массивов или реже образуют кольцевые дайки на их периферии. Вблизи интрузивов и в их апикальных частях развиты дайковые фаши гранитоидных пород.

В ранних фазах наблюдается преобладание  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ , в поздних — наоборот. Содержание кремнезема в гранитоидах серии составляет от 64 до 74% для разных фаз.

Ранние фазы, развитые в основном в Алтынтауском массиве формировались в абиссальных, а позднее в мезобиссальных условиях.

По составу петрографических различий и возрастным соотношениям между ними в интрузивных массивах нуратинской серии в Кызылкумах выделяется (Изох и др., 1975; Теляганов, Юдалевич и др., 1980) несколько фаз: 1 — амфибобiotитовые, биотитовые кварцевые гнейсо-диориты и гнейсы гранодиориты; 2 — биотитовые гранодиориты и биотит-амфиболовые кварцевые диориты; 3 — биотитовые и амфибол-биотитовые гранодиорит-адамеллиты; 4 — биотитовые, амфибол-биотитовые адамеллиты, гранит-адамеллиты; 5 — двуслюдяные, биотитовые граниты; 6 — биотитовые гранит-порфиры. В смене этих фаз отражается постепенная эволюция состава расплава с среднего к кислому. Анализ количественного распределения площадей различных фаз в интрузивных массивах нуратинской серии показывает постепенное увеличение доли поздних фаз, кроме шестой. Это увеличение происходит со своеобразной зональностью: более молодые фазы развиваются главным образом в юго-западной части Кызылкумов, а более древние — на севере. Важно отметить, что в интрузиях молодые фазы, как правило, занимают центральные части изометричных массивов или реже образуют кольцевые дайки на их периферии. Вблизи интрузивов и в их апикальных частях развиты дайковые фаши гранитоидных пород.

Кульджуктауская габбро-гранитовая серия представлена в районе более 10 интрузивными массивами, наиболее крупные из которых — Тозбулакский (50 км<sup>2</sup>), Таушанский (5,5 км<sup>2</sup>), Актостинский (6,5 км<sup>2</sup>), Шайдаразский (10 км<sup>2</sup>), Бельтауский (12 км<sup>2</sup>), Восточно-Кынгыртауский (5,5 км<sup>2</sup>). Магматические проявления развиты в горах Кульджуктау, составляя около 15% его площади, и приурочены в основном к мульдам крупных грабен-синклиналей, часто выполненных обломочными отложениями вулканогенно-терригенной формации среднего-позднего карбона комплекса Кокпатас (таушанская и камыстинская свиты). Форма массивов вытянутая в юго-восточном направлении, линзовидная с неровным контактом с вмещающими породами.

В составе серии отчетливо выделяются две породные группы — более ранняя габбронидная и поздняя гранитоидная. Габбронидами сложен Бельтауский интрузив. Кроме того, они участвуют в строении сложных многофазных массивов — Таушанском, Шайдаразском, образуя в них самостоятельные тела. В виде останцов развиты в Тозбулакском, Актостинском, Шурукском и Восточно-Кынгыртауском массивах. По данным Я. Б. Айсанова, А. И. Егорова (1978), наиболее распространены роговообманковые и авгитовые габбро, нориты и габбро-нориты, гипербазиты (лерцолиды, плагиолерцолиды, пироксениты, перидотиды, горнблендиты, троктолиты, анортозиты). Кварцевые габбро, габбро-диориты и диориты — продукты контактового воздействия гранитоидов. Дайковая фация представлена (в порядке распространенности) микродиоритами, диабазами и диабазовыми порфиритами, микрогаббро, одинитами, лабрадоритами.

Более поздние кварцевые биотитовые сиенито-диориты, сиенито-диориты, амфиболовые сиениты, нордмаркиты, граносиениты и щелочные граниты. Они развиты в основном в виде штокообразных тел в Восточно-Кынгыртауском, Тозбулакском и Бельтауском массивах.

Эти образования прорываются гранитоидными породами, в которых устанавливаются две фазы. Первая включает биотитовые граниты, адамеллиты, редко встречающиеся гранодиориты, вторая — двуслюдяные, иногда турмалиносодержащие граниты, лейкократовые граниты, аляскиты. Этими породами сложена большая часть площади Тозбулакского, Актостинского, Западно-Кынгыртауского массивов и небольшие штоки севернее кол. Шайдараз и северо-восточнее родника Аякгужумды. Х. Т. Туляганов, З. А. Юдалевич и др. (1984) отмечают развитие в связи с гранитоидными нефелиновых сиенитов, сиенитов, кварцевых сиенитов, граносиенитов, слагающих эндоконтактовые серии.

Во вмещающих породах на контактах массивов кульджуктауской серии развиты скарнирование, мраморизация, ороговникование. Породы формировались в мезоабиссальных условиях (Айсанов, Егоров, 1978). Характерно, что роль Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O в ходе

эволюции меняется: в габброидах преобладает  $\text{Na}_2\text{O}$ , а в гранитах —  $\text{K}_2\text{O}$ .

Особенность интрузивного магматизма Кызылкумов — рудная металлогеническая специализация серий. Для бокалинской серии это в основном медь и золото (Йзох и др., 1975). В эндо-экзоконтактах массивов нуратинской серии развиты редкометалльные, иногда с золотом, проявления различных генетических типов (грейзеновые, скарноидные, гидротермальные), что вполне согласуется с геохимическим фоном в гранитоидах. Кульджуктауская серия сопровождается редкометалльно-редкоземельной, медно-никелево-графитовой, золотой минерализацией.

В площадном размещении магматических серий в Кызылкумах наблюдается зональность. На севере внедрился интрузив бокалинской тоналит-трондьемитовой серии. В центральной части развиты интрузии нуратинской гранодиорит-гранитной серии, на юге отмечаются проявления Кульджуктауской габбро-гранитовой серии. Во всех интрузивах отсутствуют глубинные ксенолиты, что свидетельствует о коровом их происхождении. Зональное размещение серий при общем увеличении калиевого содержания с севера на юг не случайно и зависит от особенностей геодинамического режима территории в позднепалеозойское время, как это доказано в ряде складчатых поясов (Зоненшайн, Моралев, Кузьмин, 1976; Мияширо, Аки, Шенгер, 1985).

Бокалинская серия по петрохимическим, петрографическим, геологическим (наличие по геофизическим данным глубоководнопогруженной ножки в северо-восточной части Бокалинского массива) особенностям и металлогенической специализации соответствует гранодиоритовым интрузиям островодужного типа или активных континентальных окраин (Зоненшайн, Кузьмин, Моралев, 1976; Ковалев, 1985). Это объясняет размещение Бокалинского массива, представляющего эту серию, на самом севере рассматриваемой территории как наиболее приближенной к Бельтау-Кураминскому вулканно-плутоническому поясу (Арапов, 1988). Большинство исследователей тоналит-трондьемиты считаются продуктом переплавления коры океанического типа в зонах субдукции и относятся к гранитоидам I типа (Шинкарев, Иванников, 1983).

Нуратинская серия, максимально развитая в Кызылкумах, по ряду признаков, близости по времени становления к процессам шарьирования (см. далее), а также явно коровому характеру сопоставляется с гранитоидами S типа, возникающими в аккреционных призмах на заключительных этапах субдукции, при поддвиге и поглощении окраинно-континентальных областей (Ковалев, 1985; Мияширо, Аки, Шенгер, 1985).

Кульджуктауская габбро-гранитовая контрастная серия, развитая в южной части Кызылкумов, территориально связана с комплексом Кокпатас, интерпретируемым в позднепалеозойское время как шельфовая часть сиалической области. Присутствие ультраосновных и основных пород в составе серии позволяет

предположить раскол коры с внедрением мантийного материала, а наличие элементов расслоенности в габбровых массивах, развитие нефелиновых сиенитов, карбонатитоподобных образований, повышенная калиевоcть гранитоидов и субщелочные разности среди них свидетельствуют о значительной степени консолидации структур (Айсанов, Егоров, 1978) и большой в то время мощности коры. Все это позволяет отнести формирование кульджуктауской серии к режиму рифтогенной обстановки (Абдуллаев, Далимов, 1979). Вероятно, контрастный габбро-гранитовый магматизм Кульджуктау фиксирует положение одной из (северной) ветвей Южно-Гиссарской рифтовой структуры.

Кроме описанных выше магматических проявлений, в Кызылкумах незначительно развиты дайки и трубки взрыва щелочно-базальтоидной формации пермо-триасового возраста, связываемой с этапом постплатформенной киммерийской активизации (Мушкин, 1979). Эта формация характеризуется присутствием в трубках взрыва многочисленных ксенолитов глубинного происхождения — гнейсов, эклогитов, пироксенитов, вебстеритов и т. д., что никогда не встречалось в массивах Бокалинской и Нуратинской серий. По термодинамическим параметрам образования минералов, слагающих ксенолиты, И. В. Мушкин (1979) определяет глубину их возникновения 23—33 км и более. Эти данные свидетельствуют о том, что только к концу перми — началу триаса под территорией Южного Тянь-Шаня и Кызылкумов появилось мощное кристаллическое основание, после чего регион вступил в платформенный режим развития.

### ГЛАВА 3. ЭТАПЫ ДЕФОРМАЦИЙ И ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА АЛЛОХТОННЫХ КОМПЛЕКСОВ

При расшифровке геодинамической эволюции определенной территории необходимо выявить горизонтальные перемещения, поскольку вертикальные в той или иной степени достоверно фиксируются в составе формаций. Установление параметров горизонтальных перемещений, особенно таких, как направление и амплитуда — сложная задача. Основные трудности заключаются обычно в том, что горизонтальные движения, как и вертикальные, могут проявляться как без нарушения и деформации перемещаемых блоков, так и с деформацией, вплоть до полной переработки ранее существовавшей структуры и формы блоков. Такое различие горизонтальных перемещений определяет и разную методику их выявления. В первом случае наличие горизонтальных перемещений территорий и блоков устанавливается при помощи палеоклиматического анализа осадочных формаций и анализа первичной остаточной намагниченности пород (Тёркот, Шуберт, 1985). Во втором горизонтальные перемещения нарушают структуру, текстуру и форму геологических тел, т. е. деформируют их. В таких нарушенных телах возникают новые, ранее им несвойственные структуры и текстуры, которые выражены в виде складок, разрывных нарушений, кливажа и других явлений, относящихся к сфере структурного анализа. Мы исследовали этот тип тектонических движений и их горизонтальные и вертикальные компоненты.

Рассмотрим общие положения структурного анализа, поскольку некоторые особенности его применения малоизвестны — кинематические, динамические и глубинные аспекты. Выделяются три кинематических типа разрывных перемещений — сброс — взброс, сдвиг и надвиг. Относительно устоявшейся системы координат структурного анализа первый тип отвечает перемещению по оси  $\dot{a}$ , второй —  $\dot{b}$  и третий —  $\dot{c}$  (Гзовский, 1963; Паталаха, 1970). В этой же системе рассматривается кинематика складчатых деформаций. В реальных природных условиях исследователь имеет дело с различными уровнями среза земной коры. Соответственно изучаются объекты, деформированные на различных глубинах и при проявлении различных реологических свойств пород. Эта проблема освещалась в работах Е. И. Паталахи (1970, 1985),

В. В. Эза (1976, 1978), А. Н. Казакова (1976) и др., которые считают, что глубина деформаций отражается в синкинематическом парагенезе метаморфических минералов и в целом определяется Р—Т рядом метаморфических фаций. Динамическая классификация деформаций наиболее полно разработана Е. И. Паталахэ (1985). В ее основу положен полевой и экспериментальный материал по исследованию текстур и структур различно деформированных пород, суммированный в виде ряда тектонофаций, включающих 10 обстановок и отражающих различную степень сжатия геологических тел.

Важное значение имеет всестороннее исследование кинематических, динамических и глубинных аспектов преобразования блоков коры. Вопреки широко распространенному мнению о жестком унаследовании проявления тектонических движений (Ахмеджанов и др., 1967; Пятков и др., 1967; Айсанов, Егоров, 1978; Бухарин, Масленникова, Пятков, 1985; Тектоника..., 1989) имеется много данных об отсутствии такой связи или ее проблематичности (Буртман, 1973; 1976; Поршняков, 1973, 1983; Шульц, 1974; Мухин, 1977; Руженцев, Соколов, 1983; и др.). Результаты этих исследований показывают, что геологические тела складчатого основания Тянь-Шаня и Кызылкумов, в частности, деформированы многократно, с различной степенью интенсивности, на разных глубинах и представляют собой часто сложный по форме объект. Эти объекты расположены в различных структурах Южного Тянь-Шаня и сформировались в различных возрастных интервалах палеозоя.

Сложная полидеформационная структура территорий создается в результате последовательного наложения одних этапов деформаций на другие (Паталаха, Слепых, 1974), каждый из которых, в свою очередь, — следствие тех или иных геодинамических обстановок. При детальном изучении особенностей формирования структуры и последовательности проявления этапов деформации получают конкретную информацию о геодинамических режимах, проявленных в регионе. При исследованиях в Кызылкумах авторы брали за основу главным образом методические разработки Е. И. Паталахи (1970, 1985), упрощая или дополняя их в соответствии с поставленной задачей геодинамического анализа. Основным элементом описания принята «структурная триада» (Паталаха, 1970), включающая такие диагностические признаки деформированного объекта, как складки, разрывы и кливаж. Дополняющими элементами описания являлись фиксация линейностей различного типа, текстур пересечения, геометрические соотношения и другие менее информативные элементы.

Видимый разрез земной коры (без осадочного мезо-кайнозойского чехла) Центральных Кызылкумов, как показано выше, составляют пять герцинских структурно-вещественных комплексов с собственным вертикальным рядом формаций. Нижний комплекс — Кокпатас — можно отнести к условному автохтону, а вышележа-

Таблица 1

Последовательность и место проявления этапов деформаций и метаморфизма в структурно-вещественных комплексах Кызылкумов

Стадии, годога- днии	Этапы деформации и их краткая характеристика	Индекс этапа	Кокпатас		Мурун			Букан	Кул- кудук	Тамды	Неоав- тохтон	Время прояв- ления	
			Южная зона	Север- ная зона	Кледон. стр. этаж								
					Тасказ- ган. ал- лохтон	Кос- мана- чин. аллох- тон	Раннег- ерц. и. стурк. этаж						
Киммерид- жальпийская внутриплит- ная	Кольцевые структуры, сбросо- сдвиги и чешуйчатые надвиги	Д <sub>10</sub>	_____									T-Q	
Закрывает гецинской оксали- ческой структуры	Колли- зиона- льная	Открытые прямые складки и разрывные нарушения. Нача- льные ступени зеленослан- цевой фации	(V) Д <sub>9</sub>	_____									C <sub>3</sub> -P
	Субдукционная	Локальные лежащие складки и наволок Кокпатас—Мурун. Нача- льные ступени зеленосланцевой фации	МД <sub>8</sub>	_____									C <sub>2-3</sub>
		Лежащие складки и наволок Мурун—Букан. Начальные ступени зеленосланцевой фации	МД <sub>7</sub>	_____									C <sub>2</sub>
		Лежащие складки, многочислен- ные надвиги, наволок Букан— Кулкудук. Средние ступени зе- лен. фации	МД <sub>6</sub>	_____									C <sub>1-2</sub>



Частичного сокращения каледонской океанической структуры	Коллизия	Локальные лежачие складки, многочисленные надвиги и наволок Кулкудук—Тамды. Средние ступени зеленосланцевой фации	$M D_5$		$C_1$
		Открытые прямые складки	$D_4$		$S_2 - D_1(?)$
	Субдукционная	Метаморфическая полосчатость и кристаллизационная сланцеватость. Амфиболитовая фация (комплекс Тамды)	$M D_3$		$E - O_1(?)$
		Многочисленные лежачие складки и наволок Тасказган—Косманачи между аллохтонами основания комплекса Мурун. Средние ступени зелен. фации	$M D_2$		$S_2$
		Локальные лежачие (?) складки и тектоническое разлнзование океанического подтипа разреза основания комплекса Мурун (аллохтон Тасказган) Высокие ступени зеленосланцевой фации	$M D_1$		$S_1(?)$

Примечание. В скобках локальность проявления процесса.

щие — Мурун, Букан, Кулкудук, Тамды — к аллохтонным. Комплексы перекрываются молассондными отложениями неоавтохтона и прорываются интрузивными массивами. Структурная история комплексов сложна и включает этапы отдельных их частей (каледонские этапы комплекса Мурун), отдельных комплексов или ряда комплексов (герцинские) и наложенные на шарьяжное сооружение Кызылкумов (киммеридо-альпийские). Этапы формирования структуры Кызылкумов можно представить в виде последовательности процессов: каледонское шарьирование — каледонская коллизия — герцинское шарьирование — герцинская коллизия — киммеридо-альпийская активизация. Эти этапы формирования структуры от древних к более молодым показаны в табл. 1. Для обозначения многих деформационных процессов и элементов структуры в дальнейшем прием сокращения: Д — деформация, М — метаморфизм, К — кливаж, сланцеватость, С — складки, Л — линейность.

### СТАДИЯ ЧАСТИЧНОГО СОКРАЩЕНИЯ КАЛЕДОНСКОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ

#### Подстадия субдукционная

Этап М<sub>1</sub> — подбег (?) внутри аллохтона Тасказган комплекса Мурун

Деформации этого этапа охватывают только породы океанического подтипа разреза комплекса Мурун (Тасказганский аллохтон) с возрастным интервалом от позднего протерозоя до раннего силура (?), т. е. породы тасказганской, первых двух подсвит бесапанской, чолчаратауской, кокпатасской, ходжаахметской и коксайской свит. Они проявлены в виде кристаллизационной сланцеватости и субпараллельных ей кварц-полевшпат-слюдистых сегрегаций в породах терригенного ряда и в виде изоклинальных складок, кристаллизационной сланцеватости, кливажа осевой поверхности в породах позднего протерозоя (?) и позднего протерозоя — раннего кембрия (?).

Структурный парагенезис этого этапа впервые выявлен и изучен при съемочных и тематических работах разного масштаба Ю. К. Быковским и др. в 1975 г., подробно описан П. А. Мухиным, Ш. Ш. Сабдушевым, Ю. С. Савчуком, А. В. Толоконниковым и др. в 1979—1984 гг. По данным этих исследователей, раннекаледонский этап деформаций (МД<sub>1</sub>) представляет собой сплошную зону тектонического течения пород по бесчисленным, вплоть до субзернового уровня, кливажным плоскостям в породах с синхронной полной перекристаллизацией первичных обломочных структур.

В самых древних позднепротерозойских (?) породах пластическое течение проявилось в виде синдеформационного диафтореза кристаллических сланцев по плоскостям наложенного кливажа, внутри которого кристаллизовался парагенез минералов биотит-

хлоритовой субфации — биотит, хлорит, мусковит, альбит-олигоклаз, актинолит. Многие из этих минералов имеют не только плоскостную ориентировку, подчеркивая кливаж, но и линейную, очень выраженную на площади и параллельную шарнирам замков изоклинальных складок. В работах ряда исследователей (Гарьковец и др., 1974; Хохлов и др., 1974; Мухин, Савчук, Колесников, 1988) указывалось, что деформационный реликтовый парагенез минералов этой формации представлен ассоциацией эпидота, биотита, граната (андрадит), основного плагноклаза, кварца, амфибола (роговая обманка) и, возможно, силлиманита, кордиерита, которая является показателем проявления эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма при  $T=440-530^{\circ}\text{C}$  и  $P=5-6$  кбар. Отмечалась реликтовая массивная текстура пород, содержащих эту ассоциацию, указывающая на перекристаллизацию пород в статических или в условиях растяжения. Доэпидот-амфиболитовый парагенез минералов и структур, по-видимому, связан с еще более ранней деформацией пород в условиях зеленосланцевой фации. Из-за ограниченного развития таких пород в Кызылкумах, почти полной переработки их последующими процессами структурно-метаморфического преобразования и плохой изученности мы их не рассматриваем.

Этот же процесс в позднепротерозой-кембрийских (?) породах тасказганской свиты проявлен еще более отчетливо (табл. 2). Интенсивная деформация пород в виде многочисленных изоклинальных складок, кливажа осевой поверхности и линейности пересечения кливажа со слоистостью устанавливается в пределах каждого обнажения. Как и в более древних породах, кливаж подчеркивается ориентированным расположением зерен кварца, карбоната и углеродистого вещества (рис. 11, 12) (в кремнистых и карбонатных породах), актинолита, хлорита, альбита (в метаэффузивах). Полностью совпадает и пространственная ориентировка складок по наклону осевых поверхностей, кливажа осевой поверхности и шарниров соответственно линейности пересечения и минеральной линейности наложенного парагенезиса. Ориентировка этих линейных элементов в совмещенной структуре закономерно изогнута наложенными деформациями, но статистический анализ (уч. Тасказган, горы Ауминзатау и т. д.) позволяет предполагать их первоначально меридиональное направление (табл. 2, рис. 13).

Морфологическое изучение складок показало, что процессы тектонического течения очень интенсивны. Это устанавливается по преимущественно стреловидной форме складок с отношением длины полуволны к амплитуде  $1:5-30$ , что приводит во многих случаях к тектоническому линзированию пород, в крупных масштабах отражаемому на картах в виде линзовидного чередования пород. Размеры «линз» в таких случаях могут достигать нескольких сотен метров в длину и первых десятков метров в толщину, образуя лентовидные «слои» в псевдостратифицированных

Динамическая, кинематическая и метаморфическая характеристики этапа деформаций МД<sub>1</sub>

Динамика		Кинематика		Метаморфизм		
форма складок	разрывы	структурный параллелизм	тектопофашиа, сжатие, %	ориентировка шарниров	вертикальность и стиль деформации	
Изоэпидимальные стреловидные складки 1:1 ÷ 30	разрывы, по-всеместные	Складки, сквозной кливаж, линейность, тектоническое различное название, полная линеаризация пэрд	VIII—X в. вырожденная, тектоническая, 67—100%	Угловатая, 0—180±40°, пологие и наклонные	Лежачие?	Западная? Пластинчатые глубинные шарниры ювенильные
						Мусковит, биотит, актинолит, кварц, карбонат, гранат (спессартин-гэ-суляр) Т—350—450 С альбит, графит, магнезит, хлорит
						Битит-хлоритовая субфация зеленосланцевой фации, Т—350—450 С альбит, графит, магнезит, хлорит
						парагенез минералов
						фашиа, Р—Т условия и характер проявления

комплексах, часто принимаемых за ненарушенные (Тектоника..., 1989).

В апотерригенных породах кембрия — раннего силура деформации этого этапа также достаточно проявлены. Следы в виде деформационной кристаллизационной сланцеватости зафиксированы в Южном Тамдытау, Аумнизатау и Южном Букантау. Чаще всего она представлена тонкочередующимися (доли и первые миллиметры) темными и светлыми полосами (рис. 14). Однако микроскопическое исследование пород показывает, что темные «слойки» представлены ориентированным агрегатом биотита, мусковита, хлорита, углеродисто-рудного вещества со всеми признаками кристаллизации под давлением. Одновременно с этим светлые «слои» — это мозаичный гранобластовый агрегат кварца и альбита с небольшой примесью биотита и мусковита.

В результате длительного и тщательного поиска складок в метатерригенных породах они обнаружены в единичных случаях. Это позволяет предполагать, что деформация пластического течения происходила в плоскости, примерно совпадающей с первичной слоистостью пород.

Другой выраженный элемент деформации этапа МД<sub>1</sub> — минеральная линейность в апотерригенных породах. Она представлена ориентированно расположенными слюдястыми минералами (биотита, мусковита и реже альбита и кварца) в виде веретенообразных

зерен в плоскости кльважа  $K_1$ . Их оптическая ориентировка совпадает с линейностью (Мухин, 1982). Эти данные также

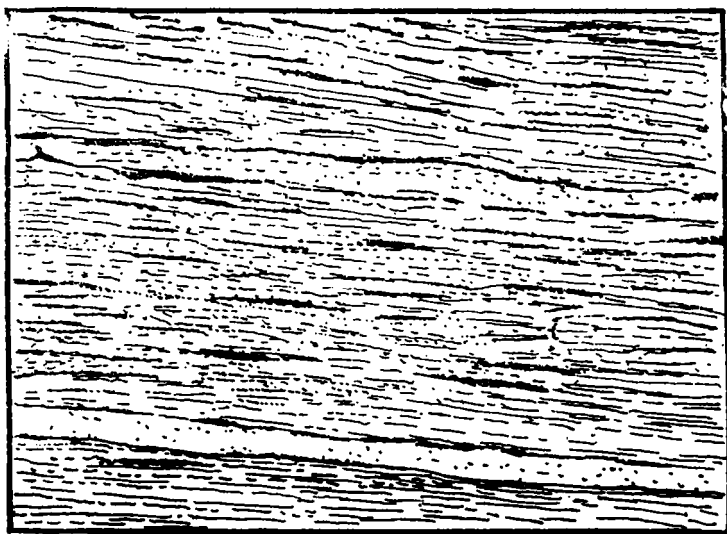


Рис. 11. Кварцит. Полосчатое перераспределение кварца и углеродисто-рудного вещества. Николи параллельны. Участок Тасказган.

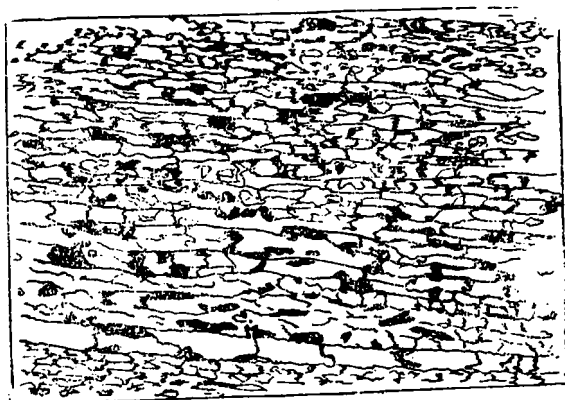


Рис. 12. Кварцит. Уплощенно-паркетная кристаллизация кварца вдоль кльважа  $K_1$ . Николи скрещены.

указывают на синдеформационную перекристаллизацию минералов, слагающих породу. Деформации этого типа установлены в породах Мурунтауской «линзы» (Бендик, 1970) в виде сильно

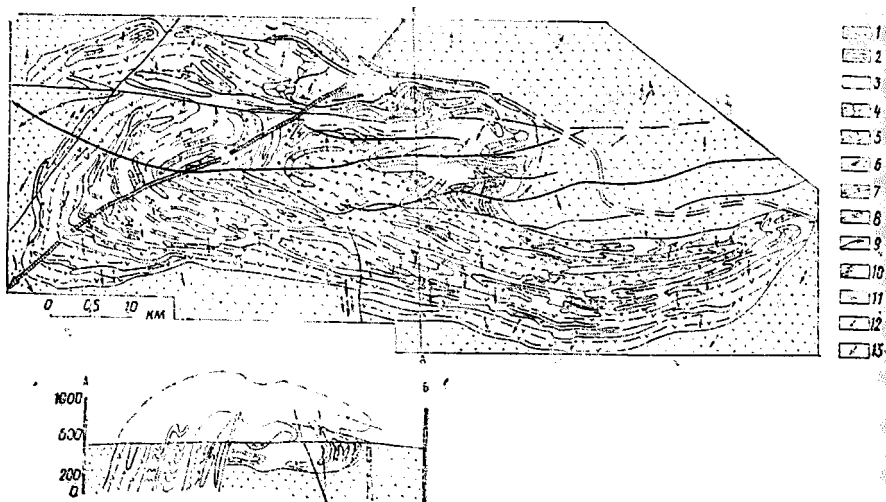


Рис. 13. Геолого-структурная карта урочища Тасказган (Южный Тамдытау).

Диафторированные кристаллические сланцы: 1 — среднекислые апотерригенные; 2 — основные вулканогенные; кремнисто-карбонатно-метавулканогенная формация; 3 — частое чередование кремнистых (кварциты) и карбонатных (мрамора) пород; 4 — маркирующие горизонты мраморов; 5 — маркирующие горизонты вулканитов основного состава; 6 — метатерригенные сланцы кремнисто-карбонатно-терригенной формации; 7 — герцинские дайки; 8 — замок лежащей складки МД; 9 — замок складки (М)Д; 10 — замок складки Д; 11 — осевые поверхности мелких складок МД; 12 — шарниры МД; 13 — линейность МД.

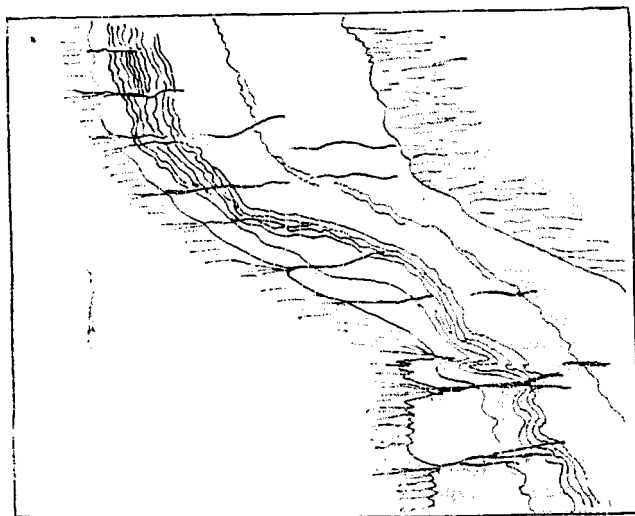


Рис. 14. Деталь замка складки МД. Видны доскладчатый кливаж К<sub>1</sub>, подчеркнутый биотитом и хлоритом и субпараллельная ему деформированная метаморфическая полосчатость, подчеркнутая кварцем, альбитом и биотитом. Субгоризонтально к наблюдателю развивается кливаж К<sub>2</sub>, пересекающий кливаж К<sub>1</sub>. Шлиф. Участок Каратау.

сжатых складок меридиональной ориентировки (Савчук, Колесников, 1982; Савчук, 1989а).

Разрывы этапа МД<sub>1</sub> встречаются повсеместно и являются постоянным элементом структурного парагенеза. Они легко выявляются при детальном картировании почти в каждом обнажении и повсеместно присутствуют в шлифах. В типичном случае разрывы на макроуровне представляют собой зоны интенсивного кливажирования пород, вплоть до превращения крупных слоев кварцитов и мраморов в своеобразные кварцито-сланцы и полосчатые карбонатно-кварцитовые. Породы обладают совершенной сланцеватой текстурой и делятся на плитки (микролитоны) толщиной несколько миллиметров. Поперек плиток фиксируются мельчайшие стреловидные складки, разорванные поверхностями кливажа и смещенные на десятки сантиметров и первые метры в каждом микролитоне. Наиболее часто такие зоны развиваются на границах породных разностей, особенно метаэффузивов и кристаллических сланцев с кварцитами. Мощность зон достигает иногда десятков метров, в красных частях переходя в собственно кливаж пород. Амплитуду перемещений таких относительно мощных зон выявить не удастся, даже при детальном картировании, поскольку в толщах отсутствуют хорошие маркирующие горизонты. Можно только предполагать, что величина смещений может быть более сотни метров.

Возможно большая величина смещений подтверждается также общим линзовидно-уплощенным строением деформированных пород, представляющим собой продукт тектонического разлинования в макро- и мегамасштабах, т. е. деформированный объем пород испытал полное пластическое перемещение одних частей относительно других и является полностью линейризованным объектом. В пределах Кызылкумов не осталось ни одного участка, где деформации в породах отсутствовали или проявились незначительно. Структурный парагенез по классификации Е. И. Паталахи (1985) соответствует VIII—X тектонофациям мезозональной шовой складчатости.

Проявление деформаций в аллохтоне Тасказган сопровождалось заметным синкинематическим региональным метаморфизмом. Об этом свидетельствует наличие устойчивого парагенезиса минералов, ориентированного в плоскости кливажа параллельно линейности пересечения и шарниром складок МД<sub>1</sub>. Парагенез зависит от состава пород, в которых он развивается. В разностях относительно обогащенных кварцев (кварциты, некоторые разновидности кристаллических сланцев, метатерригенные породы) кливаж подчеркивается уплощенной формой ориентированных кристаллов кварца, альбита, часто с характерными «теньями давления». В более алюмосиликатных породах кливаж выполняется биотитом, мусковитом. Разности, обогащенные кальцием, железом и марганцем, содержат синкинематические минералы: эпидот, хлорит, карбонат, актинолит, гроссуляр. Сопутствующая мета-

морфическая полосчатость в породах состоит из тех же минералов, что и кливаж.

Парагенез минералов этого типа, как показал В. В. Кнауф (1984—1986 гг.), не является термодинамически равновесным, что позволило в ряде случаев сохраниться реликтовым парагенезам минералов. Отсутствие равновесия при кристаллизации синкинематических минералов влияет на определение при точной оценке  $P$ — $T$  параметров метаморфизма. Выполненные В. А. Хохловым и др. в течение последних 15 лет анализы составов метаморфических минералов подтверждают колебания температур при их образовании от 280 до 450°C при умеренных и низких давлениях. Широкий спектр колебаний определяемых температур метаморфизма, по нашему мнению, может быть связан с региональным наложенным метаморфизмом и деформациями.

Возраст проявления деформаций нами оценивается как раннесилурийский. Об этом свидетельствует охват ими всех формаций аллохтона Тасказган от позднего протерозоя до раннего силура (нижняя возрастная граница). Верхняя возрастная граница проявления деформаций определяется по наличию гальки метаморфизованных кварцитов в базальном горизонте перекрывающей карбонатной формации как додевонская. Принимая во внимание наиболее часто встречаемую датировку пород аллохтона Тасказган калий-аргоновым методом по валовым и мономинеральным пробам в пределах 470—417 млн лет, отвечающих среднему ордовику — раннему силуру, можно полагать, что наиболее вероятный — раннесилурийский возраст метаморфизма и связанных с ним деформаций.

На основании сказанного обсудим возможную геодинамическую интерпретацию полученных данных. Необходимо отметить, что структурный парагенез и морфология складок отчетливо указывают на очень большое сжатие всего объема пород аллохтона, сопровождавшееся сплошным течением и линейризацией. Плоскость течения по пространственному положению в этот период была близка к поверхности наслоения кембрий-раннесилурийских отложений, что привело к возникновению текстур течения при почти полном отсутствии складок. Поскольку более ранних деформаций, чем этап  $DM_1$  в кембрий-раннесилурийских породах не обнаружено, можно полагать, что пластическое течение и динамометаморфизм пород происходили в плоскости, близкой к горизонтальной, т. е. массы горизонтально перемещались. Одновременно с этим в более древних позднепротерозойских и позднепротерозой-кембрийских отложениях процесс течения сопровождался складками. Это означает, что плоскости наслоения пород этих формаций к моменту горизонтального перемещения располагались под заметным углом к горизонту, в противном случае складки бы не возникли. Это приводит к мысли о наличии скрытого, уничтоженного динамометаморфизмом несогласия между позднепротерозойскими-кембрийскими существенно вулканогенными



ми и кембро-раннесилурийскими существенно терригенными отложениями.

Направление субгоризонтального течения пород в современной системе координат может быть определено как широтное, поскольку шарниры складок и линейность этого этапа статистически ориентированы в меридиональном направлении. Из двух возможных направлений горизонтального широтного пластического течения всего объема пород по единичным замерам вергентности чаще предполагают западное относительно «выжимания» деформированного объема. К этому же выводу пришел Р. Х. Миркамалов (1987).

Процесс деформации МД<sub>1</sub> происходил на некоторой глубине, которая может быть оценена приблизительно с учетом палеогradientа температур. На ранних этапах развития складчатых поясов она колеблется от 8 до 15 град/км (Миясино, Аки, Шенгер, 1985), что позволяет оценивать глубину проявления динамометаморфизма в пределах 30—40 км. Вероятно, это значение предельное, поскольку не учитывает давление флюида при метаморфической дегидратации пород, которое может достигать большой величины (Мусатов, Межеловский, 1987).

Поскольку все главные процессы регионального динамометаморфизма описанного типа проявляются преимущественно на сходящихся границах плит, можно достаточно уверенно предполагать, что деформации аллохтона Тасказган скорее всего проявились в условиях субдукционной геодинамической обстановки.

#### Этап МД<sub>2</sub> — поддвиг аллохтона Тасказган под аллохтон Косманачи

Проявлен в обоих подтипах разреза основания комплекса Мурун, охватывает все додевонские толщи Южного Тамдытау, Аристантау, Бельтау, Джитымтау, Ауминзатау, Букантау (к югу от Ирлирской гряды). Ему свойственны пластический стиль деформаций и региональный динамометаморфизм (МД<sub>2</sub>).

Типичные формы, фиксируемые в обнажениях, — разобщенные складки — полуволны со срезанными крыльями. Степень сжатия (отношение длины полуволны к амплитуде) оценивается в пределах 1:3—10. Крылья складок при такой морфологии обычно параллельны друг другу и на значительном расстоянии создают видимость моноклиального строения разреза. Она усиливается благодаря сквозному развитию кливажа осевой поверхности, проявленного местами настолько сильно, что он затушевывает слоистость или более ранние динамометаморфические текстуры. Замки складок в среднем более округлые, чем в этапе МД<sub>1</sub>.

Охват деформациями всего объема основания комплекса Мурун фиксируется и по крупным складчатым формам (рис. 15, 16). Детальное картирование структуры аллохтона Тасказган показывает наличие изоклиальных, первично лежащих складок с амплитудой, превышающей первые километры. Наиболее показат

тельные в этом отношении складчатые структуры урочищ Тасказган (Южный Тамдытау) Чолчаратау (Южный Букантау).

На геолого-структурной карте урочища Тасказган (рис. 13) крупная, первоначально лежачая складка, смятая дополнительно в антиформу, устанавливается по пространственному поведению осевых поверхностей изоклиналиных складок МД<sub>1</sub> и сопутствующему им кливажу осевой поверхности, а также границам крупных литолого-структурных элементов (в частности, границы между поздней протерозой-кембрийскими и кембро-раннесилурийскими отложениями). Наличие лежачей складки с изогнутым шарниром, погружающимся на запад-северо-запад и восток-юго-восток, устанавливается по различному структурному положению

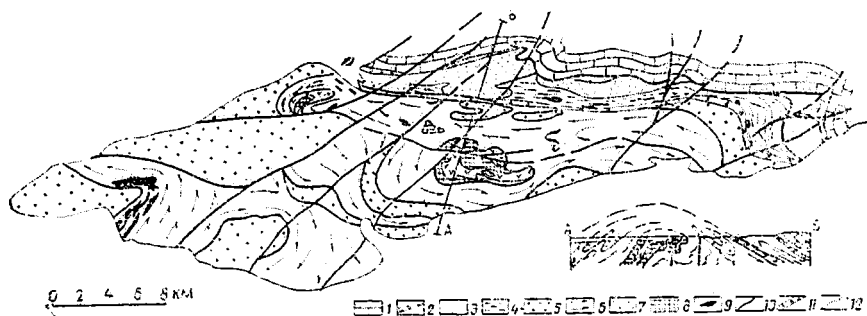


Рис. 15. Схематическая геолого-структурная карта нижней части комплекса Мурун (Южный Тамдытау). А—Б — разрез.

Карбонатная формация: 1 — известняки и доломиты, 2 — базальный горизонт конгломератов и гравелитов; формации аллохтона Косманачи; 3 — терригенно-полимиктовая, 4 — кремнисто-карбонатно-терригенная; формации аллохтона Тасказган; 5 — метатерригенная; 6 — карбонатно-кремнисто-метатерригенная; 7 — метавулканогенная карбонатно-кремнистая; 8 — метавулканогенно-сланцевая; 9 — экзотические тела кремней и карбонатов; 10 — разломы поздних стадий; 11 — наволок Тасказган-Косманачи; 12 — контуры горной части района.

метатерригенных сланцев кембрия — раннего силура на более древних отложениях в пределах южного крыла и западной периклинали и под ними на восточной периклинали при плавном изменении положения границ через вертикальное на северном крыле. Конформно границам ведут себя и складки этапа МД<sub>1</sub>, имеющие на южном крыле южные наклоны осевых поверхностей С<sub>1</sub> и К<sub>1</sub>, на северном — вертикальные, а на восточном — западные, пологие, около 40—50°. Обратная последовательность разреза на восточной периклинали подтверждена при поисковом бурении. Таким образом, ядро складки сложено дислоцированными породами позднего протерозоя-кембрия, облекается породами кембрия — раннего силура и является, таким образом, для этапа МД<sub>1</sub> лежачей антиклинально, замок которой повернут выпуклостью к северу. Подковообразное строение складки в разрезе обуслов-

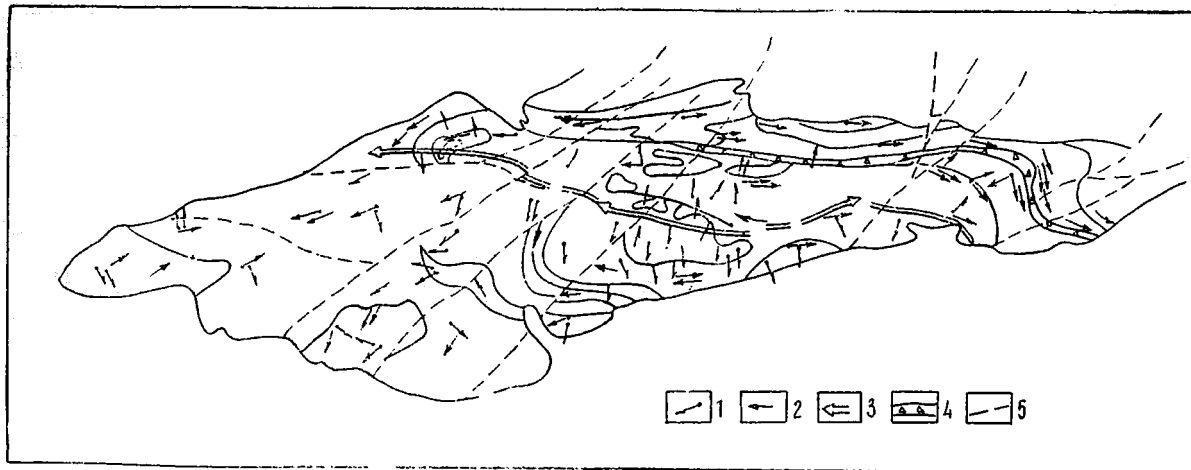


Рис. 16. Ориентировка линейности двух этапов в породах основания комплекса Мурун (горы Южный Тамдытау):

Линейность: 1 — этапа  $MD_1$ ; 2 — этапа  $MD_2$ ; 3 — Тасказганская антиформа этапа (M)  $D_0$ ; 4 — наволок Тасказган — Косманачи этапа  $MD_2$ ; 5 — разломы этапа  $D_{10}$ .

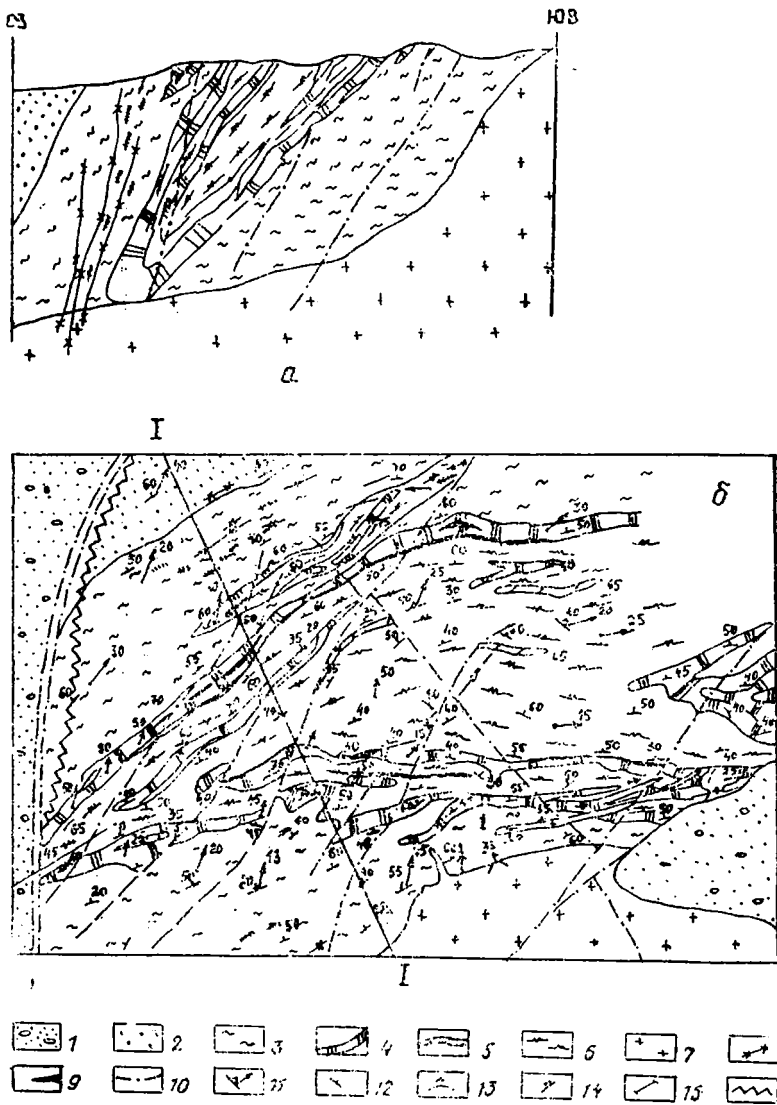


Рис. 17. Схема геологического строения (б) и разрез (а) участка Чолчартау:

1 — мезо-кайнозойские отложения; кокпатасская свита; 2 — кварцсодержащие метачаники и метаалевролиты; 3 — сланцы углисто-кремнистые, углистые, серицит-кремнистые; 4 — углеродистые кремни, кварциты; 5 — доломиты; 6 — амфиболиты и амфиболсодержащие сланцы, прослои кварцитов и доломитов; 7 — гранодиориты, адамеллиты ( $C_2-P_1$ ); 8 — дики среднего и кислого состава ( $C_2-P_1$ ); 9 — шеелитосные скарново-рудные тела; 10 — разломы; элементы залегания: 11 — осевой поверхности и шарниров (линейности) изоклинальных складок; 12 — кливажа осевой поверхности; 13 — кровли интрузива; 14 — контакты пород; 15 — линия геологического разреза; 16 — проекция шарнира Ходжаахметской структуры на дневную поверхность.

лено наложенным на нее антиформным изгибом более поздних этапов.

Однотипность стиля деформаций аллохтона Тасказган по всей территории подтверждается исследованиями на участке Чолчаратау (Южный Букантау). На рис. 17 закартирован фрагмент западной перекинали крупной линейной складки. Ядро складки представлено, как и на участке Тасказган, чередующимися породами кремнисто-карбонатно-метавулканогенной формации позднего протерозоя — кембрия (?), а крылья — породами кембросреднеордовикской кремнисто-карбонатно-терригенной. На всех предшествующих геологических картах структура гор Чолчаратау трактовалась как изоклиальная антиклиналь. Детальное картирование, выполненное М. И. Ильиным с одним из авторов данной работы в 1985 г., показало, что в трактовке структуры предлагаемой «антиклинали» есть два противоречия. Первое заключается в том, что углы наклона пород северного крыла существенно круче ( $70-90^\circ$ ), чем южного ( $40-70^\circ$ ) и, следовательно, при общем падении на север они должны сходиться друг с другом на глубине, что является признаком синклинали или ныряющей антиклинали. Второе обнаруживается при картировании направления погружения шарниров мелких изоклиальных складок, которые по варианту «антиклинали» должны быть погружены в западных румбах, но в действительности полого погружены в восточных, что естественно для структуры со сходящимися вниз крыльями, т. е. синклинали или перевернутой антиклинали. Построение детальных разрезов с использованием данных структурного бурения показало, что структура участка Чолчаратау представляет собой фрагмент ныряющего замка антиклинали. Шарнир замка имеет субширотную ориентировку, выпуклость антиклинали обращена к северу, как на участке Тасказган. С учетом общей геологической обстановки амплитуда лежащей складки оценивалась свыше 10 км (Мухин, Ушаков, Ильин, 1985).

Еще большая амплитуда лежащей складки, трансформированной в тектонический покров, в пределах комплекса Тасказган приводится в работе Р. Х. Миркамалова (1987). При изучении тектонического строения гор Ауминзатау, Бельтау и Джетымтау он отмечал, что повсеместно позднепротерозой-кембрийские отложения кремнисто-карбонатно-метавулканогенной формации наведены на кембро-силурийские отложения существенно метатерригенных формаций. Амплитуда складки шарьяжа составляет только в горах Ауминзатау свыше 10 км, в целом для Ауминзат-Джетымтауского горного узла — более 25 км. Однако столь значительная амплитуда требует проверки структурным бурением.

Сочетание мелких складчатых форм с крупными лежащими складками характерно также и для аллохтона Косманачи, сложенного окраинно-океаническим подтипом разреза. Первые сведения о наличии крупных лежащих складок приведены Ю. К. Быковским и др. (1975) по результатам исследования структуры гор

Аристантау, ранее рассматривавшаяся как антиклиналь с умеренно наклоненными крыльями. Детальные структурные исследования в центральной части антиклинали показали, что породы в ядре складки более молодые по возрасту, чем на крыльях и повсеместно находятся в запрокинутом залегании. Тщательное картирование участка позволило выявить изогнутую лежащую антиклиналь ныряющим к северу замком. Амплитуда антиклинали составляет более 4 км (рис. 18).

Сложная изоклинально-чешуйчатая структура аллохтона Косманачи устанавливается на одноименном участке стратотипического развития. На структурной карте участка в его центральной

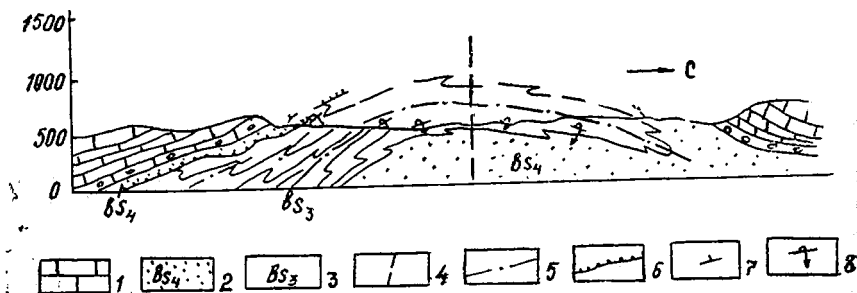


Рис. 18. Строение Аристантауской антиформы (по Ю. К. Быковскому и др., 1975):

1 — карбонатные отложения с базальным горизонтом в основании; 2 — песчаники четвертой подсвиты беспанской свиты; 3 — алевро-сланцевые отложения третьей подсвиты беспанской свиты; 4 — осевая поверхность лежащей антиклинали; 5 — осевая поверхность наложенной антиформы; 6 — вязкие разрывы; 7 — элементы залегания пород; 8 — опрокинутые залегания пород.

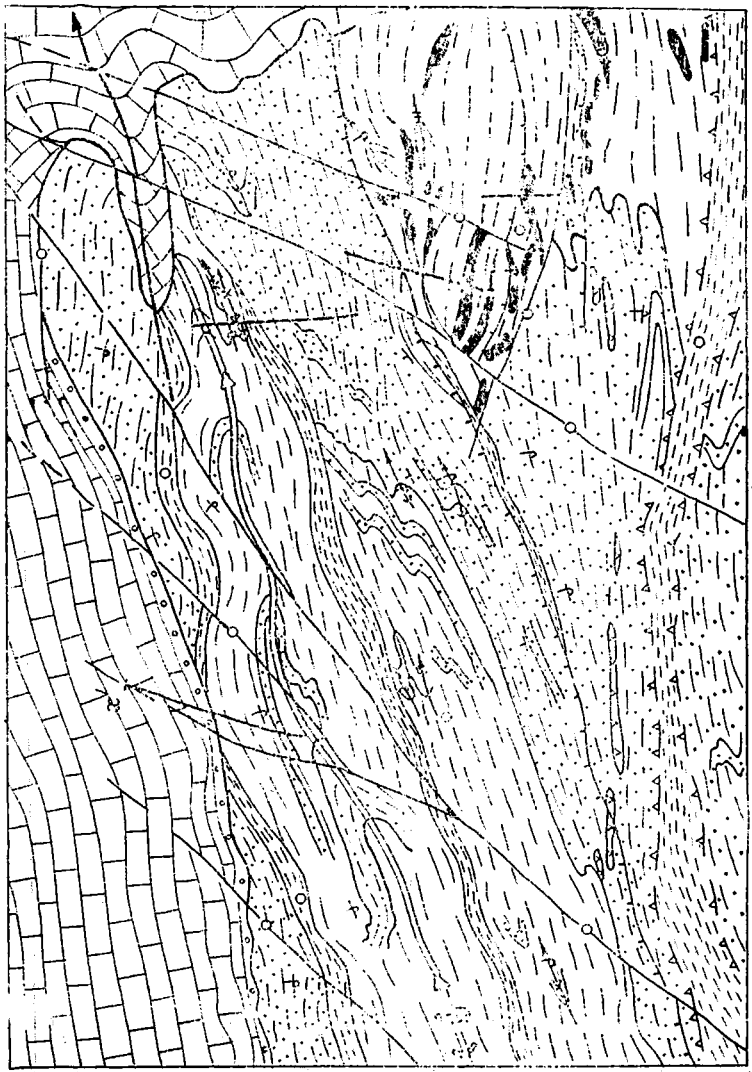
части прослежено северо-восточное замыкание крупной перевернутой (ныряющей) Косманачинской синклинали (рис. 19). Шарнир складки полого погружается в восток-северо-восточном направлении под углом 10—30°. Мелкие складки имеют ту же ориентировку, указывая на высокую степень упорядоченности ламинарного тектонического потока. Ширина складки не менее 2 км, длина более 5 км, амплитуда свыше 3 км. Складка осложнена

Рис. 19. Геолого-структурная карта участка Косманачи. Составил П. А. Мухин с использованием материалов Э. Э. Асадулина, Л. П. Фадеевой, И. В. Королевой, И. В. Кондель, Д. Ф. Капустина и биостратиграфических данных Э. М. Абдуазимовой, В. Н. Пучкова.

Карбонатная формация (Д—С<sub>2</sub>): 1 — доломиты, известняки; 2 — базальный горизонт конгломератов; аллохтон Косманачи, терригенная полимиктовая формация (О<sub>1</sub>—S<sub>1</sub>); 3 — алевро-песчано-сланцевая пачка (S<sub>2</sub>); 4 — песчаная пачка (О<sub>2</sub>—S<sub>2</sub>); 5 — аллохтон Косманачи, кремнисто-карбонатно-терригенная формация (черное—«экзотические» тела); 6 — аллохтон Таскагай, метатерригенная формация (О<sub>3</sub>—S<sub>3</sub>); 7 — прослеженные горизонты; 8 — зоны «вязких» разрывов; 9 — то же, вне масштаба; 10 — шов наволоки Таскагай — Косманачи; 11 — стратиграфические границы; 12 — простирающие кляважа К<sub>1</sub>; 13 — ось Косманачинской перевернутой синклинали; 14 — наложенные складки; 15 — постскладчатые разломы наложенных этапов; 16 — оси перевернутых мелких антиклиналей; 17 — то же, синклиналей; 18 — нормальное залегание; 19 — опрокинутое залегание

- 16
- 17
- 18
- 19

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15



«вязкими» разрывами по обе стороны от ядерной части. Мощность этих разрывов 100—150 м, кроме того, вдоль кливажа развивается масса более мелких разрывов. Кливаж ориентирован однородно по простиранию и на глубину, с северным наклоном при углах 40—60° и занимает субпараллельное положение к осевым поверхностям складок. С юга складка осложнена более мелкими изоклинальными с разрывами на крыльях. Обе аллохтонные единицы — Косманачи и расположенная южнее и структурно ниже Тасказган — разделены наволоком Тасказган — Косманачи мощностью до 500 м, однородно конформно кливажированы, создавая псевдоненарушенный облик толщи. Важная особенность структуры — ныряющий стиль складок, который легко доказывается по текстурам кровли-подошвы слоев (рис. 20) и подтвержден палеонтологически. Таким образом, вергентность складок на данном участке развития аллохтона Косманачи оказывается северной, той же самой, что установлена в горах Аристантау.

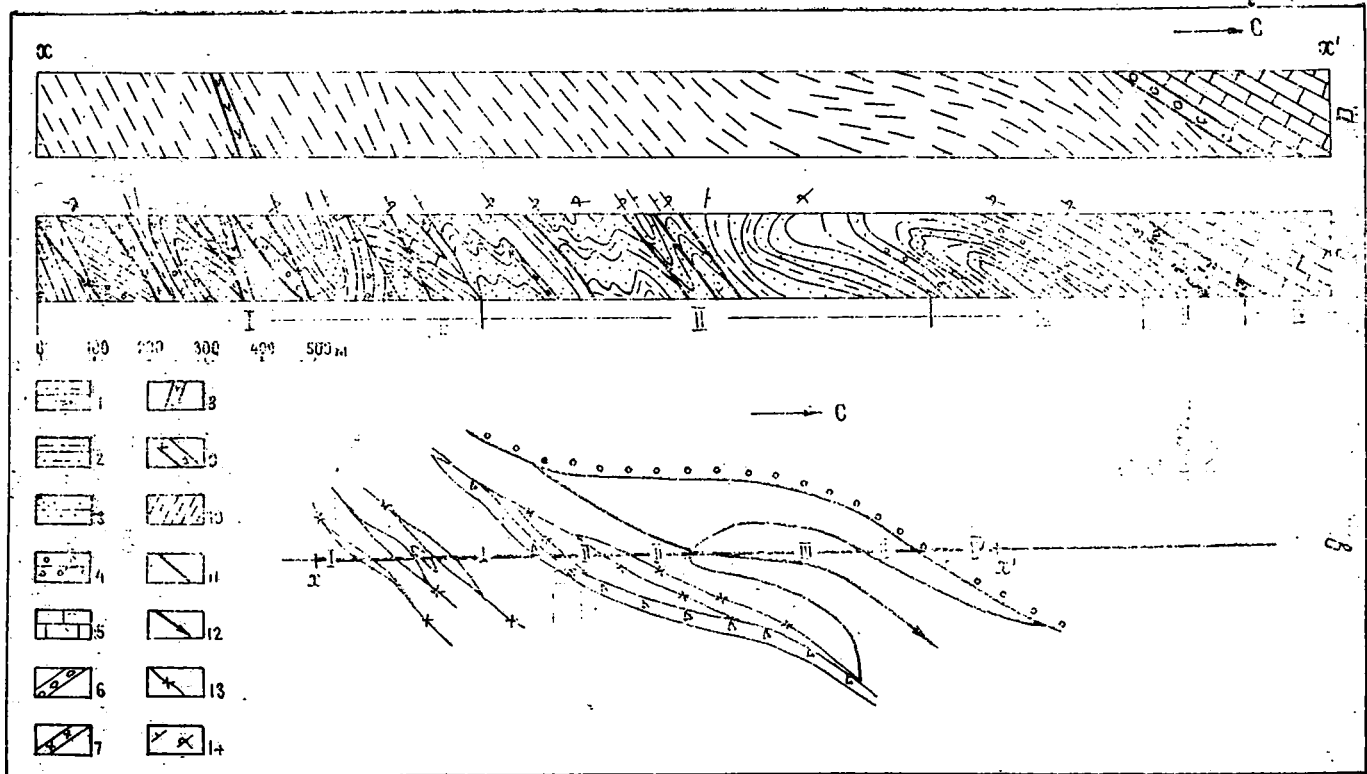
При изучении структуры нижней части комплекса Мурун широкое развитие лежащих разноамплитудных складок обнаружено А. В. Толоконниковым, П. А. Мухиным (1978) в горах Амантайтау (рис. 21), К. В. Захаревичем и др. (1987) в горах Бельтау и Р. Х. Миркамаловым (1987) в горах Ауминзатау, Бельтау, Джитымтау. В течение последних 15 лет аналогичные сведения об изоклинально-чешуйчатом строении гор Южного Букантау получены Я. Б. Айсановым, В. Н. Ушаковым, А. Я. Котуновым и др. Таким образом, региональное развитие разномасштабных лежащих складок, имеющих северную вергентность, не вызывает сомнений.

Осевой кливаж — постоянный элемент структурной триады этого этапа. Он проявлен, хотя и с разной интенсивностью, во всех литологических разностях аллохтонов Тасказган и Косманачи, включая даже мощные пачки мономинеральных кварцитов. Наиболее хорошо и совершенно кливаж проявляется в глинистых и алевроглинистых разностях. Здесь он охватывает весь объем пород до субзернового уровня и по нему может формироваться эмбриональная вторичная полосчатость (рис. 22, 23). В более грубых песчано-гравийных разностях кливаж часто из тонких пластинок делимости пород превращается в груболинзовидный с толщиной микролитонов 1—2 см. В шлифах кливаж легко устанавливается благодаря уплощенной форме обломков с «теньями давления» и перекристаллизации тонкого материала матрицы в ориентированный слюдястый серицитовый, серицито-углеродистый и серицито-хлоритовый агрегат.

Рис. 20. Сводный литолого-структурный разрез через участок Косманачи:

а — поведение кливажа  $K_2$ ; б — поведение слоистости; в — обобщенная структурная интерпретация; 1 — пелиты; 2 — алевролиты; 3 — песчаники; 4 — гравелиты и гравийные песчаники; 5 — доломиты; 6 — конгломераты; 7 — кварцито-карбонатные «экзотические» тела; 8 — позднепалеозойские дайки; 9 — главные «вязкие» разрывы; 10 — кливаж  $K_2$ ; 11 — мелкие разрывы; 12 — осевая поверхность складки (стрелка показывает направление омолаживания разреза); 13 — мелкие «вязкие» разрывы; 14 — места определения нормальных и опрокинутых залеганий пород.





В метапородах аллохтона Тасказган, испытавших динамометаморфизм МД<sub>1</sub>, описанный выше, кливаж К<sub>2</sub> также постоянный член структурной триады и занимает осевое положение по отношению к складкам этой генерации. Накладываясь на кливажные поверхности К<sub>1</sub> и синхронную полосчатость, он смещает и деформирует их повсеместно даже на микроуровне. Пересечение кливажом ранее созданных метаморфических тектур приводит к переориентировке ранее созданного парагенеза минералов и метафторическому перерождению. Биотит разлагается с выделением рутил-сфенового тончайшего агрегата и переходит в хлорит

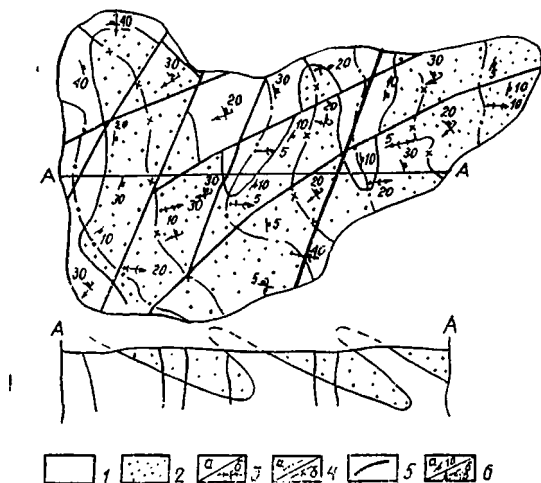


Рис. 21. Схема геологического строения гор Амантайтау (по Толоконникову, Мухину, 1978):

Ордовик — силур, терригенные отложения: 1 — нижняя пачка (сланцы, алевролиты); 2 — верхняя пачка (алевролиты, песчаники, гравийные песчаники) 3 — мелкие лежащие складки: а — антиклинали, б — синклинали; 4 — осевые поверхности крупных лежащих складок: а — антиклиналей, б — синклиналей; 5 — разломы наложенных этапов; 6 — залегание пород: а — нормальное, б — опрокинутое.

и серицит. Чешуйки мусковита дробятся и также переходят в ориентированный по новому направлению агрегат серицита. Очень часто плоскости кливажа обильно импрегнируются рудным и углеродистым веществом. Весь парагенез синкливажных минералов соответствует серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. Температура синклинального метаморфизма определялась неоднократно в пределах 200—280°C (Хохлов и др., 1974; Захаревич и др., 1987; и др.).

Разрывные структуры этого этапа широко распространены среди пород Тасказганского и Косманачинского аллохтонов ниж

ней части разреза комплекса Мурун, однако они настолько специфично выражены, что долгое время не опознавались, да и в настоящее время их выделение вызывает споры. Это в первую очередь обусловлено тем, что разрывные структуры данного типа имеют непривычное внутреннее строение, без резких ограничений, и выявляемые зоны пластического синметаморфического течения, представленные сланцеватыми бластимилонитами, постепенно переходят в участки конформного кливажирования пород, создавая видимость ненарушенного залегания.

В типичном случае зоны разрывов подобного типа хорошо видны среди изоклинально смятых слоистых пород, когда изоклинальные складки разобщены на серию пластин-полуволн со свое-

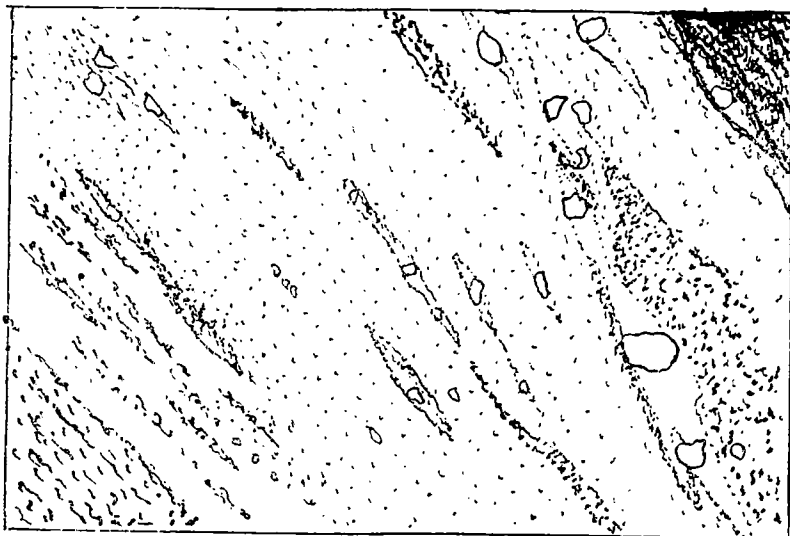


Рис. 22. Линзовидно-полосчатое перераспределение углеродисто-рудного вещества вдоль плоскостей кливажа К<sub>2</sub> в терригенной полимиктовой формации аллохтона Косманачи. Шлиф, николи параллельны, прорисовка по фотографии. Горы Аристантау.

образным линзовидно-ленточным чередованием пород, представляющих собой фрагменты расплюснутых и сильно вытянутых слоев. Одновременно резко возрастает степень кливажирования литологически однотипных пород по сравнению с замковыми частями складок. В зонах разрывов даже самые «жесткие» породы (обычно песчаники на кремнистом цементе, которые очень слабо кливажируются в замках, сохраняя массивную текстуру) превращаются в сланцы с очень ярко выраженной способностью раскалываться на тонкие плитки. Зоны подобного рода Е. И. Паталахой выделены в особый тип «вязких» разрывов.

При изучении под микроскопом пород, взятых из замковых частей складок и разрывов, обнаруживается, что в последнем

случае резко возрастает частота кливажных поверхностей, которые начинают облекать практически каждое зерно, уплотняя их и перемещая на расстояния в 2—10 раз больше, чем поперечник зерна. Становятся неопознаваемыми первично слоистые текстуры. Большое значение в перемещениях имеет количество глинистого цемента и углеродистого вещества в породе, так как в кливажированных разностях они выполняют роль «смазки». Одновременно с этим наблюдается более высокая степень перекристаллизации цемента в слюды (серицит).

Подсчитать количество таких зон в пределах пород Тасказганского аллохтона комплекса Мурун, где уже ранее проявилась



Рис. 23. Линзовидно-полосчатое перераспределение углеродисто-рудного вещества в терригенной полимиктовой формации аллохтона Косманачи. Николи скрещены. Видна зарождающаяся вторичная метаморфическая полосчатость, параллельная кливажу  $K_2$  и представленная тончайшим агрегатом серицита, кварца и альбита (светлое). Все эти минералы имеют близкую оптическую ориентировку, выявляемую по эффекту одновременного погасания.

структурная гомогенизация, практически невозможно. Но по отдельным структурным сечениям видно, что они разобщают толщу на множество более мелких пластин и встречаются повсеместно. Однако среди них удастся выделить наиболее крупную зону, которая располагается между аллохтонами Тасказган и Косманачи.

Внутреннее строение наволока аналогично вышеописанным более мелким зонам Тасказган — Косманачи, но с некоторыми специфическими отличиями. Прежде всего они выражаются в очень высокой степени расланцевания пород, превращающего даже плотные кремнистые разности в легко раскалываемые на

тонкие плитки кремнистые сланцы. Другая особенность — повышенная углеродистость зоны и, наконец, присутствие тектонически разлинзованных фрагментов различных разрезов шириной десятки и длиной сотни метров среди сплошной рассланцованной массы.

Ширина зоны довольно изменчива: в Южном Тамдытау от первых десятков — сотен метров на западе до сотен метров и даже километров на востоке в Мурунтауском рудном поле. Одновременно увеличиваются количество и размер отдельных тектонических линз. По данным Ю. С. Савчука (Мухин, Савчук, Колесников, 1988), в пределах месторождения шов наволока Тасказган—Косманачи распадается на пучок из нескольких зон, разделяющих раздавленные блоки пород. Синметаморфическая природа разлома подчеркивается на всем его протяжении не только согласным (конформным) расположением текстур течения с кливажом окружающих пород и аналогичным минеральным парагенезисом, но и большим количеством субсогласных с текстурами течения жил «метаморфического» кварца.

В горах Букантау зона главного наволока проходит между нижнепалеозойской (?) коксайской свитой и кембро-ордовикскими отложениями боктекенской, телибайской и люпекской.

Динамометаморфический структурный парагенезис этапа МД<sub>2</sub> по классификации Е. И. Паталахи (1985), соответствует VII—IX тектонофациям мезозоны и лишь в зонах впадок разрывов — X. Вверх по разрезу в породах четвертой бесапанской подсвиты, а также в ее латеральных аналогах Северного Букантау — телибайской и люпекской свитах деформации проявились менее интенсивно и не превышают VII—VIII тектонофации (табл. 3).

Для этапа МД<sub>2</sub> структурного преобразования пород аллохтонов Тасказган и Косманачи комплекса Мурун может быть установлено положение в общей геохронологической шкале как поздний силур, поскольку наиболее молодые породы, подвергнувшиеся деформации, — позднесилурийские, а стратиграфически залегающие на них раннедевонские конгломераты деформациям этого этапа не подвергались. Это отмечалось не только в многочисленных публикациях по Кызылкумам, но и для района Северного Нуратау, расположенного восточнее (Бискэ, Усманов, 1982).

В разновозрастных разрезах гор Кульджуктау (комплекс Кокпатае), приближенных по областям осадконакопления к комплексу Мурун (северный тип разреза), — вулканогенно-терригенная О<sub>2-3</sub> и вулканогенно-карбонатно-терригенная О<sub>3</sub>—S<sub>1</sub> формации — устанавливаются следы более ранних деформаций, чем широко проявленные герцинские складки. Эти ранние складки мелкие, размеры их порядка первых десятков сантиметров, стреловидные с резким увеличением мощностей в замках. Деформация, по классификации Е. И. Паталахи, соответствует VIII—X тектонофациям. Ориентировка шарниров складок по азимуту 120° при близгоризонтальном наклоне. Эти деформации пока слабо изучены и вер-

Динамическая, кинематическая и метаморфическая характеристика этапа деформаций МД<sub>2</sub>

форма складок	Динамика			Кинематика			Метаморфизм	
	разрывы	структурный парагенезис, %	тектофокализация, %	ориентировка		вергенция и стиль деформации	парагенезис минералов	фашиа, Р-Т условия и характер проявления
				шарниров	осевых поверхностей			
Изональные 1:3-10	Вязкие, местные. Главная структура наклон Таскаган Косманачи	Склады, разрывы, сквозной кливаж, линейности пересечения различных типов, тектоническое разноразличное	VI-IX Изохлестально-чешуйчатая, 50-91%	Субширотная, 270±30°, пологие	Лежачие	Северная. Пластинчатый, шарнировые, приповерхностных условиях	Серцит, альбит кварц, зеленосланцевой фашиа, хлорит, углеродистое и рудное вещество	Серцит-хлоритовая субфашиа, зеленосланцевой фашиа, Т-200-280°C Р-0,5-3 кбар региональный

гентность не определена. По мнению авторов, ранние деформации в северном типе разреза гор Кульджуктау можно коррелировать с этапом МД<sub>2</sub> комплекса Мурун. У них близкое время проявления (силур), одинаковый уровень метаморфических преобразований и интенсивности деформаций.

Геодинамический режим проявления деформаций этапа МД<sub>2</sub> определяется с большей достоверностью, чем предыдущего, поскольку сохранность его элементов значительно выше и изучены они лучше. По имеющимся данным, в процессе деформации на площади, превышающей современную территорию Кызылкумов, происходило пластическое относительное течение пород в северном направлении в условиях очень большого давления, превышающего порог хрупкости пород, в субгоризонтальной плоскости, о чем свидетельствует малый угол несогласия в подошве девона между слоистостью и кливажом. По свойствам оно приближалось к ламинарному потоку.

Как и в предыдущем этапе, деформации могли проявляться либо при обдукции, либо при субдукции коры на границе палеоплит, поскольку оба эти тектонические явления кинематически равноправны. Субдукция деформаций доказана прежде всего океаническим происхождением деформированных пород формации и наличием южнее и севернее формируемого клина синхронных вулканических поясов с известково-щелочным профилем магматизма, характерных соответственно для островных дуг (комплекс Букан) и активных

континентальных окраин (комплекс Кокпатас). Совпадение этих явлений во времени в варианте обдукции необъяснимо.

### Этап МД<sub>3</sub> — подвиг покровов в основании комплекса Тамды

Деформации этого этапа проявлены в породах основания комплекса Тамды (кремнисто-карбонатно-метавулканогенная PR<sub>2</sub>—С?, карбонатно-кремнисто-терригенная олистостромовая О—S формации). Трудность их изучения обусловлена многократным наложением интенсивных деформаций в нижней части комплекса, неслоистым характером средней части разреза, вулканогенностью и олистостромовым характером верхней.

Шарьяжные структуры предположительно позднекаледонского возраста (до S<sub>2</sub>—D<sub>1</sub>) выявлены по присутствию олистостромовых горизонтов и зон меланжирования. Детальное геологическое картирование позволило установить особенности структуры этапа МД<sub>3</sub> сверху вниз (рис. 24).

В карбонатно-кремнисто-терригенной олистостромовой формации (О—S) деформации этапа D<sub>3</sub> проявились неравномерно по разрезу и в зависимости от состава слагающих породных разностей. Верхняя пачка олистострома превращена в мощную зону бластомилонитов по породам разного состава. Интенсивность деформации соответствует VIII—X тектонофациям. В крупных олистоплаках щелочных базальтов (Елемесащинская свита) деформации фиксируются в виде редких тектонических швов и грубого кливажа, интенсивность которого нарастает к подошве олистоплаков (до 1—2 мм). Деформации вулканогенной части разреза находятся на уровне IV—VII тектонофаций. В нижней олистостромовой пачке алевролитовый матрикс интенсивно кливажирован, микролитоны мощностью от долей до 1—2 мм. В блоках (олистолитах) песчаников микролитоны 0,5—2 см. Эта часть разреза образует зону вязкого разрыва видимой мощностью от первых метров в районе оврага Джерой до 750 м к северу от кол. Елемесащи. Падение плоскости разрыва пологое, 30—50° на юг и юго-восток, деформации соответствуют VI—VIII тектонофациям.

Ниже по разрезу неслоистой монотонной алевро-песчаниковой толщи (тайманская, аккудукская свиты) развит грубый эмбриональный кливаж, толщина микролитонов редко достигает до первых сантиметров. В слоистых разностях отмечаются единичные складки с широтными шарнирами и пологими (30—60°) осевыми поверхностями. Вергентность их в южных румбах. Деформации здесь отвечают IV—VII тектонофациям. Наиболее интенсивно деформации проявлены в средней части разреза, характеризующейся более тонким гранулометрическим составом пород и присутствием крупных олистолитов карбонатно-кремнистого состава. Кремнистые породы кливажированы на пластинки толщиной 1—5 мм, а алевролитовый матрикс — 0,5—2 мм, что соответствует VII—X тектонофациям.

Метаморфизм карбонатно-кремнисто-терригенной олистостромовой формации находится на уровне низших ступеней зеленосланцевой фации в отличие от более метаморфизованной подстилающей кремнисто-карбонатно-метавулканогенной PR<sub>2</sub>—Є? формации. Деформации последней наиболее изучены в горах Север-

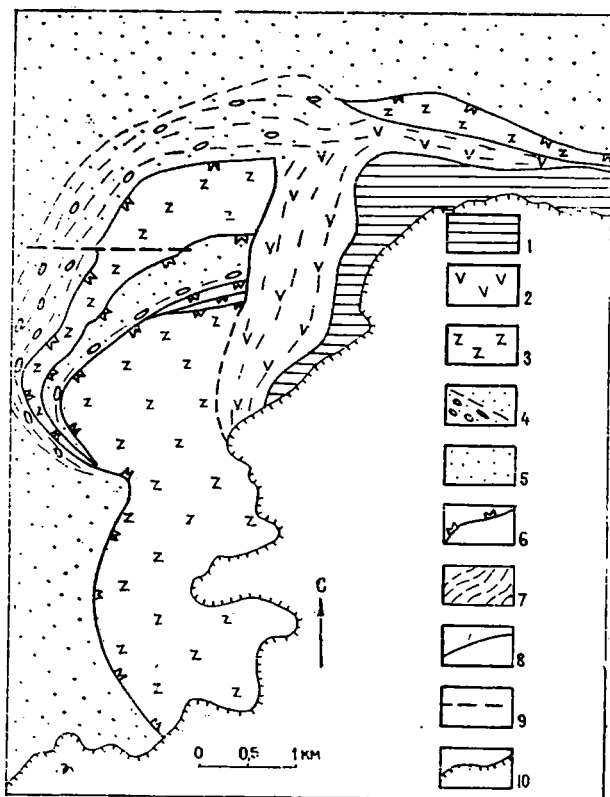


Рис. 24. Схема геологического строения северо-восточной части гор Тамдытау.

1 — карбонатная формация S, — D; карбонатно-кремнисто-терригенная (олистостромовая) формация O—S; 2 — верхняя олистостромовая пачка; 3 — олистоплаки щелочных базальтов; 4 — нижняя олистостромовая пачка; 5 — алевро-песчаная пачка; 6 — вязкие разрывы; 7 — зоны бластомилонитов по олистостромовым пачкам (терригенный меланж); 8 — геологические границы; 9 — поздний разлом; 10 — граница с мезо-кайнозойскими отложениями.

ного Тамдытау, где распространена литологически контрастная верхняя часть формации (верхняя подсвета учкудуктауской свиты). Выделяются несколько этапов деформаций (рис. 25).

Наиболее ранней является минеральная полосчатость в породах, подчеркнутая параллельными ей маломощными кварцевыми прожилками. Метаморфизм колеблется от субфации хлорит-биотит-мусковитовых сланцев до гранат-кордиерит-ортоклазовой,



причем смена высоких субфаций более низкими происходит постепенно снизу вверх по разрезу.

В следующий этап минеральная полосчатость деформирована в изоклиальные, стреловидные складки с практическими параллельными крыльями. Породы превращаются в бластомилониты. Кливаж интенсивный, тектонофация VIII—X. Ориентировка шар-

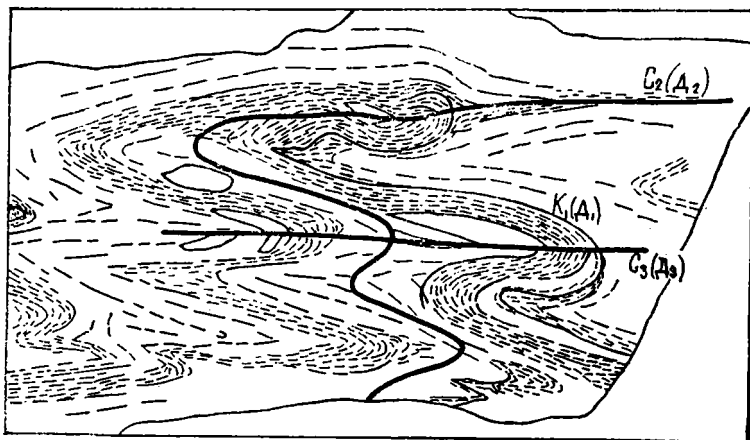


Рис. 25. Три этапа структурно-метаморфических событий в метатерригенных породах учкудуктауской свиты Северного Тамдытау. Первый этап — метаморфическая полосчатость ( $K_1$ ), второй — изоклиальные складки ( $J_1=300<20$ ), третий — изоклиальные складки ( $J_3=200<20$ ). Прорисовка по полированному образцу. Масштаб 1 : 1.

ниров в местах, где четко опознаются складки этого типа, запад-северо-западная ( $J_2=300<20$ ) при пологих осевых поверхностях ( $285<15$ ).

В дальнейшем осевые поверхности ранних складок сминаются в более поздние. Эти складки также изоклиальные, степень сжатия 1:4—5. Кливаж интенсивный, тектонофация VII—IX. Ориентировка шарниров широтная ( $J_3=260<20$ ), осевые поверхности пологие ( $320<30$ ).

Ориентировки шарниров складок двух этапов деформаций близки и дают разброс значений  $260—315<0—25$  ( $80—130<0—30$ ). Проявление складчатых этапов приводит к двойному диафорированию ранних высокотемпературных ассоциаций (Корчевская, Салов, 1986). Первый этап соответствует катазональной, а последующие — мезозональной шовной складчатости высших тектонофаций (табл. 4).

Таким образом, деформации МД<sub>3</sub> в комплексе Тамды неодоактны и в дальнейшем, вероятно, можно будет выделить несколько этапов структурно-метаморфических преобразований, подобно этапам в комплексе Мурун. Кроме того, можно отметить,

что интенсивность, последовательность и эволюция процессов деформаций в нижней и верхней частях комплекса Тамды очень похожи на деформации нижнего и верхнего покровов комплекса Мурун за исключением противоположного направления vergent-

Таблица 4

**Динамическая, кинематическая и метаморфическая характеристика этапа деформаций МД<sub>3</sub>**

Формация	Динамика			
	форма складок	разрывы	структурный парагенезис	тектонифация, сжатие, %
Карбонатно-кремнисто-терригенная одностромовая O-S	Сткрытая	Вязкие, неравномерные разрывы по разрезу	Кливаж, разрывы	IV-VI, 29-67
Кремнисто-карбонатно-метавулканогенная PR-Є?	Изоκлиальная	Вязкие, повсеместные	Складки, кливаж, разрывы, линейности пересечения различных типов тектоническое разлннзование	VIII-X *вырожденная. 67-100
Кинематика			Метаморфизм	
ориентировка		вергентность и стиль деформации	парагенезис минералов	фашиа, P-T условия и характер проявления
шарниров	осевых поверхностей			
Субширотная 90 ± 20° пологие	Наклонные, лежачие	Южная, пластическая, шарнирование в приповерхностных условиях	Хлорит, термолит, эпидот, альбит мусковит, сфен, апатит, пумпеллит	Хлорит-эпидот-пумпеллитовая субфашиа зеленосланцевой фашии. T-250-300°C, высокие давлений, региональный
Близиширотная запад-северо-западная (80-130°), пологие	Лежачие	Вергентность не определена. Пластическое, глубинное шарнирование	Рог, обманка гранат, плагиоклаз, крассиг эпидот к арцибитит	Эпидот-амфиболитовая субфашиа. T-550-600°C. Высоких давлений, региональный

ности. Можно полагать, что сходство стиля деформаций определено сходством геодинамических процессов, однако достоверно установить это в Кызылкумах не удастся из-за ограниченного развития деформированного комплекса.

Исследователями (Буртман, 1976; Бискэ, Поршняков, Талашманов, 1982; Бискэ, 1989) показано, что в более восточных районах Южного Тянь-Шаня, в Ферганском и Атбашинском хребтах аналогичные образования также метаморфизованы в допозднесилурийское время. Процессы метаморфизма и деформаций проявились многократно на катазономальном (эклогиты) и мезозональном (амфиболиты) уровнях коры. В. С. Буртман и др. (1984) считают, что процессы динамометаморфизма синхронны возникновению силурийского гранитоидного магматизма в Среднем Тянь-Шане и проявились при частичной субдукции коры океанического типа на север под Срединный Тянь-Шань.

### Подстадия коллизонная

Этап Д<sub>3</sub> — деформация каледонского покровного сооружения

Структуры этапа Д<sub>4</sub> достоверно устанавливаются в каледонском структурном этапе комплекса Мурун и предполагается их наличие в вулканогенно-терригенной О<sub>2-3</sub> и вулканогенно-карбонатно-терригенной О<sub>3</sub>—S<sub>1</sub> формациях комплекса Кокпатас. В других комплексах деформации этого этапа не установлены.

На юге области распространения комплекса Мурун структуры этапа Д<sub>4</sub> фиксируются в виде чередующихся протяженных антиформных и синформных складок (рис. 26) восток-юго-восточной и северо-восточной ориентировки. Осевые поверхности складок вертикальные. При общей антиклинорной структуре региона на северном и южном крыльях отмечаются протяженные Тасказганская и Ауминзатауская антиформы, а между ними — более мелкие Джитымтауская и Бельтауская.

Протяженность складок до 80 км, размах крыльев 5—10 км. По простиранию оси складок испытывают плавные перегибы от близширотного и восток-юго-восточного в Ауминзатау и Тамдытау до юго-восточного направления в Сангрунтау с погружением шарниров под углами 5—20°.

Крупные складки равномерно покрывают площадь, ритмично повторяясь через 6—8 км. Углы падения пород на крыльях складок 30—60°. Ядерные части крупных складок осложнены более мелкими, такой же ориентировки. В Центральном, Южном и Восточном Букантау в каледонском структурном этапе комплекса Мурун складки этого этапа такой же ориентировки. Крупные синформные складки расположены между тектоническими окнами Бозтау — Кокпатас и Кокпатас — Окжетпес.

В динамометаморфический структурный парагенезис этапа Д<sub>4</sub> входят структуры — будинаж и мелкие трещины отрыва, наиболее изученные в районе Мурунтау (Мухин, Савчук, Колесников, 1988). Структуры — будинаж проявлены в пластах чередования контрастных пород и в согласных прожилках раннего кварца. Межбудинные пережимы, как правило, незаконченные, заполнены втеками более пластичных пород, реже с мелкими тре-

шинками отрыва. Пережимы ориентированы соответственно шарнирам складок.

Трещины отрыва развиваются в ядерных частях складок: в прослоях более грубозернистых пород среди метапелитов. На месторождении Мурунтау трещины образуют три системы — продольную, поперечную и пологую (Савчук, Колесников, 1982). Трещины

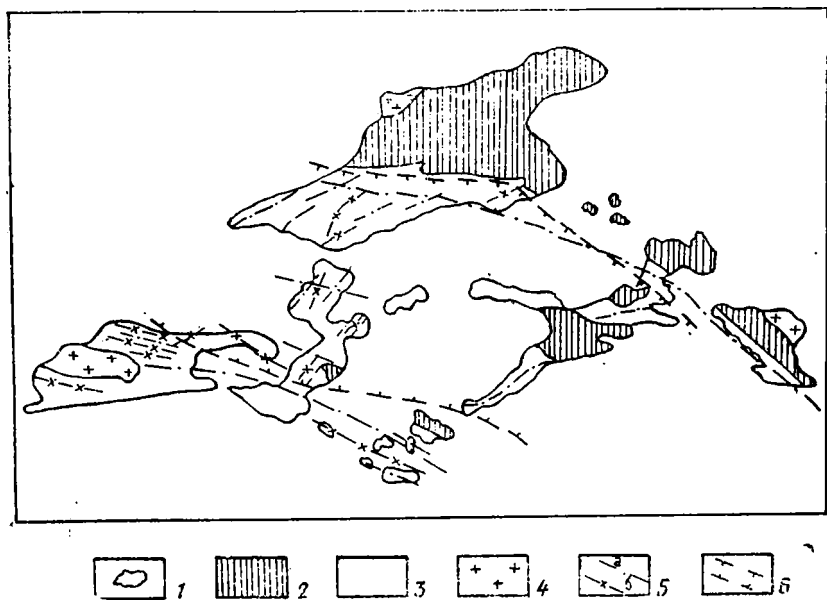


Рис. 26. Схема расположения вертикальных восток-юго-восточных и северо-восточных складок этапа Д<sub>4</sub> в каледонском структурном этаже Центральных Кызылкумов:

1 — контур выходов докембрийского складчатого основания; 2 — верхнепалеозойские породы; 3 — каледонский структурный этаж комплекса Мурун; 4 — гранитоиды; 5 — оси вертикальных складок: а — антиклиналей, б — синклиналей; 6 — границы развития северо-восточных складок.

маломощные — первые сантиметры, при протяженности — первые метры, выполнены кварцем.

Разрывы этапа Д<sub>4</sub> ориентированы субширотно и в северо-восточном направлении. Северо-восточный изучен в центральной части месторождения Мурунтау (Савчук, 1989). Ширина его 10—30 м, зона выражена тектоническим разлинзованием, будиначем, расланцеванием. Породы разобщены на линзовидные блоки размером 1—0,5×0,3 м в поперечном сечении. Линейность блоков 90°/40°, что указывает на правые взбросо-сдвиговые перемещения по разлому. Линзовидные блоки заходят друг за друга, обуславливая чешуйчатое строение зоны. Падение вязкого разлома 80—90° на юго-восток. По его зоне проходит флексуорообразный перегиб: в северо-западном блоке углы падения пород 20—30°, в юго-восточном доходят до вертикальных при близкой ориентировке

Динамическая и кинематическая характеристика  
этапа деформаций Д<sub>4</sub>

Динамика				Кинематика			Метаморфизм	
форма складок	разрывы	структурный парагенезис	тектонифация, сжатие, %	ориентировка		вергентность и стиль деформаций	парагенезис минералов	фация, Р—Т условия и характер проявления
				шарниров	осевых поверхностей			
Открытые 1:1+2	Редкие, хрупкие, пластичные	Складки, разрывы сопровождаемые трещиноватостью, будинажем	IV—VI, 29—55	Субширотная 105—285±40 и северо-восточная 50—230±20, пологие	Субвертикальная	Взбросы и локальные сдвиги	Локально проявлен в виде гидротермальных ассоциаций	Не установлены

Таблица 6

Динамическая, кинематическая и метаморфическая характеристики  
этапа деформации МД<sub>5</sub>

Динамика				Кинематика			Метаморфизм	
форма складок	разрывы	структурный парагенезис	тектонифация, сжатие, %	ориентировка		вергентность и стиль деформаций	парагенезис минералов	фация, Р—Т условия и характер проявления
				шарниров	осевых поверхностей			
Килевидные, сжатые	Частые, вязкие,	Кливаж, чешуйчатые разрывы редко складки, линейность	VI—X, 45—100	Субмеридиональная, 10±20°	Лежачие	Западная, субгоризонтальное пластическое течение в эпизоне	Серпидит, хлорит, актинолит, альбит, карбонат, углеродистое и рудное вещество	Глубинный эпигенез зеленосланцевая фация Р < 0, 5—3 кбар Т < 280—350°С, Региональный

с разломом. Разлом сопровождается оперяющимися трещинами отрыва и скола восток-северо-восточного и широтного простирания, выполненных золотоносным кварцем.

Анализ структурных характеристик показывает, что деформации соответствуют IV—VI тектонофазиям (табл. 5).

Время проявлений деформаций этапа  $D_4$  устанавливается как позднесилурийское — додевонское. Основанием для этого является

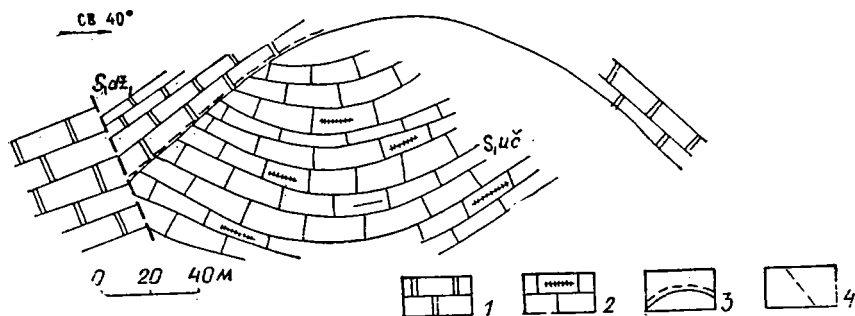


Рис. 27. Антиклинальная складка в правом борту Арапказганса. В ядре складки породы учкудукской свиты с несогласием перекрываются породами ниже дженгельдинской подсвиты:

1 — доломиты нижедженгельдинской подсвиты; 2 — известняки, доломиты (с прослоями кремней) учкудукской свиты; 3 — контакт между свитами; 4 — мелкий разлом.

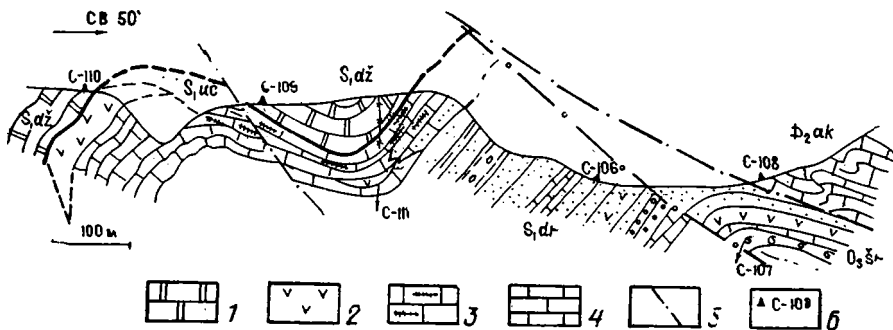


Рис. 28. Характер складчатости и соотношение дженгельдинской и учкудукской свит в районе пос. Учкудук. Принципиальный разрез:

1 — известняки, доломиты дженгельдинской свиты; учкудукская свита; 2 — вулканиты среднего состава; 3 — переслаивание известняков и кремней; 4 — комковатые известняки; 5 — разломы; 6 — точки наблюдений. Остальные обозначения — разные породы нижележащих дарбазинской  $S_1 dr$  и шурукской  $O_3 Sr$  свит.

ся следующее. Деформации этого этапа развиты только в породах, имеющих возрастной диапазон от позднего протерозоя до силура. Между породами каледонского структурного этажа, где развиты эти складки, и нижедевонскими отложениями, залегаю

щими с базальным горизонтом на различных уровнях нижнепалеозойской толщи, фиксируется слабое угловое несогласие, величина которого доходит до 30° в Южном Тамдытау и Аристантау.

В Кульджуктау структуры этого этапа обнаруживаются также отчетливо. По Арапказгансаю в поздневенлокских доломитах оснований карбонатной деформации установлена антиклинальная складка с вертикальной осевой поверхностью и размахом крыльев порядка 250 м. В ядре складки залегают тонкослоистые известняки с прослоями черных кремней лландоверийского яруса. Эти породы смяты в синклиналь с вертикальной осевой поверхностью. На контакте между толщами развит маломощный (1—10 см) прослой выветрелых пород (рис. 27).

На южном склоне Кульджуктау (район пос. Учкудук) венлокские известняки и доломиты залегают на разных горизонтах (кварцевые песчаники, слоистые известняки с прослоями кремней, комковатые известняки, вулканиты среднего состава) подстилающей толщи (рис. 28). Таким образом, несогласное залегание и деформации пород в пологие складки в раннем силуре достаточно очевидны.

## СТАДИЯ ЗАКРЫТИЯ ГЕРЦИНСКОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ

### Подстадия субдукционная

#### Этап МД<sub>5</sub> — подвиг комплекса Кулкудук под комплекс Тамды

Деформации этапа МД<sub>5</sub> охватывают формации комплексов Кулкудук и Тамды. Наиболее отчетливо они установлены в полосе шириной до 0,5 км по обе стороны тектонического шва, по которому породы комплексов соприкасаются. В подошве комплекса Тамды метаморфические аповулканогенные сланцы интенсивно диафторированы, согласно с тектоническим швом кливажированы и смяты в мелкие лежащие изоклиналильные складки. Благодаря хорошо проявленному кливажу породы имеют гнейсовидную текстуру с линейной ориентировкой минералов в субмеридиональном направлении.

Те же деформации характерны и для верхней, олистостромовой части разреза комплекса Кулкудук, которая почти повсеместно подстилает тектонический комплекс Тамды. Алевро-пелитовый матрикс, в который погружены экзотические глыбы пород разного состава и возраста, раскливажирован на пластинки толщиной от долей до первых миллиметров. Интенсивность кливажа возрастает вверх по разрезу, достигая максимума в зоне контакта с подошвой комплекса Тамды, где породы тонко перетерты. Сильная тектоническая нарушенность верхов разреза выражается главным образом в расчешуивании разреза на мелкие фрагменты. Складчатые формы почти нехарактерны для пород

комплекса Кулкудук. Встречаемые складки всегда асимметричны, размеры до первых метров. Исследования кровли-подошвы слоев в разрезе показывают преобладание нормальных залегающих пород, что позволяет предполагать чешуйчатую, а не изоклинально-складчатую структуру комплекса.

В. С. Буртманом (1973) детально изучалось строение шовной зоны контакта двух тектонических комплексов, выделяемой нами как наволок Кулкудук — Тамды. В Северном Тамдытау особен-

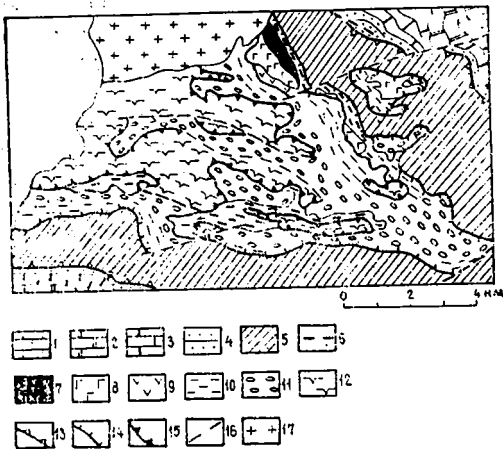


Рис. 29. Геолого-структурная карта западной части гор Тамдытау (по В. С. Буртману, 1973 с изменениями):

Комплекс Мурун: 1 — ранний — средний девон; 2 — поздний девон — средний карбон; 3 — средний карбон; 4 — средний карбон, московский ярус; комплекс Букаан: 5 — силур; комплекс Кулкудук: 6 — серпентиниты; 7 — пироксениты; 8 — габбро и плагиограниты; 9 — базальты, андезито-базальты; 10 — поздний кембрий-ордовик; 11 — девон — ранний карбон(?); комплекс Тамды: 12 — протерозой — ранний палеозой; главные наволоки; 13 — Мурун — Букаан; 14 — Букаан — Кулкудук, 15 — Кулкудук — Тамды; 16 — разрывы наложных этапов; 17 — позднепалеозойские гранитоиды.

но хорошо он исследован в западной части (массив Бассумар по В. С. Буртману), где выделены четыре тектонические пластины. Нижние принадлежат комплексу Кулкудук, верхние — комплексу Тамды (рис. 29).

Контуры наволока на современной дневной поверхности очень сложные. Такая тектоническая граница обусловлена очень сложным залеганием и небольшими наложенными складчатыми деформациями. Сочетание этих факторов привело к возникновению на современном эрозионном срезе многочисленных аллохтонных массивов и останцов, сложенных метавулканогенными породами: основания комплекса Тамды и не менее многочисленных тек-



тонических окон и полуокон («Цирк», «Тескудук» и др.), в которых из-под метаморфических сланцев обнажаются породы олистострома комплекса Кулкудук или его основания.

Наволок Кулкудук — Тамды повсеместно выражен однотипно. Тектонический шов представляет собой тонкосланцеватую массу мощностью до 15—25 м. наблюдаются случаи, когда сланцеватые милониты образовались по первично глинистым породам матрицы олистострома и тогда шов имеет небольшую мощность (первые сантиметры) и резко выражен. Однако чаще тектоническая природа контакта, несмотря на однообразное и конформное расланцевание боковых частей зоны, легко выявляется по наличию обрывков слоев, смятых в лежащие складки, пестрой выветрелой окраске, линзовидных кристаллов пирита, уплощенности обломков, многочисленных тонких жил кварца «альпийского типа». В районе кол. Кулкудук и в среднем течении сая Учкудук в основании метаморфических сланцев встречаются линзовидные тела серпентинизированных перидотитов, которые слагали, по-видимому, меланократовое основание комплекса Тамды. В аналогичной позиции находятся крупные тела серпентинитов на востоке Северного Тамдытау.

В Северном Букантау наволок выражен менее отчетливо из-за многочисленного взаимного чешуения метаморфических сланцев комплекса Тамды и вулканогенных пород комплекса Кулкудук. Диагностика наволока затруднена также отсутствием или крайне ограниченным развитием олистострома. Тем не менее поисковыми работами возле кол. Кулкудук доказано шарьяжное соотношение комплексов и падение наволока на север. Моновергентная складчато-чешуйчатая структура и отсутствие «корней» шарьяжа в пределах обнаженной части позволяют оценивать амплитуду относительного перемещения по поверхности наволока Кулкудук — Тамды свыше 60 км.

Кливаж — характерный элемент шовной зоны наволока; где его проявление фиксируется во всех литологических разностях (табл. 6). Вверх и вниз от контакта интенсивность кливажа постепенно уменьшается и на расстоянии первых сотен метров по обе стороны кливаж из сквозного элемента становится избирательным, в кремнистых и вулканогенных породах — малозаметным. Деформации в лавовой части комплекса Кулкудук на расстоянии свыше 500 м от наволока выявляются только по слабой расплюсченности и ориентировке миндалин в андезито-базальтах. Минералы, развивающиеся по поверхности кливажа, несильно отличаются по составу в метаморфических породах и глинистой матрице олистострома. В первом случае они имеют отчетливо наложенный облик и представлены серицитом, хлоритом, актинолитом и альбитом, возникших за счет мусковита, хлорита, эпидота, роговой обманки и основного плагиоклаза. По плоскостям также развивается тонкопылеватый агрегат рутила, лейкоксена, гематита и углеродистого вещества. Во втором случае кливаж вы-

полняется только глинисто-серицитовым ориентированным агрегатом с обилием углистой и рудной пыли. Низкая степень метаморфизма — показатель небольшого разогрева пород в период деформаций.

Время проявления деформаций может быть установлено по участию в них самых молодых отложений комплекса Кулкудук как послераннекаменноугольное, возможно, послераннебашкирское, после чего фрагмент коры, образующий тектонический комплекс Кулкудук, выведен из сферы процессов седиментации. Поскольку причиной этого могло быть только тектоническое перекрытие комплекса Кулкудук комплексом Тамды, то возраст самых молодых отложений должен быть близким к возрасту деформаций. Аналогичные сведения приводятся Г. С. Поршняковым (1973, 1983), Г. С. Бискэ (1989), С. В. Руженцевым, С. Д. Соколовым (1983) и другими исследователями соседних к востоку районов Южного Тянь-Шаня.

Геодинамическая интерпретация деформаций МД<sub>5</sub> впервые сдана В. С. Буртманом (1976). Им показано, что вовлечение в процессы шарьирования сопровождалось опусканием фрагмента коры океанического типа, затем транспортировкой его в область лавинной седиментации с последующим тектоническим чешуением и «запечатыванием» под метаморфическими толщами. Такой ряд формаций не соответствует процессу обдукции, который сопровождался бы накоплением мелководных грубообломочных фаций. Поскольку тектонические движения при латеральном перемещении комплекса Кулкудук привели к синхронному возникновению окраинного вулканического пояса в Среднем Тянь-Шане, В. С. Буртман обосновал гипотезу о поддвиговом (субдукционном) происхождении деформаций блока. Все полученные материалы подтверждают ее. Единственная неточность в данной гипотезе — определение северного направления движений при поддвиге. Структурные данные свидетельствуют о субширотном направлении тектонического потока с поддвигом в восточном направлении. Все эти данные позволяют предполагать сложную кинематику вращения плиты при субдукции.

#### Этап МД<sub>6</sub> — подвиг комплекса Букан под комплекс Кулкудук

Деформации этого этапа широко и интенсивно проявлены в основании комплекса Кулкудук — в плагиогранит-габбро-перидотитовой формации, а также во всем объеме комплекса Букан. В основании комплекса Кулкудук деформации представлены хорошо проявленным плоскостным течением ультрабазитов, сопровождаемым сильной серпентинизацией. Благодаря этому процессу вся подошва здесь превращена в сложный по строению серпентинитовый меланж переменной мощности, включающий линзовидные блоки слабо измененных массивных перидотитов и пироксенитов в поперечнике до десятков метров. Этот меланж подробно описан в работах В. С. Буртмана (1973), С. С. Шульца мл.

(1974), Ш. Ш. Сабдюшева, Р. Р. Усманова (1971). В его строении по степени деформированности отчетливо проявлена зональность с постепенным увеличением интенсивности течения пород к подошве комплекса. Показательно в этом отношении строение подошвы Тескудукского массива. Здесь габбровый «слой» видимой мощностью до 150 м практически не нарушен и первично магматические соотношения, состав и структура пород легко опознаются в обнажениях. Ниже по разрезу габбро переходит в массивные пироксениты со слабо проявленными следами расланцевания пород. Однако первичный состав и текстура еще видны. Еще ниже, примерно 70—100 м от кровли, пироксениты приобретают давленный облик. Кристаллы пироксена дробятся, породы мелко- и среднезернистые, сланцеватой текстуры, по которой развивается серпентиновый агрегат вместе с тальком и хлоритом. Еще ниже, в зоне тектонического шва, все петрографические разности милонитизируются, превращаясь в сланцы с мощностью плиток до 1 см. Породы полностью серпентинизируются и в них «плавают» лишь редкие тонкие линзы пород, в которых с трудом опознается их первично магматическая природа. Складки в меланже редки, наиболее характерно линзовидно-чешуйчатое строение. На контакте серпентинитового меланжа с подстилающими терригенными отложениями комплекса Букан развивается своеобразный горизонт темных вторичных силицитов мощностью до 2 м.

Ниже тектонического шва залегают отложения комплекса Букан. К поверхности наволока Букан—Кулкудук обычно прилегают различные стратиграфические уровни, что указывает на секущий характер контакта по отношению к сложной изоклиналино-складчатой структуре всего комплекса.

Складки сильно сжатые, изоклиналиные, наклонные, часто лежащие с интенсивно проявленным квиважом (табл. 7). Ориентировка шарниров складок (рис. 30) от 300 до 55° (195—205°), т. е. меняется в широких пределах от близмеридиональной до северо-восточной, что связано с языкоподобной формой складок. Вергентность в восточных румбах (18 определений, хотя есть и юго-западные определения). Деформации проявлены неравномерно, местами кремнистые прослои в наиболее дислоцированной мурынкудукской свите тектонически разлинзовываются вдоль поверхностей квиважа и образуются муллион-структуры (горы Шущактау). Широко проявлены вязкие разрывы, параллельные осевым поверхностям складок. Они расчленяют толщу на блоки, причем в соприкосновении приводятся разновозрастные породы. Особенно хорошо это видно вдоль южного и юго-восточного склона Актауской гряды, где среди силурийских толщ широко распространены линзы и блоки пород мурынкудукской свиты девон-карбонного возраста, часто находящиеся в поперечном положении к основному простиранию. Силур-девонские породы Шущактауской карбонатной гряды на большей части территории тек-

Таблица 7

Динамическая, кинематическая и метаморфическая характеристики этапа деформации МД<sub>6</sub>

Динамика				Кинематика			Метаморфизм	
форма складок	разрывы	структурный парагенезис	тектонофауна, сжатие, %	ориентировка		вергентность и стиль деформаций	парагенезис минералов	фауна, Р—Т условия и характер проявления
				шарниров	осевых поверхностей			
Изоклиальные, сжатые 1:2—5	Вязкие, частый элемент	Многочисленные складки, сквозной кливаж, линейность, разрывы	V—X, 38—100	Разнообразная, неустойчивая, пологие 300±50°	Лежачие	Восточная и юго-западная? Пластическое течение в субгоризонтальной плоскости	Серицит, мусковит, биотит, альбит, кварц, амфибол, серпентин	Зеленосланцевая фауна. Р—0,5—3 кбар Т—280—355°С, регионально-зональный

Таблица 8

Динамическая, кинематическая и метаморфическая характеристики этапа деформаций МД<sub>7</sub>

Динамика				Кинематика			Метаморфизм	
форма складок	разрывы	структурный парагенезис	тектонофауна, сжатие, %	ориентировка		вергентность и стиль деформаций	парагенезис минералов	фауна, Р—Т условия и характер проявления
				шарниров	осевых поверхностей			
Изоклиальная 1:2—5	Вязкие, частый элемент	Разрывы, сквозной кливаж, линейность, тектоническое разлннзование, редкие мелкие складки	V—X, 38—100	Субширотные 30'±20', пологие	Лежачие и слабнаклонные	Юго-западная. Пластическое течение в кровле и склоновые чешуи в середине комплекса	Серицит, хлорит, карбонат, кварц, углеродистое вещество	Серицитовая субфауна зеленосланцевой фауны. Р—0,5—3 кбар, Т—280—355°С, региональный

тонически вырезаны из разреза. Там, где карбонатная формация сохранилась, устанавливается крупная лежачая синклинальная складка (рис. 31).

Метаморфизм пород, особенно раннекаменноугольной части разреза, неравномерный и находится на уровне зеленосланцевой фации от добиотитовой до биотитовой ступени.

Интенсивность деформаций по шкале Е. И. Паталахи (1985) оценивается от V—VIII тектонофаций для нижней части разреза комплекса Букан до VI—X тектонофаций для верхней.

Деформации этапа МД<sub>6</sub> в редких случаях проникают в раннегерцинский структурный этаж комплекса Мурун. Так, в рай-

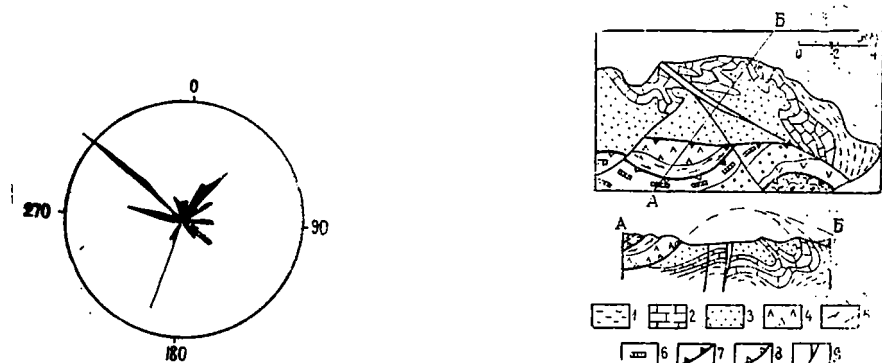


Рис. 30. Диаграмма ориентировки шарниров складок в комплексе Букан (Северный Тамдытау). 183 замера. Для северо-восточной системы вергентность юго-восточная, для юго-восточной — юго-западная.

Рис. 31. Геологическая карта гор Балтпантау-Щущактау (северо-восточная часть Северного Тамдытау) и разрез по линии А—Б.

Комплекс Букан: 1 — поздний силур (алевропесчаники, конгломераты, эффузивы); 2 — поздний силур — девон? (известняки, доломиты); 3 — поздний девон — ранний карбон (песчаники, кремни, конгломераты); комплекс Кулкудук: 4 — поздний кембрий? (габбро и базальты); 5 — ордовик? (алевролиты, сланцы); комплекс Тамды; 6 — ордовик — силур (песчаники, алевролиты, кремни, гравелиты); главные наволоки: 7 — Букан — Кулкудук; 8 — Кулкудук — Тамды; 9 — разломы поздних этапов.

оне старого поселка Мурунтау в карбонатной гряде отмечаются складки с близвертикальными или крутопадающими на север осевыми поверхностями, имеющие меридиональную ориентировку шарниров от 350 до 10°.

Главное отличие структуры комплекса Букан — нечешуйчатый стиль с нормальной последовательностью пород как для комплекса Кулкудук, а изоклинально-складчатый, особенно во флишевых пачках. В разрезе комплекса широко развиты участки (десятки квадратных километров) опрокинутых залегающих пород, представляющие собой разноразные опрокинутые крылья крупных лежачих складок. Первыми эту особенность структуры отметили Ш. Ш. Сабдюшев, Р. Р. Усманов (1971). Они предполагают, что шарьяжи Северного Тамдытау развивались из лежачих скла-

док. Однако это заключение правомерно только для структуры комплекса Букан.

Время проявления деформаций, оцениваемое по возрасту самых молодых отложений, по-видимому, относится к концу башкирского века. Не исключено и несколько более раннее его проявление ввиду того, что часть определенных фораминифер; выполненных З. С. Румянцевой (1974), ошибочно отнесена к осадочным отложениям кровли комплекса Букан, в действительности принадлежащая структурно нижележащему комплексу Мурун.

#### Этап МД<sub>7</sub> — подвиг комплекса Мурун под комплекс Букан

Проявление деформаций этого этапа в основном приурочено к верхней части раннегерцинского структурного этажа комплекса Мурун и в меньшей степени — к комплексу Букан. Их следы отчетливы в зоне наволока Мурун — Букан, где верхняя флиш-олистостромовая часть комплекса Мурун интенсивно тектонизирована. На контакте с перекрывающими раннесилурийскими породами комплекса Букан в зоне мощностью первые метры породы превращены в пестроцветную тонкорассланцованную массу. Вдоль Мурунтауской гряды падение зоны на север под углом 40—50°. Далее вниз по разрезу на несколько сотен метров в аргиллитах и песчаниках развит интенсивный селективный кливаж, затушевывающий слоистость. Толщина микролитонов от долей до первых сантиметров. Породы тектонически разлинзованы, видны многочисленные обрывки замков мелких (десятки сантиметров) изоклиальных лежащих складок. Ориентировка шарниров складок этого этапа от близширотной до юго-восточной. Вергентность в южных румбах.

Вниз по разрезу в карбонатных породах складки встречаются реже. Размер их от нескольких метров до нескольких десятков метров. Такие же лежащие складки отмечались А. В. Толоконниковым в известняках девона гор Бельтау, Я. Б. Айсановым, А. И. Егоровым — в Ирлирской гряде гор Букантау. В карбонатной формации проявлены локальные надвиги, приводящие к сдвоению частей разреза или выпадению отдельных его частей. Полное сдвоение разреза карбонатной гряды отмечено Ш. Ш. Сабдушевным на западных и восточных окончаниях гряды Мурунтау.

К этому же времени относятся малоамплитудные срывы девонских карбонатных отложений по пологим (0—40°) тектоническим нарушениям с метаморфического додевонского основания. Такие срывы произошли повсеместно в пределах Мурунтауской гряды и в горах Бельтау. В результате базальный горизонт нижнего девона оказался сильно нарушенным.

В комплексе Букан выше плоскости наволока, породы практически не деформированы. Иногда в литологически контрастной толще нижнего силура с хорошо выраженной слоистостью встречаются мелкие изоклиальные складки размером до нескольких метров.

Уровень метаморфизма верхней части комплекса Мурун, по оценкам В. А. Хохлова, находится на стадии эпигенеза. Интенсивность деформаций (табл. 8) в карбонатных породах соответствует V—VII, в ажриктинской свите — V—VIII, в верхней ее части — VIII—X тектонофациям.

Таким образом, наиболее нарушена кровля комплекса Мурун, где широко проявлены вязкие разрывы. Самый крупный из них располагается на границе комплексов и выделен В. С. Буртманом (1973), Ш. Ш. Сабдюшевым, Р. Р. Усмановым (1971) в качестве главного наволока. Он прослежен этими исследователями на территории гор Тамдытау и в Северном Букантау, где повсеместно располагается в кровле среднекаменноугольных отложений верхней части комплекса Мурун. Строение шва не отличается от швов всех предыдущих наволоков и также сопровождается субгласным квиважированием окружающих пород.

В Северном Букантау, Джетымтау I и II и Сангрунтау поверхность наволока наклонена на север под углами 40—80° в соответствии с падением карбонатных гряд. В Тамдытау эта зависимость проявлена еще более четко: в гряде Актау, где карбонатный разрез погружается на юг, южное падение имеет и зона наволока. В гряде Мурунтау при встречном северном падении пород зона наволока также полого (30—50°) погружается на север.

Мнения об отчетливом падении зоны наволока противоречивы. Существуют дискуссии между сторонниками дивергентной гипотезы возникновения шарьяжей (Сабдюшев, Усманов, 1971) и моновергентной (Буртман, 1973). Альтернативные варианты проверены электроразведочными работами. Решение вынесено в пользу моновергентной модели позднемосковского шарьирования. В 1989 г. это удалось подтвердить Ш. Ш. Сабдюшеву, когда были пробурены структурные скважины в центре Северного Тамдытау и под покровом пород комплекса Букан на глубине около 450 м вскрыты известняки карбона комплекса Мурун. Этим была доказана непрерывность их развития на глубине в Северном Тамдытау от Актауской до Мурунтауской гряды.

Полная аллохтонность комплексов Тамды, Кулкудук и Букан, доказанная бурением, позволяет оценивать амплитуду относительного перемещения по наволоку Мурун — Букан свыше 50—60 км. С учетом вергентности и ориентировки тектонического потока зона «корней» должна располагаться к северу от современной области развития покровов. Однако эта «зона» не является местом, откуда был «выдавлен» комплекс Букан. Пассивная роль при покровообразовании пород комплекса Букан легко устанавливается благодаря повсеместной их слабой нарушенности в подошве. Сильная нарушенность разреза с широким развитием разлинзования отчетливо проявлена под швом наволока Мурун — Букан, в верхней части разреза комплекса Мурун. Так как перед процессом тектонического перекрытия комплекс Мурун испытывает

прогибание и опускание, как и предыдущие, поддвиговое происхождение наволока наиболее правдоподобно.

### Этап МД<sub>8</sub> — подвиг комплекса Кокпатас под комплекс Мурун

Деформации этапа МД<sub>8</sub> проявились в зоне контакта двух герцинских аллохтонных комплексов — Кокпатас и Мурун. Зона доступна наблюдениям лишь на юго-западе Ауминзатау и в Букантау в тектонических окнах Бозтау, Кокпатас, Окжетпес. Деформациями охвачены в основном верхняя часть комплекса Кокпатас — породы вулканогенно-терригенной формации карбона и в меньшей степени прилегающие части разреза каледонского структурного этажа комплекса Мурун.

На юго-западе Ауминзатау, по данным А. В. Толоконникова (1984 г.), 500-метровый разрез отложенный захудукской свиты комплекса Кокпатас (параллелизуемый нами с верхнетаушанской подсвитой карбона) характеризуется высокой тектонической нарушенностью. Следы деформаций выражены в виде многочисленных разрывных нарушений, субогласных со сланцеватостью толщи. Разрывы представляют собой различные по мощности (обычно до метра, реже первые метры) зоны сланцеватых милонитов, располагающихся косо к положению слоистости в породах, а более крупные из них развиты на контакте с более древними породами комплекса Мурун (аллохтон Косманачи). Падение контакта крутое северное и, вероятно, на глубину он выполаживается.

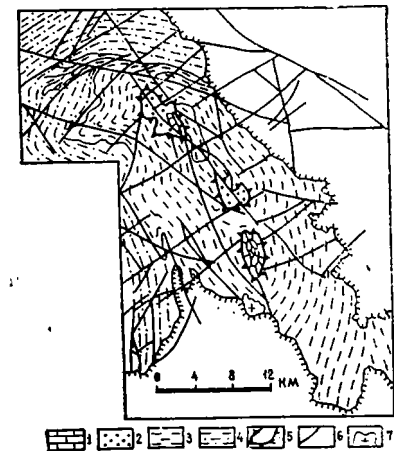


Рис. 32. Геологическая карта участков Бозтау—Кокпатас (по Я. Б. Айсанову с изменениями).

Комплекс Кокпатас: 1 — карбонатная формация Д<sub>2</sub>—С<sub>2</sub>; 2 — вулканогенно-терригенная формация С<sub>2</sub>—3; комплекс Мурун, аллохтон Таскаган, формации; 3 — метавулканогенно-сланцево-карбонатно-кремнистая PR<sub>2</sub> — е?; 4 — карбонатно-кремнисто-метатерригенная е—О<sub>2</sub>?; 5 — наволок Кокпатас — Мурун; 6 — разломы поздних стадий; 7 — позднепалеозойские гранитоиды.

В горах Букантау разрывные структуры этапа МД<sub>8</sub> наиболее хорошо изучены в районе месторождения Кокпатас (рис. 32). Они представлены пологими нарушениями на контакте каменноугольных карбонатных и терригенных пород (комплекс Кокпатас) с кремнисто-терригенными отложениями кокпатаасской свиты (каледонское основание комплекс Мурун). Углы падения надвигов 0—30°, в плане они имеют извилистые очертания и ограничивают овальное тектоническое окно, в котором обнажаются породы комплекса Кокпатас. Мощность зон от первых до 50—60 м. Из-



вестняки вблизи наволока доломитизированные и мраморизованные; терригенные породы брекчированные, рассланцованные, перемятые и осветленные на большую мощность; кремнистые породы рассланцованы, брекчированы. Повсеместно породы густо пропитаны гидроокислами железа и имеют бордовую окраску. В верхней части известнякового разреза, обнажающегося в тектоническом окне, в большом количестве встречаются мелкие изоклинальные складки. Кроме того, породы по мере продвижения к югу встречаются все чаще. Мурун интенсивно кливажируются. О проявлении сильных деформаций свидетельствует очень хорошо проявленная линейность, подчеркнутая слюдами в породах и ориентированностью кристаллов кальцита. Замеры ориентировки шарниров мелких лежащих складок в карбонатных и терригенно-карбонатных породах карбонового возраста указывают в среднем азимут  $300^\circ$  при разбросе  $40^\circ$ . Широко распространенная кливажная отдельность (сланцеватость) занимает положение осевой поверхности складок. Вергентность лежащих складок южная.

Метаморфизм толщ, слагающих верхний элемент разреза комплекса Кокпатас, по данным В. А. Хохлова, соответствует эпигенезу в горах Ауминзатау и Кульджуктау и мусковитовой субфации в горах Кокпатас и Окжетпес. Интенсивность деформаций по шкале Е. И. Паталахи (1985) оценивается в VIII—X тектонофацию мезозональной шовной складчатости (табл. 9).

Таким образом, в проявлении деформаций комплекса Кокпатас

Таблица 9

Динамическая, кинематическая и метаморфическая характеристики этапа деформации МД<sub>8</sub>

форма складок	Динамика			Кинематика		Метаморфизм	
	разрывы	структурный парагенезис	тектонофация, скапливание, %	ориентировка		вергентность и стиль деформаций	парагенезис минералов
				шарниров	осевых поверхностей		
Стрефовидные 1:2—5	Вязкие, редкий элемент	Разрыв на границе комплексов, кливаж и линейность только вблизи разрыва. Редкие мелкие складки	В наволоке VI—X, в остальных частях проявлены, 67—100%	Субширотная $300 \pm 40^\circ$ полая	Ложачие и слабоаклоновые	Юго-западная. Пластинчатое течение в эски наволока	Серпичит, карбонат, биодистое и рудное вещество Стадия эпигенеза—мусковитовая субфация. Р—0,5—3 бар, Т—280—355°C, региональный

четко наблюдается локализация пластического течения пород в узкой шовной зоне наволока. Остальная часть разреза при дислокациях МД<sub>8</sub> сохранила жесткие свойства и заметно не деформировалась. Такое проявление дислокаций еще раз подчеркивает, что горизонтальные перемещения блоков происходили в основном при активном пододвигании тектонических блоков друг друга. Омолаживание возраста олистостромовых комплексов сверху вниз в каждом нижележащем блоке указывает на то, что пододвигание происходило последовательно от верхних покровов к нижним. В этом отношении все покровное сооружение представляет собой «идеальную» аккреционную призму (Геодинамические реконструкции..., 1989).

### Подстадия коллизионная

Этап МД<sub>9</sub> — деформация аккреционного клина широтными складками общего смятия

Проявление деформаций этапа МД<sub>9</sub> отмечается на всей территории Кызылкумов от гор Букантау до Кульджуктау, затрагивая породы всех покровов и молассондные отложения неоавтохтона.

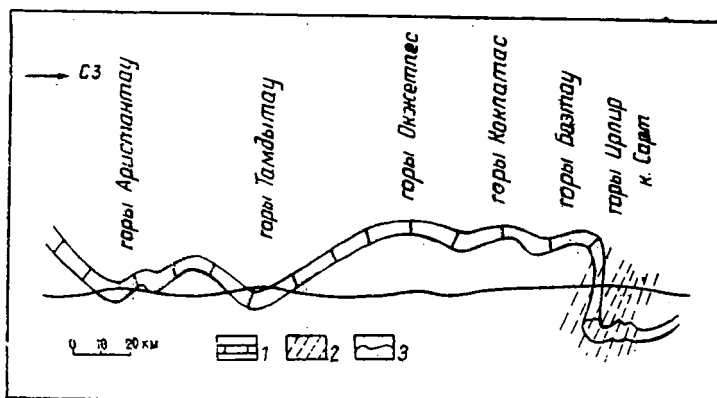


Рис. 33. Зеркало крупных складок этапа МД<sub>9</sub> в поперечном меридиональном разрезе Кызылкумов, восстановленное по кровле и подошве карбонатной формации комплекса Мурун:

1 — карбонатная формация; 2 — появление кливажа; 3 — уровень эрозионного среза.

При удалении участков развития складчатых структур этого этапа от консолидированных массивов — Срединного Тянь-Шаня на севере, Устурт-Таримского микроконтинента на юге деформации проявлялись с различной интенсивностью (рис. 33), в пограничных областях — Северном Букантау и Кульджуктау — наиболее интенсивно, в Центральных Кызылкумах — значительно слабее.

Структура Северного Букантау выражена крупной сжатой синформной складкой широтной ориентировки, в которую сминаются

породы комплексов Мурун, Букан, Кулкудук, Тамды, разделяющие их зоны наволоков и молассовые отложения  $C_1-C_3$ . Южное крыло складки крутое и слегка запрокинуто к северу (Ирлирская гряда), северное скрыто под чехлом мезо-кайнозойских отложений. По более мелким структурам, развитым в центре синформы, можно представить главную структуру в целом (рис. 34, 35). Там же наблюдаются мелкие изоклиналильные складки с ши-

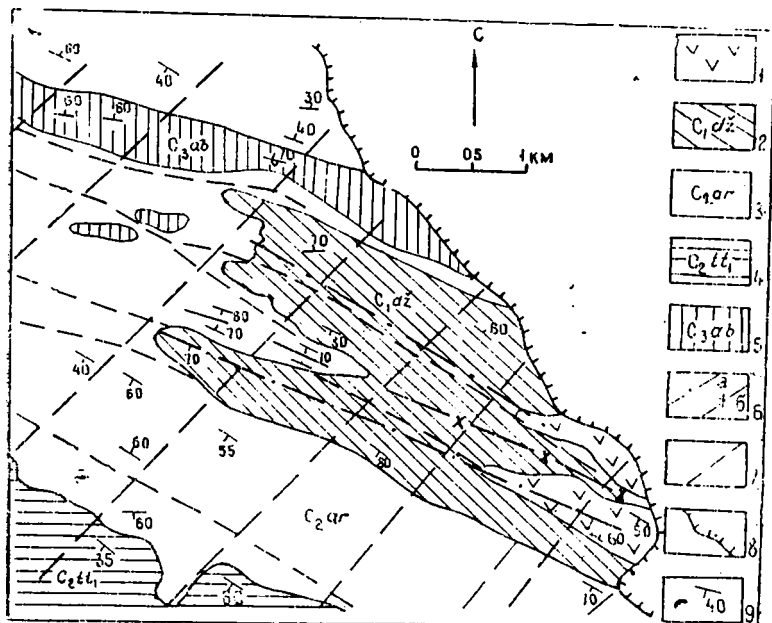


Рис. 34. Схема геологического строения и структура основания молассоидной формации в Северном Букантау. Район кол. Сарт (по Я. Б. Айсанову и др.):

1 — вулканиты основного состава; 2 — карбонатные породы джускудукской свиты ( $C_1$ ); грубообломочные молассоидные породы; 3 — архарская свита ( $C_2$ ); 4 — нижняя подсвита тохтаууской свиты ( $C_2$ ); 5 — ашбулакская свита ( $C_3$ ); 6 — оси антиклиналей (а), синклиналей (б); 7 — разломы; 8 — границы с мезо-кайнозойскими отложениями; 9 — элементы залегания пород.

ротными осевыми поверхностями  $190-200^\circ \angle 60-80^\circ$  и шарнирами, ориентированными по азимуту  $280-300^\circ \angle 10-30^\circ$ . В породах проявлен кливаж, параллельный осевым поверхностям складок. Деформации этого этапа в Северном Букантау по шкале Е. И. Паталахи (1985) относятся к IV—VII тектонофациям.

К югу структура этого этапа включает антиформные складки в горах Бозтау, Кокпатас, Окжетпес и крупную синформу в Северном Тамдытау. В последнюю смяты покровы комплексов Мурун, Букан, Кулкудук, Тамды и молассовые отложения. Осевая поверхность синформы близвертикальная, протяженность

около 40 км и размах крыльев около 20 км. Углы падения пород на крыльях 20—60°. Ее шарнир ориентирован по азимуту 90—100°. Синформа характеризуется сравнительно простым строением и отсутствием осложняющих, более мелких складок. В карбонатных породах ( $S_2$ — $D_1$ ) комплекса Тамды эти деформации проявлены в виде мелких (до нескольких сантиметров) складок с вертикальными осевыми поверхностями и линейностью по азимуту  $110 < 50$ . В осевых частях мелких складок проявлен грубый кливаж.

Следующая синформная складка расположена в центральной части гор Арстантау, где в мульде сохранились останцы девон-

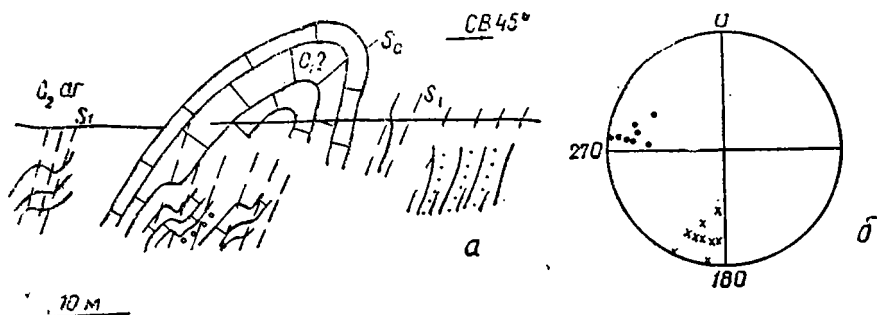


Рис. 35. Морфология и ориентировка складок  $MД_9$  в Северном Букантау:

а — зарисовка в разрезе запрокинутой на север антиклинали в известняках джузкудской свиты ( $S_1$ ), карбонатные породы имеют согласный контакт и постепенный переход с архарской свитой; б — ориентировка шарниров (точки) и осевых поверхностей (крестики) изохлинальных складок.

каменноугольных карбонатных отложений комплекса Мурун. Размах крыльев составляет порядка 10 км, углы падения пород 20—40°, что характерно для IV—V тектонофазий.

Наиболее южная область, где достоверно зафиксированы складчатые и разрывные деформации этапа, находится в горах Кульджуктау. Здесь складки  $MД_9$  образуют сложнопостроенную веерообразную синклинальную структуру (рис. 36). Осевые поверхности складок, разломы на южных склонах гор запрокинуты к югу под углами 50—70°, а на северных под такими же углами — к северу. При этом шовной линией, где все структуры приобретают близвертикальное положение, служит полоса, вмещающая Бельтауский, Шайдарзский и Таушанский габброидные и ряд гранитоидных массивов.

Контакты магматических тел представляют собой крутые зоны высокотемпературного расслаивания. Крутизна текстур течения в центре структуры — отличительная особенность от ранее описанных синформ.

Ориентировка крупных складчатых и разрывных структур в горах Кульджуктау имеет вариации по простиранию от восточно-юго-восточной до широтной. Характерная особенность крупных

складок этапа МД<sub>9</sub>— сильная сжатость синклиналей и развитие продольных вязких разрывов. Во всех породах комплекса Кокпатас, вплоть до конгломератов самой молодой камыстинской свиты С<sub>2-3</sub>, широко развита мелкая складчатость кливажного типа (рис. 37). Кливаж проявлен избирательно, наиболее тонкий и частый в алевропелитах, грубый и редкий в гравелитах и конгломератах. Углы падения пород на крыльях 30—60°. Вергентность складок на северных склонах северная, на южных — южная, создает дивергентную картину тектонического потока в обе стороны от центра. Интенсивность деформаций по характеру структурного парагенеза соответствует V—VIII тектонофациям.

Необычный для Кызылкумов дивергентный стиль складчатого строения палеозойских отложений Кульджуктау требует несколько более подробной характеристики центральных тектонических швов, внутри и по периферии которых сконцентрированы габброидные и гранитоидные массивы.

Наиболее крупный разлом в Кульджуктау трассируется (с запада на восток) вытянутым вдоль него Бельтауским габброидным массивом, цепочкой мелких тел габброидов, Шайдаразским и Таушанским габброидными массивами. Одновременно он служит границей распространения северного и южного типов разреза вулканогенно-карбонатно-терригенной формации О<sub>2</sub>—С<sub>1</sub>. Восточная половина его большей частью перекрыта отложениями таушанской свиты. Ориентировка разлома от юго-восточной до

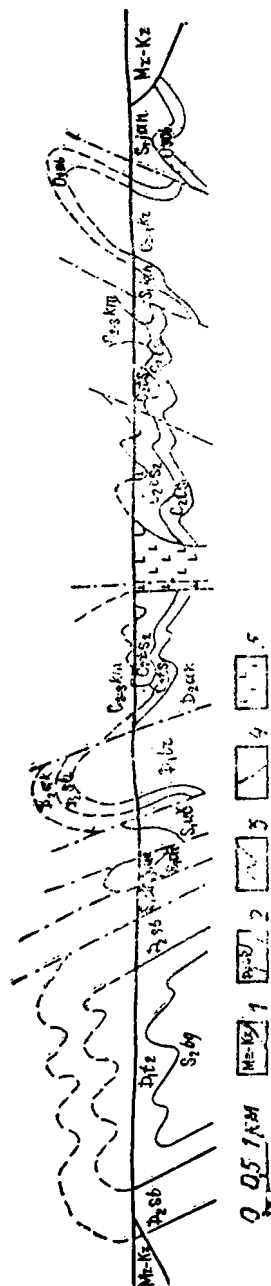


Рис. 36. Структура центральной части гор Кульджуктау (с использованием материалов Я. Б. Айсипова и др., 1984 г.):

1 — покров мезо-кайнозойских отложений; 2 — геологические границы; 3 — предполагаемая увязка геологических границ; 4 — разломы; 5 — габброиды Шайдаразского массива. О<sub>2</sub>ob; О<sub>2</sub>kz; S<sub>1</sub>jan; S<sub>1</sub>dr; S<sub>1</sub>uc; S<sub>1</sub>dz; S<sub>3</sub>bg; D<sub>1</sub>tr; D<sub>2</sub>sb; D<sub>3</sub>ak; C<sub>2</sub>ts; C<sub>3</sub>ts; С<sub>2-3</sub> km — стратиграфические подразделения гор Кульджуктау.

широтной, прослеживается на 35 км. В 10 км к югу от него, по геофизическим данным, отмечен еще один такой разлом, фиксируемый на дневной поверхности Тозбулакским и Кынгыртауским гранитоидными массивами, расположенными на одной линии. На северо-западе Кульджуктау эти разломы соединяются. Наличие (геофизические и буровые данные) к югу и юго-востоку от гор Кульджуктау габброидных массивов позволяет предположить, что описанные разломы не единственные. С этими разломами связаны поперечные трещины, вмещающие дайки разного состава, —

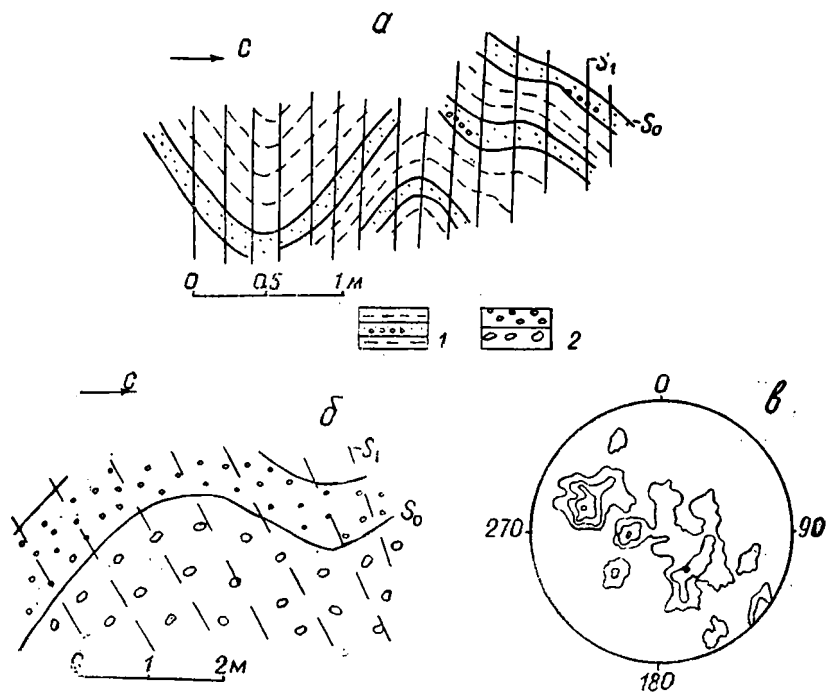


Рис. 37. Зарисовка в разрезе мелких складок в верхнетаушанской подсите (а), камыстинской свите (б) и диаграмма (в) ориентировок шарниров складок (35 замеров). Арапказгансай.

а—Л=310±30, К=ОП=25±80; б—Л=275±30; в—К=ОП=0~70; 1—переслаивание гравийных песчанников и аргиллитов; 2—конгломераты и гравелиты; S<sub>0</sub>—слоистость; S<sub>1</sub>—кливаж.

дериваты интрузивных пород крупных массивов. Протяженность даек 0,5—2 км, мощность первые метры. Густота развития даек местами очень значительна.

В горах Кокпатас и Окжетпес в тектонических окнах прослежены зоны разломов северо-западного направления, вмещающие интенсивно тектонизированные блоки серпентинизированных основных и ультраосновных пород, аналогичных по петрохимичес-

ким характеристикам Кульджуктауским. Широко распространена и дайковая серия, причем пучки даек также ориентированы поперек разломов.

Приуроченность к разломам магматического материала глубинного происхождения и крутое положение разломов позволяют предположить, что на ранних стадиях их формирования должны были преобладать сбросовые перемещения с растяжением коры. Возможно, они контролировали накопление глубоководных кремнистых пород в основании грубообломочной толщи карбонового олистодрома. Если это предположение верно, то разломы этой стадии, вероятно, имеют рифтогенную предысторию.

Разрывы этого этапа в структурно вышезалегающих тектонических комплексах фиксируются в виде протяженных тектонических швов и зон повышенной трещиноватости. Эти разрывы, в отличие от более ранних, хорошо картируются по смещениям стратиграфических и литологических границ, по проявлениям брекчирования, гидротермальной жильной кварц-сульфидной минерализации, поясам даек. С поверхности по зонам разломов развиваются линейные коры выветривания, достигающие глубин до сотен метров. Протяженность разломов от первых до десятков километров, мощность от первых до десятков метров. Ориентировка разломов преимущественно широтная северо-западная, реже восток-северо-восточная. Северо-западные крупные разломы известны в горах Щуцактау и Южном Букантау. Широтные разломы и зоны повышенной трещиноватости на юге гор Ауминзатау вмещают пояса даек. В горах Аристантау восток-северо-восточный разлом контролирует дайку гранитоидного состава протяженностью около 10 км и мощностью несколько метров. Широтные нарушения, как правило, взбросо-сдвигового характера.

Преимущественно хрупкий характер деформаций в швах разломов, открытая морфология складок на большей части Кызылкумов позволяют относить деформации этого этапа к III—V тектонофазиям, с повышением в краевых областях — к VII—VIII (табл. 10).

Заметных проявлений метаморфизма пород, связанного с этими деформациями, не установлено. Известны локальные контактовые ореолы зонального ороговикования пород вокруг крупных интрузивных тел и даек.

Возраст проявления деформаций определяется в возрастной «вилке» как послепозднекарбонный (возраст молассоидной формации), но домеловой (основание платформенного чехла). Учитывая, что парагенетически с этими деформациями связано внедрение орогенных интрузий, предполагаем, что наиболее вероятный возрастной диапазон этих деформаций — конец позднего карбона — пермь, что совпадает с оценками В. С. Буртмана (1973) и Г. С. Поршнякова (1973).

## Стадия киммеридо-альпийского внутриплитного развития

Этап Д<sub>10</sub> — образование кольцевых структур, сбросо-сдвигов  
и чешуйчатых надвигов

В результате изучения космофотоснимков в Западном Узбекистане выявлен Центральнo-Кызылкумский ареал развития кольцевых структур (Шульц, 1974; Борисов, Глух, 1982). Он представлен разными по диаметру, форме и внутреннему строению частными кольцевыми структурами, причем более мелкие формы — наложенные, т. е. более молодые обновленные или новообразованные структуры.

По О. М. Борисову, А. К. Глуху (1982), этот ареал в рельефе — несколько приподнятая равнинная территория с низкими горными возвышенностями, окруженными предгорными пролювиальными шлейфами и отделенными друг от друга песчаными массивами и дефляционными котловинами с такырами. В морфоструктурном отношении ареал представляет собой сложнопостроенную куполовидную структуру, внешнее обрамление которой подчеркнуто системой прогибов с верхнеплиоценовыми четвертичными осадками.

Впервые на наличие концентрических сводовых структур указал С. С. Шульц мл., выделивший поднятие Букан, Коксенгир и Тамды и ряд более мелких. В настоящее время описано (Борисов, Глух, 1982) около 20 кольцевых структур, из которых наиболее крупные Букантауская, Тамдытауская, Кульджуктауская и Базаубайская. По предложенной классификации (Борисов, Глух, 1982) первые три крупные кольцевые структуры отнесены к купольному типу, последняя — Базаубайская — к депрессионно-бортовому (рис. 38).

К более мелким кольцевым структурам относятся Тулянташская, Ирлирская, Восточно-Букантауская, Жетымтауская, Тахтаньктауская, Алтынтауская и др.

Кольцевые купольные и депрессионные структуры по классификации Е. И. Паталахи (1985) относятся к глубинно-гравитационному типу складчатости.

Оценка времени формирования кольцевых структур выполнена С. С. Шульцем мл. По его данным, формирование кольцевых структур началось после верхнего карбона, но до верхнего мела и продолжается до настоящего времени, что доказывается различием мощностей и фаций разреза чехла внутри и вне колец. В связи с этим современная конфигурация кольцевых структур может быть обусловлена в большей степени неоген-четвертичными процессами.

Второй тип структур в платформенном чехле представлен прямыми слабилинейными в плане складками большого радиуса, ограниченными разломами северо-восточного простирания (табл. 11). Проявление этих деформаций отчетливо фиксируется



в мезо-кайнозойском чехле района. Как показано (Пятков и др., 1967), время проявления основной фазы движений — поздний неоген. Главные структуры — горные поднятия (горст-антиклинали) и конседиментационные депрессии (грабен-синклинали).

В породах домезозойского фундамента, вскрытых эрозией, складчатые деформации проявились в образовании куполовид-

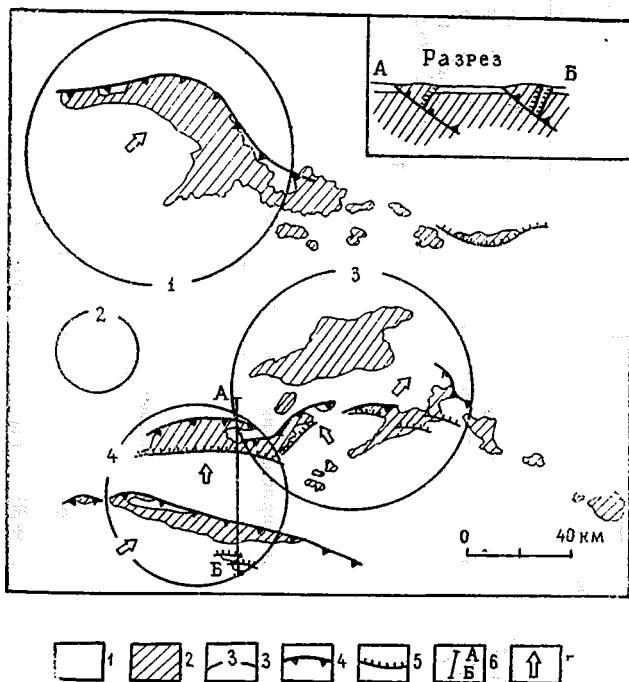


Рис. 38. Схема основных кольцевых структур и альпийской надвиговой тектоники Кызылкумов:

1 — мезо-кайнозойский осадочный чехол, 2 — выходы домезозойского фундамента; 3 — кольцевые структуры (цифры на рисунке: 1 — Букантауская, 2 — Базаубайская, 3 — Тамдытауская, 4 — Кулджуктауская); 4 — чешуйчатые надвиги; 5 — встречные надвиги-взбросы; 6 — линия разреза; 7 — предполагаемое направление перемещения блоков.

ных антиклиналей, слабо вытянутых в северо-восточном направлении — Ауминзинской, Бельтауской, Джетымтауской, Амантайтауской, Каракатинской, Аристантауской, Тамдытауской, Букантауской и др. Они представляют собой в основном горст-антиклинальные поднятия. В обычном случае — это складки с очень пологими  $0-20^\circ$  крыльями.

Отношение длины полуволны складок к амплитуде 2—10:1. Мезо- и микроформы в общем случае редки, отмечаются только вблизи крупных разломов. Кливаж отсутствует. Очень неровные и редкие трещины (1—2 на 1 пог. м) с приблизительным северо-восточным простиранием могут образовывать отдельные про-

Таблица 10

Динамическая, кинематическая и метаморфическая характеристики этапа деформаций  $M_0$ 

Динамика				Кинематика			Метаморфизм	
форма складок	разрывы	структурный парагенезис	тектонифация, сжатие, %	ориентировка		вергентность и стиль деформации	парагенезис минералов	фашиа, Р—Т условия и характер проявления
				шарниров	осевых поверхностей			
Открытые, лопостные, пологие 1:0,5÷1	Хрупкие, реже вязкие	Складки, седативный кливаж, разрывы, сбросы, сдвиги, раздвиги. Редко муллионструктуры, линейность	III—V до VII—VIII, от 17—45 до 55—83%	Северо-западная 290±40, пологие	Крутые, субвертикальные	Вертикальная с наибольшим опрокидыванием на север, дивергентная северо-восточная и юго-западная. Поперечное сжатие, орогенного, типа	Контактный зональный и локальный гидротермальный	

Таблица 11

Характеристика динамических, кинематических особенностей проявления этапа деформации  $D_{10}$ 

Динамика				Кинематика			Метаморфизм	
форма складок	разрывы	структурный парагенезис	тектонифация, сжатие, %	ориентировка		вергентность и стиль деформаций	парагенезис минералов	фашиа, Р—Т условия и характер проявления
				шарниров	осевых поверхностей			
Открытые большого радиуса 2—10:1	Почти исключительно хрупкие. Слабо упорядочены по ориентировке Сейсмические	Крупные складки, продольные и диагональные разрывы. Остальные элементы не характерны	I—II, до 17%	Северо-восточная 30±30°, пологие	Крутые и вертикальные. В.лизи надвигов наклонные	Вертикальная. Для надвигов в северных румбах. "Вспучивание, над глубинными очагами разуплотнения, сдвиги и шовные малоамплитудные зарождающиеся надвиги	Не проявлен. Отмечаются локальные гидротермальные проявления	

тяженные зоны, которые хорошо дешифрируются на КФС как в домезозойских комплексах, так и в чехле. Линейность как структурный элемент отсутствует.

Наиболее интересные структуры этого этапа — разрывы. Они представлены зонами повышенной трещиноватости (без существенных перемещений), зонами брекчий и катаклазитов (с существенным перемещением). По резким границам, обилию брекчий различного типа эти разломы относятся к «хрупким» (классификация Е. И. Паталахи, 1970). Преобладают сбросы и взбросы. По данным Б. Б. Ситдикова, амплитуда относительного вертикального перемещения в послезоценовое время для массива Тамды составляет 2 300 м. Сдвиговая амплитуда разломов, по данным АФС и КФС, составляет первые десятки, реже первые сотни метров, но, возможно, в некоторых случаях, под чехлом рыхлых осадков могут быть выявлены разломы со значительно большим смещением (километры и более).

В последние годы в результате поискового и структурного бурения по периферии горных возвышенностей установлен ряд участков, где палеозойские отложения надвинуты на меловые, палеогеновые и неогеновые отложения чехла. Наиболее хорошо изучены в этом плане дугообразные разломы, развитые по северной периферии гор Ауминзатау, на северо-западе гор Бельтау — севере Амантайтау и Аристантау. Надвиги подобного рода установлены на юго-западном окончании гор Джетымтау. Видимая амплитуда надвигов в ряде случаев свыше 300 м. Швы надвигов выполнены глинками трения с брекчией палеозойских пород. Наклон их колеблется от 60 до 40° и всегда направлен под воздымающееся горное сооружение. Прослеженная горными выработками протяженность до 5—8 км, а с учетом дешифрирования АФС — несколько десятков километров. Некоторые из них сливаются с дугообразными ограничениями крупнейших кольцевых структур и, вероятно, кинематически связаны с ними. Из-за почти полного перекрытия четвертичными отложениями эти структуры пока плохо изучены и их подробная характеристика невозможна. По классификации Е. И. Паталахи (1985), эти деформации соответствуют I—II тектонофациям эпизональной отраженной в шовной складчатости.

Роль охарактеризованных выше этапов деформаций в строении современной коры Кызылкумов неодинакова: следы одних сохранились в реликтах, проявление других, наиболее поздних, только начинает искажать герцинскую шарьяжно-складчатую структуру — несомненно наиболее яркая особенность глубинного строения региона. Расчетная геолого-геофизическая модель представлена в виде двух разрезов (рис. 39). Она показывает особенности глубинного строения региона и роль большинства из этапов деформаций в формировании современной структуры.

Рассмотрим некоторые общие особенности эволюции структуры. Главная из них — многоэтапность и интерференционный ха-

рактер деформаций, определенные многообразием динамических, кинематических и метаморфических параметров. Кроме того, некоторые деформационные процессы оказываются как бы дискретными в пространстве и их проявление приурочено к одному или нескольким блокам палеокоры, а другие обладают голоморфным типом, проявленным во всем объеме домезозойского основания.

Если проследить эволюцию динамических особенностей деформаций, то в общем виде отчетливо наблюдается последовательная цикличность. Сначала проявляются деформации высоких тек-

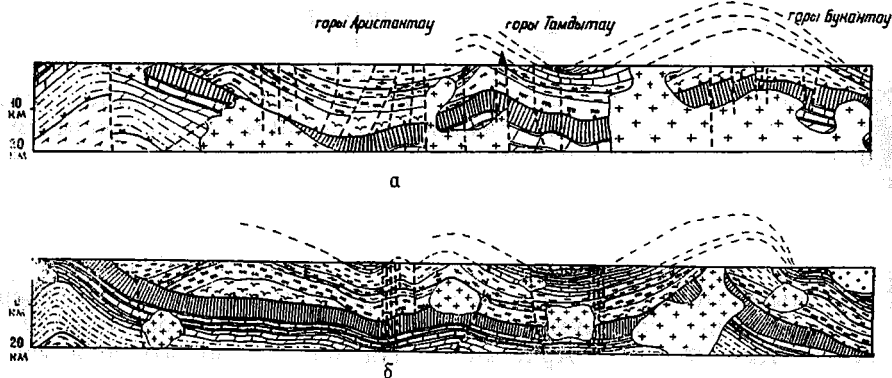


Рис. 39. Глубинное строение палеозойского складчатого основания Кызылкумов на основе комплексного геофизического моделирования (П. А. Мухин, Ю. С. Савчук, С. О. Борисов).

Меридиональные разрезы: а — через сверхглубокую скважину СГ-10 (треугольник), б — восточнее 20 км. Усл. обозн. см. на рис. 9.

тонофаций, сопровождаемые горизонтальными пластическими перемещениями блоков поддвигового типа, а затем уже умеренных и низких с преимущественным «выдавливанием» материала вверх. С этой точки зрения в районе выделяются две полных стадии — каледонская и герцинская и одна неполная — киммеридо-альпийская, при этом от стадии к стадии интенсивность деформаций прогрессивно уменьшается.

Кинематика проявления деформаций в пределах одной стадии характеризуется небольшими изменениями направлений осей сжатия (исключение этап МД<sub>5</sub>), что указывает на общность причин проявления тектоногенеза от подстадии к подстадии с изменением лишь направления тектонического течения от субгоризонтального к вертикальному.

Внутренняя структура комплексов сформирована деформациями ката- и мезозональной шовной складчатости. Катазона (амфиболитовая фация метаморфизма) характерна только для ранних каледонских этапов МД<sub>1</sub> и МД<sub>3</sub> и наиболее проявлена в основании нижних покровов комплексов Мурун и Тамды. Вверх по разрезу тектонических комплексов метаморфизм заметно убывает до биотитовой субфации зеленых сланцев. В остальных слу-

чаях он соответствует мезозоне. Высокотемпературный характер процессов деформации в каледонское время позволяет предположить, что в этот период или счешунвались и причленялись более глубокие уровни океанической коры, или градиент температур был выше, чем в герцинское время. От стадии к стадии происходило выведение пород комплексов с глубоких горизонтов палеокоры на более верхние с последовательным наращиванием легкого «осадочного» и «гранито-метаморфического» слоев вновь образующейся коры.

Для всех этапов деформаций, проявившихся в субдукционные подстадии независимо от времени их проявления, отмечается закономерное снижение интенсивности динамометаморфических процессов по удалению в обе стороны от шовных зон наволоков вне зависимости от углов их падения. Интенсивность меняется от V до X тектонофации для этапов шарьирования, причем более высокие тектонофации отмечаются в верхних частях нижележащих покровов (кроме основания комплекса Кулкудук). Такая закономерность в интенсивности переработки формаций, залегающих в верхних частях тектонических комплексов, при наличии запечатленных в них литологических признаков прогибания и наклона дна, предвещающих динамометаморфизм позволяет предполагать поддвиговый стиль горизонтальной транспортировки блоков.

Сопоставление и корреляция каледонских этапов деформаций в основаниях тектонических комплексов выявляют их дискретность. Так, отчетливо проявленное в основании комплекса Мурун тектоническое течение пород не имеет аналогов в синхронных отложениях комплексов Букан и Кокпатас. Поскольку столь значительный процесс явно охватывал большие объемы пород, чем это ныне представлено на изученной территории, мы предполагаем, что в настоящее время по структурным событиям этот блок является террейном или ксеноблоком (Геодинамические реконструкции..., 1989). Еще более отчетливо экзотическая природа тектонических комплексов устанавливается при сопоставлении латеральных рядов формаций в палеообластях с корой океанического (комплекс Кулкудук) и островодужного (комплекс Букан) типов. Здесь в одновозрастных формациях мы не обнаруживаем следов взаимного пропикновения фаций, что возможно только при значительной удаленности их друг от друга и тектоническом разобщении блоков коры с переходными фациями.

И, наконец, очевидно, что первоначальные размеры палеобассейна, где происходило формирование блоков коры и их последующее превращение в тектонические комплексы — шарьяжи, намного превышали современные складчатые сооружения. Оценка поперечного сжатия через тектонофациальный анализ указывает, что первоначальные размеры палеобассейна в раннем палеозое должны в 6—8 раз превышать современные, т. е. более 700—900 км. Эта оценка должна восприниматься как минимально возможная, т. к. она основывается на сохранившихся размерах блоков без учета их бесследного поглощения в зонах субдукции.

## ГЛАВА 4. ПЕРВИЧНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ КЫЗЫЛКУМОВ В ПАЛЕОЗОЕ

При восстановлении первичной тектонической зональности комплексов мы использовали данные, изложенные выше, а также палинспастические реконструкции, выполненные по соседним районам Южного Тянь-Шаня и некоторые важные петрологические и палеомагнитные сведения, опубликованные ранее. Реставрация проводилась по схеме И. И. Белостоцкого (1970), несколько видоизмененной для целей палинспастики бассейнов с корой океанического типа (История..., 1987). Эта схема представляла собой последовательность операций по современной расчетной модели глубинного строения Кызылкумов в виде профиля.

1. Латеральное увеличение поперечных размеров региона с учетом величины деформаций этапов  $D_{10}$ , (М) $D_9$ . Последовательное перемещение шарьяжных тектонических комплексов в горизонтальном направлении, противоположном тектоническому перемещению. Реставрация латерального ряда с учетом времени проявления этапов  $MD_5$ — $MD_8$ . Увеличение поперечных размеров основания комплексов Мурун и Кокпатас с учетом величины деформаций  $D_4$ . Создание полного ряда последовательности блоков путем горизонтального перемещения аллохтонов Тасказган и Косманачи.

2. Проверка правильности восстановленного латерального ряда блоков палеокоры путем сопоставления латеральных рядов формаций. Восстановление по вертикальным рядам формаций геодинамической эволюции каждого блока. Определение дискретных или плавных переходов латеральных рядов и прогноз отсутствующих (уничтоженных) блоков.

3. Оценка поперечных размеров области с палеоокеанической корой на основе петрологических и других данных о средних скоростях спрединга. Корректировка общих размеров палеобассейна.

4. Проверка расстояния между краевыми частями палеобассейна путем анализа палеомагнитных данных, а также восстановление его положения в широтных координатах. Сопоставление широтного положения с палеоклиматическими данными.

Как показано в гл. 1, исследованная территория Кызылкумов

принадлежит западному окончанию центральной части герцинского орогена Тянь-Шаня, возникшего при закрытии бассейна с корой океанического типа и столкновении сиалических массивов. Поэтому в районе в основном развиты породы, образовавшиеся в океанических и приокеанических условиях, переработанные и метаморфизованные в областях сжатия (зоны субдукции на окраинах континентов или островных дугах различного типа). Содержащаяся в них информация отображает только процессы внутри океанического пространства и почти не затрагивает, особенно для раннепалеозойского времени, процессы в краевых сиалических блоках. Поэтому есть трудности в согласованности анализа процессов внутри океанического пространства, на его окраинах и краевых континентах. В связи с этим мы использовали имеющиеся палеомагнитные данные. Другая трудность проведения палеогеодинамических реконструкций заключается в недостаточной точности оценки первоначальной ширины палеооциальных зон. Существующие петрологические и палеомагнитные методы позволяют оценить размеры с точностью до 100 км, но в пределах изученного региона и эти данные ограничены. Свои трудности в ряде случаев накладывает недостаточная возрастная диагностика пород и высокая степень их динамометаморфической переработки.

**Поздний протерозой ( $\approx 700$  млн лет).** Наиболее древние образования Кызылкумов выделяются в Южном Тамдытау в составе комплекса Мурун в качестве метатерригенно-базальтовой субформации (джургантауская свита). Вопрос о возрасте и положении пород в разрезе дискуссионный. Относительно надежно установлено, что породы субформации обнаруживают следы деформационных и метаморфических процессов, которые отсутствуют во всех других комплексах региона. Они включают динамотермальный метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации, деформацию и статическую перекристаллизацию пород высоких ступеней метаморфизма при сменяющихся условиях сжатия и растяжения и связанные, вероятно, с восходящим тепловым потоком (Мухин, Савчук, Колесников, 1988). Эти тектонометаморфические условия обычны для обстановок рифтогенного типа, что подтверждается восстановленным по петрохимическим данным первичным составом пород, отвечающим рифтогенным «грабеновым» фациям. Более точная конкретизация геодинамической обстановки этого периода в настоящее время преждевременна, поскольку отсутствуют данные о первичной ширине рифтогенной структуры, ее внутренней зональности и географическом положении.

**Поздний протерозой — кембрий (550 млн лет).** Первая стадия (рис. 40), которая относительно надежно реставрируется в виде палеогеодинамического профиля, — формирование океанических толеитовых базальтов и кремнисто-карбонатных пород (метавулканогенно-сланцево-карбонатно-кремнистая формация  $PR_2$ —6?). В это время в одинаковой обстановке образуются породы двух тектонических комплексов Тамды и Мурун. Их облас-

ти накопления могут быть отождествлены с зоной спрединга (срединноокеанические хребты, окраинные моря, «горячие точки» типа о. Исландия). Судя по последующей истории формирования и положению в тектонической структуре (различная вергентность каледонских деформаций, нахождение в фундаменте разных герцинских тектонических единиц) комплексы, вероятно, располага-

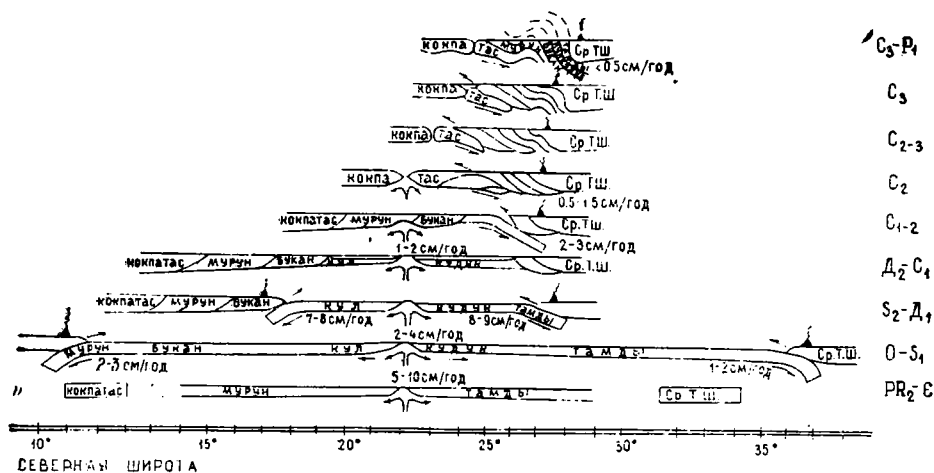


Рис. 40. Схема геодинамической эволюции Кызылкумов в палеозое.

лись на различных плечах зоны спрединга. Географическое положение этой зоны, по палеомагнитным данным, соответствовало  $22^\circ$  с. ш. (табл. 12).

Ширина продуцированной в зоне спрединга коры оценена приближенно на основе химического состава базальтов. По полученной скорости спрединга (3—10 см/год; Шаякубов и др., 1988), а также времени формирования океанической коры (не менее 100 млн лет) она должна составлять более 2 тыс км (Мухин, Каримов, 1989). Это, вероятно, стадия наибольшего расширения палеоокеанической структуры.

**Ордовик — ранний силур (420 млн лет).** Во вторую стадию (рис. 40, 41) палеобассейн дифференцируется и внутри структуры удается выделить области с отличающимся типом осадконакопления.

Наиболее южная из них, соответствующая области накопления пород комплекса Кокпатас, располагалась в относительной близости от вулканической области и, возможно, являлась ее передовым фронтом (вулканогенно-терригенная формация  $O_{2-3}$ ). Мелководность отложений, обилие макрофауны рифопостроителей, значительное количество туфов среднего и кислого состава известково-щелочной серии и продуктов их перемыва указывают на



Палеомагнитные направления и палеошироты накопления палеозойских пород Кызылкумов и сопредельных территорий

Возраст	Объект изучения, район	Место отбора		D	J	Кол-во обр.	K	d <sub>95</sub>	φ <sub>п</sub>	Автор
		φ	λ							
V - E <sub>1</sub>	Метабазальты, тасказганская свита, Тамдытау	41,5	64,3	350	37	010	058	13	22	X. А. Абдуллаев и др. (1988)
E <sub>2</sub> - O <sub>1</sub>	Метабазальты, тасказганская свита, Бельтау	41,1	64,1	038	23	008	007	16	11	
E <sub>2</sub> - O <sub>1</sub>		41,1	64,1	028	23	025	016	07	11	
				209	-23	021	011	09	11	
E <sub>2</sub> - O <sub>1</sub>		41,1	64,1	45	22	005	017	15	11	
				226	-27	005	014	17	14	
E <sub>2</sub> - O <sub>1</sub>	Песчаники, алевролиты, пелиты третьей бесапанской подсвиты, Тамдытау	41,5	64,3	259	22	146	051	11	11	
E	Перидотиты, Тескудук, Тамдытау	41,7	64,3	259	-38	014	013	08	21	
E	Безальты, Тескудук	41,7	64,3	150	-37	005	009	20	21	
E	Полосчатое габбро, Тескудук	41,7	64,3	184	-34	004	062	09	19	
E	Дайки диабазов, Сев. Тамдытау	41,7	64,3	182	-36	008	014	10	20	
E <sub>3</sub> - O	Песчаники, кремни, известняки аякумарской свиты, Тамдытау	41,7	64,3	147	-36	016	017	08	20	
S <sub>3</sub>	Песчаники, шурукская свита, Кульджуктау	40,5	63,5	128	-25	011	011	21	13	
	Метаалевролиты, метапесчаники, вторая подсвита бесапанской свиты, Бельтау	41,1	63,7	160	-27	021	018	07	14	
		41,1	64,1	061	35	021	013	09	19	
				202	-35	007	012	15	19	
O <sub>2</sub> - S <sub>1</sub>	Песчаники, алевролиты, пелиты четвертой бесапанской подсвиты, Тамдытау	41,5	64,3	359	24	114	042	12	13	
O <sub>2</sub> - S <sub>1</sub>	Бельтау	41,5	64,1	337	24	004	021	15	12	
		41,3	64,2	172	-29	003	011	25	15	

2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
$O_2 - S_1$ (?)	Металесчаники, металавролиты второй бесапанской подсвиты, Тамдытау $O_2 - S_1$ (?) $O_2 - S_1$ (?)	41,5	64,3	337 157	31 -34	044 051	020 020	05 02	17 19	Х. А. Абдуллаев и др. (1988)	
$S_1$	Песчаники, алевролиты, джаксанская свита, Тамдытау (Кушкумбайсай)	41,6	64,3	187	-34	011	011	10	19		
$S_1$	Алевролиты, кремнистые сланцы, джаманкынгырская свита, Тамдытау (Тескудук)	41,7	64,3	172	-37	009	010	20	20		
$S_1 n$	Песчаники, алевролиты, известняки, Кульджуктау	40,6	63,5	178	-23	009	022	10	12		
$S_1 w$	Песчаники, алевролиты, туфопесчаники, Кульджуктау	40,6	63,5	8	31	010	010	10	16		
$S_2$	Песчаники, Кынгырская свита Тамдытау (Тескудук)	41,7	64,3	206	-35	009	017	11	19		
$S_2$		41,7	64,3	322 225	41 -40	009 013	015 015	12 12	24 23		
$S_2$	Песчаники, туфопесчаники, кушкумбайская свита, Тамдытау (Кушкумбайсай)	41,6	64,3	136	-41	003	081	09	24		
$S_2$	Песчаники, кынгырская свита Тамдытау (Тескудук)	41,7	64,3	206	-30	012	031	07	17		
$S_2$	Известняки Гиссарского хр. Искандердаря	39,10	69,10	157	-26	003	не опр.		14		
$D_2$	Известняки, доломиты, Южный Тамдытау	41,7	64,3	320 234	39 -34	011 023	018 018	10 06	23 19		Х. А. Абдуллаев и др. (1987)
$D_2$		41,5	64,3	351 189	33 -41	033 006			19 24		
$D_2$		41,5	64,3	355 331	32 40	033 016	018 010	06 13	18 23		
$D_2$		41,5	64,4	234	-33	026	017	06	19		
$D_2$							нет данных		24		

2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
D <sub>2</sub> ef—gv	Известняки, доломиты, Кульджуктау	40,2	63,5	185	—32	008	014	10	17	Х. А. Абдуллаев и др. (1988)
D <sub>3</sub> —C <sub>1</sub>	Песчаники, алевролиты дарбазинской свиты, Дарбаза	40,9	65,8	280	52	006	019	13	33	
C <sub>2</sub>	Песчаники, алевролиты, сланцы, Фергана	41,10	70,15	145	—50	—	12,6	15	30	С. А. Куренков и др. (1988)
C <sub>2</sub> m	Дацинты, андезиты Кураминского хребта (370)	41,00	70,00	146	45	370	8	3	27	Сводный каталог (1984)
C <sub>2</sub> m <sub>2</sub>	Алевролиты, песчаники. Вост. часть Алайского хр. (51)	41,10	70,15	68	35		15,6	17,3	20	В. Л. Клишенин и др. (1986)
C <sub>2</sub> m <sub>2</sub>	Песчаники, ажриктинская свита, Тамдытау	40 20	73,20	179	48	51	16,7	9,3	30	
C <sub>2</sub> —3	Гравелиты, песчаники, алевролиты таушанской свиты, Кульджуктау	41,5	64,2	188	—29	005	018	15	16	Х. А. Абдуллаев и др. (1988)
C <sub>2</sub> —3	Дацитовые порфириты, туфы, туфопесчаники. Курам. хр.	40,6	63,5	192	—36	35	010	06	20	Сводный каталог (1984)
C <sub>2</sub> —3	Песчаники. Гиссар. хр. Искандердарья	41,00	70,00	143	36	084	37	15	20	
P <sub>1</sub>	Порфириты, туфы, игнимбриты, песчаники, Курам. хр.	39 10	69,10	20	35	002	Не опр.		20	Х. А. Абдуллаев и др. (1988)
P <sub>1</sub>	Порфириты, туфолавы, песчаники, Курам. хр.	41,00	70,00	140	40	309	20	9	23	Сводный каталог (1984)
P <sub>2</sub> —T <sub>1</sub>	Кварцевые, фельзитовые порфириты, туфолавы, Курамин. хр.	41,70	70,00	138	51	073	43	14	32	Сводный каталог (1984)
		41,00	70,00	142	45	330	12	3	27	

то, что разрезы комплекса Кокпатас накапливались вблизи конвергентных границ плит, на висячем краю зоны субдукции.

Следующая к северу зона, отвечающая области формирования комплекса Мурун, характеризуется накоплением в усло-

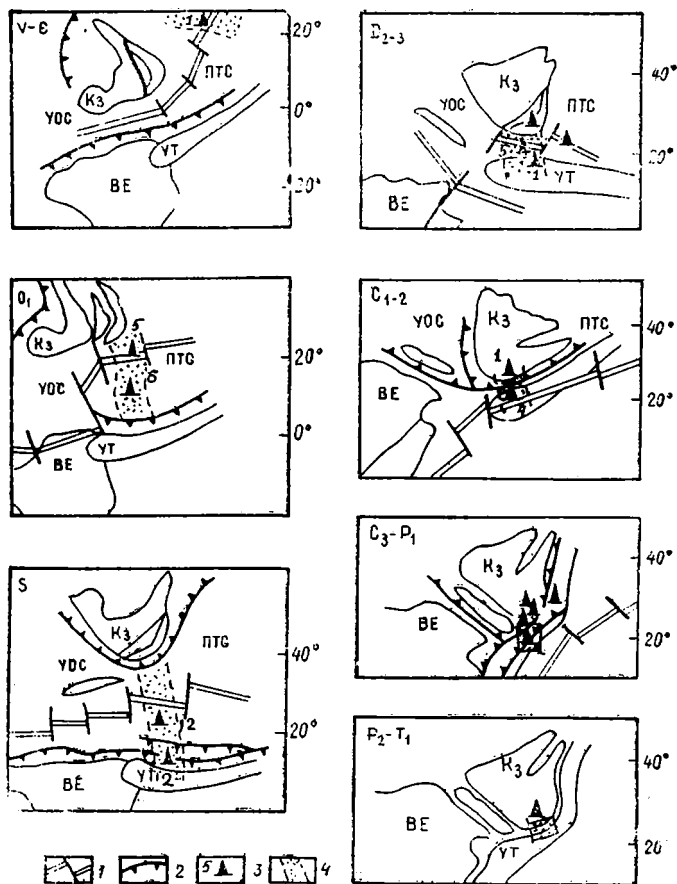


Рис. 41. Реставрация места формирования комплексов Кызылкумов в палеозойских структурах Урала и Тянь-Шаня.

*Кз* — Казахский континент, *ВЕ* — Восточно-Европейский континент, *УТ* — Устырт-Таримский микроконтинент, *УОС* — Уральская океаническая структура, *ПТС* — Палеогуркестанская океаническая структура. Положение *ВЕ*, *Кз* и *УОС* по данным Л. П. Зоненшайна (1984, 1987); 1 — зоны спрединга и трансформные разломы; 2 — зоны субдукции; 3 — палеомагнитный вектор; цифра — количество объектов палеомагнитного изучения; 4 — территории накопления палеозойских комплексов Кызылкумов.

виях приподнятого дна (кремнисто-карбонатно-терригенная формация  $\epsilon$ - $O_2$  аллохтона Косманачи), высокой динамикой среды (турбидитные пески и гравий, олистостромовые горизонты) и

привносом вулканического материала (пеплы, вулканомиктовые пески). Эта область располагалась значительно дальше от вулканического пояса, чем комплекс Қокпатас (меньшее количество вулканического материала) и значительно глубже (отсутствие макрофаунистических остатков, меньшая карбонатность пород). По условиям накопления скорее всего она отвечала подножию континентального склона вблизи зоны субдукции и располагалась около 11° с. ш. (табл. 12).

Следующая, еще более северная, зона формирования пород комплекса Мурун — карбонатно-кремнисто-метатерригенная формация  $\epsilon$ — $O_2$ ? аллохтона Тасказган. Она испытывала влияние привноса терригенно-вулканогенного материала с поднятий океанического дна (срединных хребтов, островов). Об этом свидетельствует заметная примесь туфов основного состава среди тонких алевропесчаных пород. Эта область располагалась не только севернее предыдущих, но и была значительно глубже под уровнем океана, о чем свидетельствует практически бескарбонатный состав глин и тонких илов разреза. Кроме того, если верно определено экзотическое положение карбонатно-кремнистых тел среди пелагического матрикса, то в этот период в зону поступали крупные олистолиты с соседних амагматических поднятий океанического дна.

Четвертая зона, располагавшаяся еще севернее, отвечала областям накопления комплекса Букан (кремнисто-карбонатно-терригенная формация  $O_{1-3}$ ). По данным из районов Северного Нуратау и Дарбазатау, преобладание пелитовых осадков с чередующимися тонкими водорослево-кремнистыми горизонтами и прослоями известняково-доломитовых пород позволяет идентифицировать разрез с толщами, накапливающимися на обширных амагматических поднятиях океанического дна типа подводных плато.

Следующая зона, отвечающая области формирования комплекса Кулкудук, располагалась в зоне спрединга (плагиигранит-габбро-перидотитовая формация). Весь комплекс пород формации от пироксенитов и полосчатых габбро, залегающих на них в виде «слоя», до параллельных даек диабазов и кварцевых порфиров в кровле «слоя» полосчатого габбро и, наконец, петрохимический состав пород, соответствующий плутоническим ассоциациям окраинных морей (натровая, толенитовая серия  $COX$  в сочетании с известково-щелочной островных дуг), указывают на формирование пород в области спрединга, являющейся, по-видимому, магматической осью палеоокеанической структуры.

На северном плече спрединговой зоны устанавливается также область, которая залегает на коре океанического типа (карбонатно-кремнисто-терригенная формация  $O-S$ ). По своим условиям она мало отличается от области накопления формации аллохтона Тасказган комплекса Мурун и является, вероятно, ее симметричным аналогом по другую сторону от оси спрединга.

Это сходство и послужило основанием для их сопоставления. Заметное отличие состава пород северного плеча зоны спрединга — примесь крупных обломочных слюд и обилие сохранившихся текстур оползания осадка. Они свидетельствуют о близости этой области к континентальной коре и заметном наклоне дна.

Возникшая в ордовике структурно-фациальная неоднородность бассейна в конце этой стадии (ранний силур) все более отчетлива. В пределах области накопления комплекса Кокпатас латеральная вулканическая зональность отражается на расстоянии первые десятки километров (вулканогенно-карбонатно-терригенная формация  $O_3-S_1^1$ ). По ряду признаков эта область соответствовала внешней фронтальной вулканогенно-рифовой гряде и осадочному клину у ее подножия.

В пределах палеофациальных зон накопления комплекса Мурун обвальное оползневые и турбидитные осадки сменяются турбидитно-флишевыми. В раннем силуре океанический тип разреза испытывает метаморфизм и, вероятно, пододвигание под другую часть океанической коры (этап  $MD_1$ ).

Процессы сжатия и метаморфизма, происходившие в краевых частях палеоокеанической структуры, не были связаны с процессами спрединга в центре структуры. Можно считать точно установленным, что никаких следов сжатия в породах комплекса Кулкудук не проявилось. Ориентировка даек диабазов показывает, что осевая зона спрединга простиралась в северо-западном направлении, а скорость расхождения, определенная по методу Л. Л. Германа и петрохимическим данным, составляла 1—2 см/год (Мухин, Фадеичева, Доморяд, 1989).

На северном плече спрединговой зоны в раннем силуре продолжают формироваться флиш-олигостромовые комплексы, вероятно, отражающие начавшиеся процессы скупивания на окраине океана. Во временном отношении они соответствуют началу события  $MD_3$  в комплексе Тамды.

**Поздний силур — ранний девон (400 млн лет).** В эту стадию (рис. 40, 41) завершается сжатие по краям палеоокеанической структуры с переходом этих областей в режим пассивных окраин при продолжающемся спрединге в центральной осевой зоне.

На южной периферии, начиная с позднего силура, в пределах области формирования комплекса Кокпатас прекращаются вулканические процессы и район переходит в стабильный режим пассивной окраины (терригенно-кремнисто-карбонатная формация  $S_1^2-C_1$ ). В это же время породы комплекса Мурун (кора океанического типа) испытывают подвиг под краевую зону в южном направлении, происходит интенсивный динамометаморфизм пород и возникает шарьяжно-складчатое сооружение (этап  $MD_2$ ). В пределах комплекса Букан подводная вулканическая деятельность островодужного типа, возникшая в раннем силуре, завершается и район приобретает смешанный терригенно-карбонатный стиль

осадконакопления, отвечающий зоне перехода от пассивной окраины на юге к океану на севере.

В пределах центральной океанической структуры, отвечающей формированию пород комплекса Кулкудук, продолжает проявляться активный спрединг с излиянием подводных базальтовых лав (кремнисто-известняково-вулканогенная формация). Спрединг, по петрохимическим данным, также относится к низкоскоростному — 1—2 см/год.

Севернее, вблизи южных краев Срединного Тянь-Шаня, продолжается субдукция океанической коры в северном направлении (структурно-метаморфический этап МД<sub>3</sub>). Данные об этом процессе в Кызылкумах немногочисленны, поскольку породы развиты локально на современной дневной поверхности и перекрыты позднепалеозойскими отложениями или размыты. Свидетельством этих процессов являются формирование раннепалеозойского олистострома, указывающего на сжатие по периферии бассейна; наличие вулканитов среднего и кислого состава по южной периферии Срединного Тянь-Шаня и принадлежность каледонских гранитов известково-щелочной серии (Буртман, 1984); синхронный метаморфизм повышенных давлений амфиболитовой фации части додевонских пород комплекса Тамды, хорошо коррелируемый с поясом развития «голубых» метасланцев и эклогитов далее на восток (Алайский, Атбашинский хребты), и южная вергентность лежащих складок в основании комплекса Тамды, указывающая на «выжимание» материала с севера на юг. В этот период произошло абсолютное перемещение комплекса Кокпатас на 5° на север, а Срединного Тянь-Шаня на 10—15° на юг (табл. 12). Завершение процессов поддвига комплексов на обеих окраинах палеоокеанической структуры обусловило деформацию шарьяжного сооружения в пологие субширотные складки (структурное событие Д<sub>4</sub>). Они хорошо фиксируются по налеганию пород карбонатного неоавтохтона на различных уровнях каледонских покровов и наличию несогласия между кливажем МД<sub>2</sub> и слоистостью карбонатного чехла южного шельфа.

**Средний девон — ранний карбон (360 млн лет).** В эту стадию (рис. 40, 41) остаточный бассейн характеризуется условиями пассивной окраины почти для всех комплексов за исключением Кулкудук. Южная группа (Кокпатас, Мурун, Букан) продолжает накапливаться в условиях шельфа континентального склона и подножия. Для нее характерна замена мощного карбонатного разреза (Мурун) к северу сокращенным карбонатно-терригенным (Букан), а к югу — карбонатно-рифовым с обилием внутриформационных перерывов и несогласий (Кокпатас). К северу, в области формирования комплекса Кулкудук, заканчивается функционирование спрединговой зоны (кремнисто-известняково-вулканогенная формация). По-видимому, во второй половине девона (или в раннем карбоне) спрединговой зоны уже не суще-

стует, и здесь начинают устанавливаться пелагические условия осадконакопления. В пределах области формирования каледонского неавтохтона комплекса Тамды, причлененного к южной окраине Срединного Тянь-Шаня, из-за ограниченных выходов карбонатных отложений и недостаточной палеонтологической характеристики можно предполагать либо накопление сокращенного карбонатно-терригенного разреза, либо перерыв в течение всего среднего и верхнего девона.

**Ранний карбон (325 млн лет).** Развитие района в эту стадию (рис. 40, 41) характеризуется полным закрытием бассейна с корой океанического типа. Это почти не отразилось на рядах формаций шельфа и континентальной окраине (Кокпатас, Мурун). Если верна гипотеза о ранне (средне?)-каменноугольном возрасте пелагических осадков и олистострома комплекса Кулкудук, то в этот период, судя по прекращению осадконакопления и одновременному вовлечению пород в шарьяжные движения (структурно-метаморфическое событие этапа МД<sub>5</sub>), весь видимый в настоящее время объем пород комплекса Кулкудук был пододвинут в северном направлении под комплекс Тамды. Вероятно, при этом произошла основная фаза субглаукофан-сланцевого метаморфизма основания комплекса Тамды. В процессе поддвига в теле покрова формировались складки ограниченных размеров с южной вергентностью. В результате исчезновения структуры с корой океанического типа под южной окраиной Срединного Тянь-Шаня в соприкосновение с ним приходит пассивная окраина Южного (Устюрт-Таримского) континента и с этого момента начинается коллизия континентальных блоков.

**Ранний — средний карбон (310 млн лет).** Стадия отражает столкновение и северный подвиг континентального подножия и склона (комплекс Букан) под офиолитовый клин (комплекс Кулкудук). Это событие (рис. 40) знаменуется резким прогибанием и погружением территории накопления комплекса Букан с формированием на ее поверхности песчаной толщи. Постепенная транспортировка в область субдукции, где существовали глубоководные условия и расчлененный рельеф (уступ активной окраины), приводит к накоплению на флишевых разрезах олистострома с гигантскими глыбами-отторженцами (вулканогенно-кремнисто-карбонатно-терригенная формация Д<sub>2</sub>—С<sub>2</sub>?). Приближение к активной окраине фиксируется также присутствием туфов кислого и среднего состава среди флиша. Количество вулканогенного материала резко возрастает вверх по разрезу и достигает максимума в период накопления олистострома. Не исключено, как и в предыдущей стадии, что в процессе поддвига произошло раскалывание коры и часть вулканического материала является автохтонной. Процесс поддвига приводит к широкому развитию лежащих изоклинальных складок в теле покрова Букан, амплитуда которых достигает первых километров. Породы комплекса Букан интенсивно кливажируются и метаморфизуются (структурно-метаморфический этап МД<sub>6</sub>).



Начало поддвига пассивной окраины континента отразилось и на более внутренних ее частях. В пределах комплекса Кокпатас (и далее на юг в Южно-Гиссарской зоне) начинают проявляться процессы растяжения — вторичный тыловой раздвиг. Индикатором этого события является смена карбонатного осадконакопления терригенным (вулканогенно-терригенная формация С<sub>2-3</sub>). Источник обломочного материала — преимущественно собственный карбонатный чехол. В эту подстадию в пределах комплекса Кокпатас возникает узкая депрессия рифтогенного типа северо-западной ориентировки, ограниченная серией сбросов.

**Средний карбон (300 млн лет).** Следующая стадия (рис. 40, 41) отчетливо фиксируется в пределах комплекса Мурун, область накопления которого испытывает прогрессирующее погружение. Начало погружения маркируется сменой мелководной карбонатной седиментации глубоководным флишем, а конец погружения — «диким» флишем, когда область была транспортирована в глубоководный желоб перед фронтом аккреционного клина активной континентальной окраины. Осадконакопление в этот период становится почти самым интенсивным, лавинным, формируется олистостром. Обломочный материал олистострома поступал с пассивной и активной окраины обоих взаимодействующих континентальных блоков. Он представляет собой смесь из галек и глыб известняков, песчаников, зеленых кремней и вулканитов. Не исключено, что часть вулканогенных пород образовалась в пределах комплекса Мурун при его изгибе и дроблении в глубоководном желобе. Пододвигание комплекса Мурун под Букан сопровождалось сильной деформацией кровли пододвигающегося блока с образованием мелких лежащих складок, сильным кливажированием пород (этап МД<sub>7</sub>).

**Поздний карбон (290 млн лет).** В этот период возникает и завершается поддвиг комплекса Кокпатас, и породы, слагающие его разрез, также интенсивно деформируются и метаморфизуются (структурно-метаморфическое событие МД<sub>8</sub>). Этому, как и в предыдущих случаях, предшествует образование олистострома, хорошо изученного в горах Кокпатас. Деформация и метаморфизм части разреза комплекса представляют собой интенсивное пластическое течение пород в субгоризонтальной плоскости в условиях низкотемпературной перекристаллизации по кливажу осевой плоскости.

**Поздний карбон — ранняя пермь (280 млн лет).** Общее шарьяжное скучивание коры пассивной окраины южного континента над зоной поддвига обуславливает значительное утолщение коры в районе (рис. 40, 41). Невозможность дальнейшего поддвига «плавучей» континентальной коры в зону субдукции в условиях горизонтальных мантийных течений приводит к региональной деформации (этап МД<sub>9</sub>) возникшего шарьяжного сооружения и локального дивергентного раздавливания вторичной рифтовой зоны в пределах комплекса Кокпатас. В этот период широко про-

явилось протрузивное внедрение неостывшего габбро-перидотитового подложия рифтовой зоны (Кульджуктауская габбро-гранитовая серия), что согласуется с наличием в их контактах высокотемпературных милонитов.

При дальнейшей деформации на всей территории Кызылкумов формируется система северо-западных антиклинориев и синклинориев и возникает продольно-складчато-блоковая структура территории. Кроме структурного преобразования, основой заключительной четвертой подстадии является массовая выплавка гранитоидов. Образование гранитоидных интрузий отмечалось в предыдущие подстадии в виде единичных массивов (Бокалинский), однако главная масса их внедряется в эту подстадию. Возникшие «пузыри» расплавленного вещества при застывании как бы «спаивали» края двух континентов, знаменая появление новой континентальной коры из фрагментов коры двух ранее существовавших континентальных массивов и океанического бассейна. Судя по палеомагнитным данным (табл. 12) столкновение и коллизия континентов происходили около 27—30° с. ш.

Все последующие стадии геодинамического развития региона в течение мезозоя и кайнозоя могут быть отнесены к классу обстановок «внутриплитного» типа, развивающихся в пределах нового континента. Эти обстановки ввиду «жесткости» вновь возникшей плиты охватывают территории, значительно превышающие исследованную площадь Кызылкумов. В связи с этим выявить на ограниченном пространстве общие закономерности этой стадии не представляется возможным, авторы ограничились лишь описанием некоторых конкретных ситуаций, отражающих более общие обстановки.

**Пермь-триас (280—220 млн лет).** Территория Кызылкумов представляет собой область пенеппенизации молодого орогена, возникшего на месте столкновения континентов. Все это время горная страна подвергается эрозии и осадки не накапливаются. Характер тектонических движений — **блоковый взбросово-сдвиговый** преимущественно по разломам северо-восточного направления. В местах пересечения разломов с более древними внедряются дайки щелочных базальтоидов и трубки взрыва. Источник флюида для возникновения взрывных структур — дегидратирующие глубокопогруженные фрагменты пластин, в первую очередь Кокпатас, и, возможно, более глубокие.

**Юра (160 млн лет).** Пенеппенизация переходит в завершающую стадию и в районе начинают формироваться озерно-речные отложения. Согласно данным Л. П. Зоненшайна и др. (1987), южный край Лавразии, в состав которого входят Кызылкумы, располагался вблизи 33—35° с. ш. Таким образом, с конца палеозоя в течение триаса и юры район переместился на 300—800 км к северу.

**Мел (100 млн лет).** Территория Кызылкумов, как и весь южный край Лавразии, испытывает опускание и превращается в

пологий шельф эпиконтинентального моря, связанного с палеоокеаном Тетис на юге, находящегося в стадии раскрытия (История..., 1987). Взаимодействие с океанической корой Тетиса и привело к перемещению края Лавразии на юг со средней скоростью 0,6 см/год.

Погружение происходило в результате дифференциального опускания обширных участков территории. Оно определялось сетью ранее существовавших разломов и глубиной неоднородностью коры. Осадочный чехол Кызылкумов формируется за счет периодически возникающих поднятий и, вероятно, при общем поступлении материала с севера (Пятков и др., 1967).

**Палеоген-четвертичный период (45—1 млн лет).** Переход в следующую стадию развития региона определяется столкновением гондванской группы континентов (Индийская, Иранская и др.) с Лавразией. Точная датировка времени проявления этого процесса в Кызылкумах не установлена, однако результирующий эффект его проявлен в виде резкого воздымания района, дробления коры и сдвиговым перемещением по системе северо-восточных разломов (структурное событие  $D_{10}$ ). В течение этого периода территория Кызылкумов была перемещена на север с образованием чешуйчатых надвигов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Использование основных положений теории тектоники плит при реставрации палеозойской геодинамики Кызылкумов позволило по-новому объяснить особенности геологического строения этого региона. В ряде случаев намечено решение спорных вопросов стратиграфии, тектоники и магматизма.

Выделено пять блоков коры (пять типов разрезов), различающихся по геодинамическим обстановкам формирования и соответствующим в настоящее время герцинским аллохтонным структурно-вещественным комплексам. Анализ особенностей осадконакопления, вулканизма, магматизма в различных типах разрезов позволили установить изменения геодинамического режима во времени для отдельных блоков земной коры, сгущенные реликты которой участвуют в строении Кызылкумов. В раннепалеозойское время для всех типов разрезов устанавливаются различные океанические обстановки (островодужные, прибрежно- и окраинноморские, спрединговых хребтов и их склонов и т. д.). В среднем палеозое для всей территории характерны шельфовые и окраинноморские обстановки. В позднем палеозое преобладают обстановки, типичные для глубоководных желобов.

Впервые проведена корреляция структурно-тектонических событий для всей территории Кызылкумов. Внутренняя структура аллохтонных комплексов сформирована в стадии каледонского и герцинского развития. В последние (герцинские) этапы образовано шарьяжное сооружение на месте закрывшегося окраинного моря. Все этапы деформации сгруппированы в стадии каледонского взаимодействия плит (субдукционная и коллизонная подстадии), герцинского столкновения плит (субдукционная и коллизонная подстадии) и киммеридо-альпийского внутриплитного развития.

Анализ геодинамического развития территории основывается на комплексе максимально достоверных данных, полученных ранее, а также оригинальном авторском материале. Восстановлена достаточно непротиворечивая история развития Кызылкумов, согласующаяся с положениями теории тектоники плит. Отметим, что некоторый недостаток точных петрохимических сведений, палеонтологического обоснования возраста формаций, режима

метаморфизма не позволяет на отдельных этапах развития давать достаточно аргументированную интерпретацию геодинамического режима. Необходимо восполнить существенный дефицит палеомагнитных данных.

Авторы далеки от мысли, что предложенная модель геодинамического развития и вариант палинспастической реконструкции абсолютно достоверные в деталях. Результаты работы скорее всего можно рассматривать как новый уровень моделирования процессов, открытых в начале 70-х годов в Кызылкумах. Этому способствовали полученные данные и применение новых методов геологических исследований. Авторы надеются, что результаты их исследований будут способствовать расширению минерально-сырьевой базы республик Средней Азии и Узбекистана, в частности.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абдуазимова З. М. и др. О возрасте катармайской свиты в Зиаэтдинских горах (биостратиграфическая ревизия)//Узб. геол. ж. 1973. № 5. С. 57—60.
- Абдуазимова З. М. и др. Сопоставление комплексов микрофитолитов докембрия и кембрия Южного Тянь-Шаня и Сибири//Геология и геофизика. 1976. № 1. С. 100—111.
- Абдуазимова З. М. Позднедокембрийские микрофоссилии рода *Melapoceriellium* из тасказганской свиты юга Тамдытау (Центральные Кызылкумы)//Узб. геол. ж. 1986. № 5. С. 55—59.
- Абдуллаев Р. Н., Далимов Т. Н. О явлениях деструкции в фундаменте герцинид Южного Тянь-Шаня//Узб. геол. ж. 1979. № 3. С. 53—59.
- Абдуллаев Р. Н., Далимов Т. Н. Палеозойские рифтогенные структуры Тянь-Шаня//Узб. геол. ж. 1982. № 6. С. 34—40.
- Абдуллаев Р. Н. и др. Рифтогенез в развитии палеозойских складчатых областей. Ташкент: Фан, 1989. 124 с.
- Абрамович Е. Л. Генезис доломитовых формаций Центральных Кызылкумов. Ташкент: Фан, 1972. 132 с.
- Абрамович Е. Л. и др. Допалеозойские и палеозойские осадочные формации Узбекистана. Ташкент: Фан, 1973. 136 с.
- Абрамович И. И., Клушин И. Г. Геодинамика и металлогения складчатых областей. Л.: Недра, 1987. 247 с.
- Айсанов Я. Б. Стратиграфия палеозойских отложений восточной части Кульджуктау//Узб. геол. ж. 1968. № 5. С. 62—67.
- Айсанов Я. Б., Егоров А. И. Геологическое строение и основные черты минералогии палеозойских образований гор Кульджуктау. Ташкент: Фан, 1978. 120 с.
- Арапов В. А. Вулканизм фанерозоя Средней Азии//Вулканизм и металлогения Средней Азии. Тр. VII Всесоюзного палеовулканоологического симпозиума (4—6 июня 1986 г.). Ташкент, САИГИМС, 1988. С. 13—63.
- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Фузайлов И. А. Геологическое строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана. Т. 1. Западный Узбекистан. Ташкент: Фан, 1967. 162 с.
- Ахмеджанов М. А., Абдуллаев Р. Н., Борисов О. М. Нижний палеозой Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1979. С. 150.
- Баранов В. В., Кромская К. М., Висьневский Я. С. Габброниды

- комплексы западной части Южного Тянь-Шаня и их минералогия. Ташкент: Фан, 1978. 166 с.
- Белостоцкий И. И. Тектонические покровы//Очерки структурной геологии сложноподстилаемых толщ. М.: Недра, 1970. С. 131—169.
- Бендик А. Т. Геолого-генетические особенности золотого оруденения Мурунтауского рудного района//Автореф. канд. дис. Ташкент, 1970. 27 с.
- Бискэ Г. С. Палеозой Южного Тянь-Шаня//Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. Л., 1989. 32 с.
- Бискэ Г. С., Усманов Р. Р. Тектонические покровы в седиментационных мульдах Северного Нуратау (Западный Узбекистан)//Вестник ЛГУ, 1982. № 24. С 5—11.
- Бискэ Г. С., Поршняков Г. С., Талашманов Ю. А. Герцины Ферганского хребта и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л., 1982. 128 с.
- Болгова Г. В. Органиогенные постройки кембрия Южного Тянь-Шаня и их палеонтологическая характеристика//Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1977. 25 с.
- Борисов О. М., Глух А. К. Региональные линейные и кольцевые структуры Средней Азии по данным дешифрования космофотоснимков//Узб. геол. ж. 1976. № 6. С. 43—46.
- Борисов О. М., Глух А. К. Кольцевые структуры и линейные Средней Азии. Ташкент: Фан, 1982. 124 с.
- Брайден Дж. С., Ирвинг Е. Спектры палеоширот осадочных палеоклиматических индикаторов//Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1968. С. 104—129.
- Буртман В. С. О складчатых шарьяжах в Южном Тянь-Шане//Изв. АН СССР, сер. геол. 1968. № 9. С. 55—68.
- Буртман В. С. О тектонике варисцид пустыни Кызылкум//ДАН СССР. 1970. Т. 195. № 1. С. 155—158.
- Буртман В. С. Геология и механика шарьяжей. М.: Недра, 1973. 103 с.
- Буртман В. С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 164 с.
- Бухарин А. К., Гарьковец В. Г., Пятков К. К. Структурно-формационное районирование и некоторые проблемные вопросы геологии докембрийских образований Узбекистана//Вопросы региональной геологии западной части Южного Тянь-Шаня. Ташкент: САИГИМС, 1981. С. 72—98.
- Бухарин А. К., Масленникова И. А., Пятков А. К. Каледонско-варисская тектоника Зарафшано-Туркестанской структурно-формационной зоны (Западный Узбекистан)//Закономерности тектонической структуры Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1981. С. 74—76.
- Бухарин А. К., Масленникова И. А., Пятков А. К. Домезозойские структурно-формационные зоны Западного Тянь-Шаня. Стратиграфия. Ташкент: Фан, 1985. 152 с.
- Быковский Ю. К. и др. О некоторых особенностях строения беспапской свиты Центральных Кызылкумов (на примере гор Аристантау)//Узб. геол. ж. 1975. № 5. С. 37—40.
- Воронков А. К. Литология и условия формирования верхнепротерозойских вулканогенно-осадочных и осадочно-метаморфических толщ в Центральных Кызылкумах//Автореф. канд. дис. Ташкент, 1974. 27 с.
- Гарьковец В. Г. О выделении кызылкумского типа сингенетично-эпигенетических месторождений//ДАН СССР. 1973. Т. 208. № 1. С. 163—165.
- Гарьковец В. Г. и др. О наличии докембрийских гранитоидов в Центральных Кызылкумах и связанное с ними оруденение//Узб. геол. ж. 1974. № 5. С. 23—25.
- Геология окраинных бассейнов/Б. П. Кокелаар, М. Ф. Хауэлс. М.: Мир, 1987. 464 с.
- Геодинамические реконструкции/И. И. Абрамович, А. И. Бурдэ, В. Д. Вознесенский и др. Л.: Недра, 1989. 278 с.
- Гесь М. Д., Макарьев Г. И. Рифейские и кембрийские базальтоиды Северного Тянь-Шаня, их значение для анализа тектоники//Изв. АН СССР, сер. геол. 1985. № 3. С. 66—76.

- Дидеяко А. Н., Печерский Д. М. Палеомагнетизм среднепалеозойских пород офиолитовых комплексов Алайского хребта//Геотектоника. 1988. № 4. С. 56—68.
- Замалетдинов Т. С., Осмонбетов К. О. Геодинамическая модель развития земной коры Киргизии в фанерозое//Сов. геология. 1988. № 1. С. 66—75.
- Захаревич К. В. Петрология и геохимические особенности золото-серебродных метасоматитов в терригенных породах одного из рудных полей Центральных Кызылкумов//Автореф. канд. дис. Л., 1981. 21 с.
- Захаревич К. В. и др. Золото-серебродные метасоматиты в черносланцевых толщах. ЛГУ, 1987. 252 с.
- Зоненшайн Д. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
- Зоненшайн Л. П. и др. Строение и развитие Южного Урала с точки зрения тектоники литосферных плит//История развития Уральского палеоокеана. М.: ИО АН СССР. 1984. С. 6—56.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М. Фанерозойские палинспастические реконструкции территории СССР//Геотектоника. 1987. № 6. С. 3—20.
- Иванов Г. А., Сабдушев Ш. Ш. Строение тектонических покровов в горах Тамдытау (Центральные Кызылкумы) по данным сейсморазведки//ДАН СССР. 1974. Т. 216. № 5. С. 1121—1123.
- Изох Э. П. и др. Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана. Новосибирск: Наука, 1975. 518 с.
- История развития Уральского палеоокеана/Под ред. Л. П. Зоненшайна, В. В. Матвеевкова. М.: ИО АН СССР. 1984. 163 с.
- История океана Тетис/А. С. Монин, Л. П. Зоненшайн. М.: АН СССР, 1987. 156 с.
- Казиков А. Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 238 с.
- Каталог интрузивных массивов Узбекистана. Ч. II. Ташкент: Фан, 1975. 432 с.
- Клишевич В. Л. и др. К вопросу о Ферганской сингонде//ДАН СССР. 1986. Т. 286. № 2. С. 402—405.
- Клишевич В. Л. и др. Поздневарисские горизонтальные деформации Ферганского сектора Тянь-Шаня//Вестник ЛГУ. 1989. Вып. 1. № 7. С. 3—10.
- Ковалев А. А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М.: Недра. 1985. 223 с.
- Козловский Е. А. Геодинамический анализ закономерностей формирования и размещения месторождений полезных ископаемых (заключительное слово на выездной сессии межведомственного научного совета по проблеме «Изучение недр Земли и сверхглубокое бурение».)//Геодинамические модели некоторых нефтегазоносных и рудных районов. Л., 1987. С. 111—118.
- Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.
- Комаров В. Н. Концепция новой глобальной тектоники как возможная теоретико-методологическая основа интеграции геологических наук//Фундаментальные исследования и технический прогресс (Материалы научной конференции, Новосибирск, 28—30 марта, 1983). Новосибирск, 1985. С. 18—26.
- Корчевская Ю. Г., Салов П. И. Сравнительная петрографическая характеристика амфиболсодержащих пород учкудуктауской (Северный Тамдытау) и итуньсайской свит (Северный Нуратау)//Зап. Узб. отд. ВМО. Вып. 39. 1986. С. 167—169.
- Куренков С. А. Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 96 с.
- Кустарникова А. А. О типах вулканизма в Южном Тянь-Шане//Вулканизм и металлогения Средней Азии. Тр. VII Всесоюзного палеовулканологического симпозиума (Ташкент, 4—6 июня, 1986 г.). Ташкент, САНГИМС. 1988. С. 90—100.

- Леонов М. Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 176 с.
- Лисицын А. П. Процессы океанической седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
- Макарычев Г. И. Геосинклиальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978. 196 с.
- Межеловский Н. В. и др. Региональное геологическое изучение территории СССР — на современную геотектоническую основу//Сов. геология. 1984. № 7. С. 11—17.
- Межеловский Н. В., Мусатов Д. И. Проект отраслевой научно-технической геодинамической программы Мингео СССР на XII пятилетку и на период до 2000 года//Геодинамический анализ и закономерности формирования и размещения месторождений полезных ископаемых. Л., 1987. С. 6—14.
- Минаев В. Е. О разделении ягнобских и горифских сланцев Зарафшано-Гиссара (Центральный Таджикистан)//ДАН ТаджССР 1982. Т. 25. № 8. С. 470—474.
- Минаев В. Е. Соотношение метаморфических зон и комплексов в Центральном Таджикистане//Метаморфическая зональность и метаморфические комплексы. М., 1983. С. 99—105.
- Минаев В. Е., Федоров Г. В. Петрохимия метабазитов горифской серии (Южный Тянь-Шань)//ДАН ТаджССР, 1984. Т. XXVII. № 9. С. 524—529.
- Миркамалов Р. Х. О тектоническом расчленении докембрийского складчатого основания в горах Ауминзатау—Бельтау (Центральные Кызылкумы)//Вестник МГУ, сер. 4. Геология. 1987. № 6. С. 67—71.
- Митрофанова К. В. и др. Раннегеосинклиальные вулканогенные серии Киргизского хребта//Сов. геология. 1983. № 8. С. 95—102.
- Мягширо А., Аки К., Шенгер А. Дж. Орогенез. М.: Мир, 1985. 286 с.
- Мухин П. А. Возраст и направление движения масс при шарьировании метаморфических толщ Центральных Кызылкумов//Геолого-структурные условия формирования эндогенных месторождений Средней Азии и вопросы их оценки. Ташкент: САИГИМС, 1977. С. 74—79.
- Мухин П. А. Структурный анализ Южного Тамдытау (Центральные Кызылкумы). Автореф. канд. дис. Ташкент, 1982. 23 с.
- Мухин П. А., Толоконников А. В., Егоров А. И. Особенности ранней истории развития Южного Тянь-Шаня с позиции тектоники плит//27 МКК. Тезисы докладов. Т. III. 1984. С. 336—337.
- Мухин П. А., Ушаков В. Н., Ильин М. И. Новые данные о структуре Алтынтауского рудного узла и дальнейшие перспективы вольфрамности района//Новые данные по геологии Южного Тянь-Шаня. Ташкент: САИГИМС, 1985. С. 73—81.
- Мухин П. А., Савчук Ю. С., Колесников А. В. Положение «Мурунтауской линзы» в структуре метаморфических толщ Южного Тамдытау (Центральные Кызылкумы)//Геотектоника, 1988. № 2. С. 64—72.
- Мухин П. А. и др. Палеозойская геодинамика Средней Азии//Сов. геология. 1989. № 10. С. 47—58.
- Мухин П. А., Каримов Х. К. Новая модель геодинамики и металлогении Средней Азии (Статья I. Палинстатические реконструкции позднего докембрия и палеозоя)//Узб. геол. ж. 1989. № 5. С. 29—34.
- Мухин П. А., Фаденчева Л. П., Доморяд А. В. Геолого-петрологические особенности спрединговых зон среднего палеозоя Кызылкумов//Геология и геодинамика Кызылкумо-Туркестанского региона. Ташкент: САИГИМС, 1989. С. 51—63.
- Мушкин И. В. Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1979. 136 с.
- Набиев К. А. Стратиграфия и литология девонских и каменноугольных отложений Западного Узбекистана. Ташкент: Фан, 1976. 152 с.
- Немцович В. М. Формационный анализ при региональных геологических и прогнозно-металлогенических исследованиях//Сов. геология. 1985. № 2. С. 86—99.



- Паталаха Е. И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата: Наука, 1970. 216 с.
- Паталаха Е. И. Тектонофацциальный анализ складчатых сооружений фанерозоя (Обоснование, методика, приложение). М.: Недра, 1985. 169 с.
- Паталаха Е. И., Слепых Ю. Ф. Пересекающаяся складчатость. М.: Наука, 1974. 120 с.
- Покровский А. В. Метаморфические комплексы Южного Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974. 230 с.
- Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л., 1973. 216 с.
- Поршняков Г. С. Этапы формирования тектонических структур различных сегментов герцинид Южного Тянь-Шаня//Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М., 1983. С. 66—73.
- Предовский А. А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
- Пятков К. К. и др. Геологическое строение Центральных Кызылкумов. Ташкент: Фан, 1967. 178 с.
- Руженцев С. В., Соколов С. Д. Тектоника Северо-Нуратинской структуры//Геотектоника. 1983. № 3. С. 69—75.
- Румянцева З. С. Стратиграфия и фораминиферы среднего карбона Центральных Кызылкумов. Ташкент: Фан, 1974. 179 с.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Л.: Наука, 1969. 703 с.
- Сабдюшев Ш. Ш. и др. Новые данные о докембрии и кембрии Тамдытау. Ташкент: Фан, 1969. 16 с.
- Сабдюшев Ш. Ш., Усманов Р. Р. Тектонические покровы, меланж и древняя океаническая кора в Тамдытау (Западный Узбекистан)//Геотектоника. 1971. № 5. С. 27—37.
- Сабдюшев Ш. Ш., Телевных З. И. О верхнепалеозойском вулканизме Тамдытау (Центральные Кызылкумы)//Узб. геол. ж. 1977. № 4. С. 47—50.
- Савчук Ю. С. Золотая минерализация Мурунтау и ее тектонофацциальная позиция//Тектонофацци и геология рудных объектов. Алма-Ата. Наука, 1989. С. 158—165.
- Савчук Ю. С., Колесников А. В. Процессы динамометаморфизма и связанная с ними рудная минерализация Мурунтау//Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Винница, 1982. С. 46—48.
- Сводный каталог. Палеомагнитные направления и положения палеомагнитных полюсов/Под ред. А. Н. Храмова. М., 1984. 94 с.
- Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии/К. О. Осмонбетов. Фрунзе: Илим, 1982.
- Страхов Н. М. Общие проблемы геологии, литологии и геохимии. М.: Наука, 1983. 639 с.
- Тектоника Западного Тянь-Шаня/А. К. Бухарин, В. Д. Брежнев, И. А. Масленникова и др. М.: 1989. 152 с.
- Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Т. 1, 2. М.: Мир, 1985. 730 с.
- Толоконников А. В., Мухин П. А. Структура пород бесапанской свиты в горах Амантайтау (Центральные Кызылкумы) как результат неоднократных проявлений складчатых и разрывных деформаций//Раионирование сейсмической опасности и поиски предвестников землетрясений. Ташкент: Фан, 1978. С. 169—176.
- Туляганов Х. Т. и др. Карта магматических комплексов Узбекской ССР. Ташкент: Фан, 1984. 345 с.
- Ушаков В. Н., Егоров А. И. Некоторые особенности палеозойского вулканизма Зарафшано-Алайской зоны (Западный Узбекистан)//Эволюция вулканизма Узбекистана. Ташкент: САИГИМС, 1979. С. 15—27.
- Хаин В. Е. Мобилизм в современной геологии: прогресс, проблемы, перспективы//Вестник АН СССР. 1983. № 3. С. 108—121.
- Хорева Б. Я. Термальные метаморфические антиклинали и их роль в локализации золоторудных месторождений Мурунтауского типа//Современное

- состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, 1971. С. 449—450.
- Христов С. Е., Черныщук В. П. Стратиграфия и структурные элементы палеозойских отложений западной части Джумгалского хребта (Северный Тянь-Шань)//Каледониды Тянь-Шаня. Фрунзе, 1987. С. 79—91.
- Шаякубов Т. Ш. и др. Вулканизм Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1988. 328 с.
- Шинкарев Н. Ф., Иванников В. В. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л.: Недра, 1983. С. 158—167.
- Шпотова Л. В. Особенности развития вулканизма палеозойской геосинклинали запада Южного Тянь-Шаня//Эволюция вулканизма Узбекистана. Ташкент: САИГИМС, 1979. С. 28—37.
- Шпотова Л. В., Ушаков В. Н. Вулканогенные формации Северного Букантау (Западный Узбекистан)//Узб. геол. ж. 1974. № 3. С. 27—31.
- Шпотова Л. В., Ушаков В. Н. Палеозойский щелочно-базальтовый вулканизм запада Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1981. 150 с.
- Шульц С. С. (мл.). Формирование континентальной коры палеозойских складчатых поясов и их современная структура (на примере Тянь-Шаня)//Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. С. 156—176.
- Эз В. В. Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. М.: Недра, 1976. 167 с.
- Эз В. В. Структурная геология метаморфических комплексов. М.: Недра, 1978. 191 с.
- Эненштейн Б. С. О тектонике и глубинном строении гор Тамдытау по результатам частотных электророндирований//ДАН СССР. 1975. Т. 223. № 5. С. 1209—1212.
- Юдалевич З. А. и др. Вертикальные и латеральные ряды гранитоидных (и гранитоидсодержащих) формаций западной части Южного Тянь-Шаня//Некоторые актуальные проблемы геологии и рудоносности складчатых поясов Ташкент: САИГИМС, 1980. С. 48—54.
- Яскович Б. В. Кембрий Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1968. 76 с.

## ПРИЛОЖЕНИЕ

В допалеозойских и палеозойских отложениях Кызылкумов собрано большое количество органических остатков. Многие материалы опубликованы достаточно давно и впоследствии пересматривались. За последние 10—15 лет в Кызылкумах обнаружены новые пункты захоронения органики, которые существенно дополняют и в ряде случаев впервые характеризуют возраст отложений, подтверждая шарьяжные соотношения комплексов. Палеонтологические и геохронологические данные имеют важное значение для обоснования времени проявления геодинамических режимов и этапов деформаций. Ниже приводим основные палеонтологические остатки и данные абсолютной геохронологии, которые наиболее точно датируют возраст отложений. Наиболее полные данные по определению собранной флоры и фауны, а также геохронологические датировки содержатся в первоисточниках, цитируемых в тексте.

- <sup>1</sup> O<sub>2-3</sub>      *Basilicus* sp. (cf. *B. nobilis* Barr.), *Calliops* sp. (cf. *C. hancharensis* Semenova), *Niobella* sp. (N. ex. gr. *actomae* Sow.).
- <sup>2</sup> O<sub>3</sub> — S<sub>1</sub><sup>1</sup>      *Eophacops* sp. (cf. *E. quadrilinaetus* (Angelin.)), *Pentamerus* sp. (P. ex. gr. *oblongus* Sow.).
- <sup>3</sup> O<sub>3</sub> — S<sub>1</sub><sup>1</sup>      *Agatolites pjatkovi* Kim., *Clathrodityon vesiculosum* Nichol et Muric.
- <sup>4</sup> S<sub>1</sub><sup>2</sup>      *Favosites* sp. (cf. *F. gotlandicus* Lam.), *Mesofavosites* sp. (cf. *M. verus* Lel.), *Megalocrimis brevis* Schew.
- <sup>5</sup> S<sub>1</sub> w<sub>2</sub>      *Lissatrypa* sp. (cf. *L. linguata* Buch.).
- <sup>6</sup> S      *Pandocrinus* sp. (cf. *P. pandus* Stuk.), *Pentagonocyclicus* sp. (ex. gr. *acutus* Milicina).
- <sup>7</sup> S<sub>1</sub> w<sub>3</sub> — S<sub>2</sub><sup>1</sup>      *Conchidium knighti* Sow.
- <sup>8</sup> S<sub>2</sub>      *Parastriatopora* sp. (ex. gr. *P. astaticum* Nicol.).
- <sup>9</sup> D<sub>1</sub>      *Eospirifer secans* Barr., *Cyclocyclicus latus* Yebf., *Melocrinites decemlobatus* (Yelt.).
- <sup>10</sup> D<sub>2</sub><sup>1</sup>      *Oculipora zeravschanica* Kim, *Cyclocyclicus* sp. (ex. gr. *C. carinatus* Yelt).
- <sup>11</sup> D<sub>2</sub><sup>2</sup>      *Chaetetes* sp. (cf. *Ch. Salairicus* Dubat.), *Caliopora* sp. (cf. *C. gracia* Yanet).
- <sup>12</sup> D<sub>3</sub>      *Pentagonocyclicus obesus* Yelt., *Phacops pronini* Max., *Stringocephalus burtini* Defrance, *Amphipora ramosa* (Phillips).
- <sup>13</sup> C<sub>1</sub>      *Endothira* sp. (cf. *E. tuberculata* Lir.).

- 14 C<sub>1</sub> Enclothira sp. (aff. E. superlata Mal.).
- 15 C<sub>2</sub>b Verella sp.
- 16 C<sub>2</sub>m<sub>1</sub> Aljutovella sp., Profusulinella sp.
- 17 C<sub>2</sub> Stigmaria sicoides Sternb., Calametes sp. (ex. gr. C. cistil Brongn).
- 18 C<sub>2-3</sub> Cyphostellechus elandus Moor et Left.
- 19 C<sub>2-3</sub> Desmocrinus parvus Schew., Decacrinus ornatus Stuk. Podolicrinus sp.
- 20 C<sub>2-3</sub> Choristites mosguensis Fisch., Spirifer amalitzkii Frecks.
- 21 C<sub>2-3</sub> Aviculopecten sp., Lima retifera Schum.
- 22 C<sub>2-3</sub> Endothyra sp. (cf. En. tuberculata Lip.), Quasiendothyra ex. gr. communis Raus.
- 23 PR 1,079 и 1,351 млрд. лет (Rb—Sr и Pb-изотопный)
- 24 O Lagenochitina sp. (cf. L. baltica Eis.), Conochitina simmetrica Taug. et Jekh.
- PR—E<sub>1</sub> Nubecularites sp. (cf. N. obesus Z. Zhur.), VolvateLLa vadosa Z. Zhur.
- PR Melanocyrrillium hexodiadema Bloser, Melanocyrrillium fimbriatum Blokes.
- 25 O<sub>1</sub><sup>2</sup>—O<sub>2</sub><sup>1</sup> Cyathochitina sp., Desmochitina sp. (ex. gr. D. minor Eis.).
- 26 O<sub>2-3</sub> Jsograptus sp. (aff. J. caduceus nanus Rued.), Desmochitina sp. (cf. D. ovulum Eis.), Desmochitina sp. (aff. D. ornensis Paris).
- 27 O<sub>2</sub>—S<sub>1</sub> Desmochitina ornensis Paris., Desmochitina minor typica Eis.
- 28 V Ambigolamellatux horridus Z. Zhur.
- 29 PR 0,87—1,30 млрд. лет (U—Pb).
- 30 O<sub>1</sub> Desmochitina sp. (cf. D. typica Eis), Desmochitina minor erinacea Eis.
- 31 O<sub>2-3</sub> Desmochitina minor erinacea Eis., Desmochitina sp. (cf. D. minor typica Eis).
- E<sub>2-3</sub> Nuratella incrustans Pjan., Stereophycus sp. (cf. Sf. schochicus Pjan).
- 32 O<sub>1</sub><sup>2</sup> + O<sub>2</sub><sup>1</sup> Acontiodus sp. (cf. A. reclinatus Lind. (?), Drepanodus sp. (cf. D. arcuatus Pander), Oistodus sp. (cf. O. gracilis Lind.), Cordylodus sp. (cf. C. ramossus Hadding).

- 33  $E_3-O_1?$  Lingulella sp.
- 34 O Dalmanitidae, Proctidae.  
 $E_3$  Psendagnostus sp., Olentella (?) sp.
- 35  $O_2-S$  Ancyrochitina sp., Cyathochitina sp.
- 36  $O_2-S_1$  Diplograptidae.
- 37  $D_{1+3}$  Favosites sp. (F. ex. gr. preplacenta Dubat), Megastrophia ura lensis (Tshern), Stringocephalus burčini DeFr., Cyrtospirifer sp. (C. cf. scholonicus Mal.).
- 38  $C_{1+2}$  Parathuramina sp. (aff. Psuleimanovi Lip.), Archaesphaera grandis Lip., Davisiella conmoides Sow., Glomospira ovalis Mel, Eostaffella acuta Grozd., Tuberitina maljavkini Mikh., Aljutovella aljutovia.
- 39  $C_{2m}$  Eostaffella sp. (ex. gr. Emutabilis Raus), Productus cora d'Orb., Profusulinella sp.
- 40  $S_1ln$  Cyrtograptus vesiculosus Nicholson, Spirograptus minor boucek, Monoclimacis griestonensis (Nicholson), Oktavites spiralis (Geinitz).
- 41  $S_{1v_2}-S_{2ld}$  Monograptus (Testograptus) testis (Barrande), Simplexodictyon podolicum (Javor), Lobodraptus scanicus (Tullberg), Colonograptus colonus (Barrande), Lissatrypa linguata columbella Barr.
- 42  $D_3-C_1$  Palmatolepis triangularis Sann, Palmatodella delicatula Stuff., Polygnathus styriacus Zieg., Siphonodella aff. obsoleta Hass., Gnathodus bilineatus Roun., Neoproniodus scitulus Br. et M.
- 43  $E$  Archaeocyathus kuzmini (Vol.), Renalcis sp., Cambridium sp. (cf. C. tchernyscheva Horny).
- 44  $E_3-O_1$  Procondontus sp. (cf. P. mulleri Miller), Oneotodus sp. (cf. O. gallatini Miiller), Cordilodus sp. (cf. C. prion Lindstrom), Distacodus expansus (Graves et Ellison). Oistodus parallelus Pander.
- 45  $D_3$  Palmatolepis sp. (cf. P. subperlobata Br. et M.), Polygnathus sp. (cf. P. asymmetricus ovalis? Hinde), Palmatolepis sp. (aff. P. punctata, Hinde).
- 46  $O_{1-2}$  Desmochitina rhenoma Eis., Lagenochitina sp. (L. aff. capax Lenn.).
- 47  $D_3$  Palmatolepis sp. (cf. P. triangularis Sann.)
- 48  $C_1$  Palaeosmia murchisoni murchioni Edw. ef. Haime, Gigantoproductus sp., Plectogyra sp., Eostaffella sp.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Положение Кызылкумов в палеозойских геодинамических структурах Тянь-Шаня	5
Глава 2. Типы разрезов и фациальные обстановки накопления палеозойских структурно-вещественных комплексов Кызылкумов	9
Глава 3. Этапы деформаций и внутренняя структура аллохтонных комплексов	68
Глава 4. Первичная тектоническая зональность и палинстатические реконструкции Кызылкумов в палеозое	124
Заключение	138
Литература	139
Приложение	145

**Павел Анисимович Мухин,  
Халмурад Каримович Каримов,  
Юрий Степанович Савчук**

## ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГЕОДИНАМИКА КЫЗЫЛКУМОВ

*Утверждено к печати Ученым советом САИГИМСа, ГК РУз по геологии и минеральным ресурсам*

Редактор Р. Е. Рубан  
Художественный редактор В. М. Мочалин  
Технический редактор Р. К. Лушникова  
Корректор Т. Кан

ИБ № 5616

Сдано в набор 9.09.91. Подписано к печати 20.11.91. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага типографская № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 9,25. Уч.-изд. л. 9,6. Тираж 500. Заказ 247. Цена 4 р. 80 к.

Издательство «Фан» АН РУз: 700647. Ташкент, ул. Гоголя, 70.  
Типография Издательства «Фан» АН РУз: 700170. Ташкент, проспект М. Горького, 79.