

КАЛЕДОНИДЫ ТЯНЬ-ШАНЯ



ФРУНЗЕ «ИЛИМ» 1987

АКАДЕМИЯ НАУК КИРГИЗСКОЙ ССР

**Ордена Трудового Красного Знамени
Институт геологии им М. М. Адышева**

КАЛЕДОНИДЫ ТЯНЬ-ШАНЯ

Издательство „Илим“

Фрунзе 1987

В сборнике в ряде статей освещены новые данные, основанные на находках органических остатков, по стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Северного Тянь-Шаня (западная часть Киргизского хребта, Джумгальского хребта, Приисконкулья и долины р.Чон-Кемин) и по геологии нижнепалеозойских отложений Южного Тянь-Шаня.

Утверждено к печати
Ученым советом Института геологии
и принято РИСО АН Киргизской ССР

Ответственный редактор
канд. геол.-минерал. наук В.Г.Королев

Рецензенты:
докт. геол.-минерал. наук В.Т.Сургай,
начальник отдела УГ Киргизской ССР Ю.В.Кунов

С

Издательство "Илим", 1987

В сборнике публикуются статьи сотрудников Института геологии Академии Наук Киргизской ССР и республиканского Управления геологии, освещающие новые данные по стратиграфии и тектонике докембрия и нижнего палеозоя каледонид Северного Тянь-Шаня, позволяющие по-новому рассматривать ранние этапы геологической эволюции этого региона, а также новые сведения по геологии Южного Тянь-Шаня, которые свидетельствуют о проявлении здесь каледонских движений.

Три статьи посвящены геологии докембрия и нижнего палеозоя западной части Северного Тянь-Шаня. В статье А.Г.Бакирова, В.В.Котова и Л.С.Котовой большой интерес представляет обоснование разделения "киргизской серии", считавшейся единой нижнепротерозойской, на две самостоятельные серии, разобщенные крупнейшим несогласием, резким скачком в метаморфизме от фации дистеновых сланцев к зеленосланцевой фации и глубоким эрозионным эпизодом. Ряд поднятых вопросов является дискуссионным. Это прежде всего - представления о развитии в Макбальском куполе одной карбонатной толщи. Редактор придерживается той точки зрения, согласно которой мощная карбонатная толща (ачикташская свита) входит в состав нижней серии нижнего протерозоя (доафебия), а вторая, не менее мощная, карбонатная толща (канджайлауская) является существенным элементом верхней серии нижнего протерозоя (афебия).

Интересную методику структурного анализа описал А.Ю.Беккер для доказательства разновозрастности верхнепротерозойских толщ Таласского хребта. С помощью этой методики он подтвердил более древний, допозднерифейский возраст пород, слагающих Узунхматский блок (бакаирская, карабуринская, узунхматская свиты), в сравнении с породами, образующими Карагаинский блок (верхнерифейская одноименная серия).

В статье Р.А.Максумовой, А.В.Конова, Р.Н.Огурцовой дается описание стратотипического разреза вулканогенной караарчинской свиты в западной части Киргизского хребта. На основании выделения новых групп фауны - конодонтов и радиолярий - и их предварительного определения авторы считают возможным расширить возрастной интервал этой свиты, считавшийся раннекембрийской, от кембрия до раннего ордовика включительно. Отрицается позднепротерозойский возраст терекской свиты. В кремнистых породах, развитых на площади ее распространения, обнаружены радиолярии и губки

ранне-среднеордовикского возраста. На этом основании авторы полагают, что в районе развита единая вулканогенная серия с возрастом от кембрия до раннего-среднего ордовика. В этих построениях не все является бесспорным. Необходимо дальнейшее изучение этих толщ — структурно-стратиграфический анализ в сочетании с дополнительными сборами и тщательным, по возможности монографическим изучением палеонтологических остатков, представленных новыми группами. Авторы статьи сделали справедливый вывод о первоначально рифтогенной природе эвгеосинклинальных прогибов каледонид Северного Тянь-Шаня.

Возрасту вулканогенных толщ нижнего палеозоя, распространенных севернее озера Сонкуль, посвящена статья В.В.Киселева и Ф.Х.Апаярова. Для них впервые создана детальная стратиграфическая схема, подкреплённая предварительным изучением органических остатков и геологическим картированием с прослеживанием реперных горизонтов. Спилит-диабазовую каракатинскую свиту авторы относят к нижнему кембрию, хотя остатки радиолярий и спикул губок не изучены. Из залегающей выше с размывом кремнисто-сланцевой толщи радиолярии и губки свойственны интервалу среднего кембрия — нижнего ордовика. Выявлен важный реперный уровень — толща крупноглыбовых конгломератов с линзами, олистолитами и олистоплаками органогенно-обломочных известняков. Как и в других районах Северного Тянь-Шаня, этот горизонт здесь охарактеризован раковинной фауной от среднего кембрия до нижнего ордовика.

Корреляционное значение олистостромового горизонта для стратиграфии караджоргинской свиты показано также в статье С.Е.Христова и В.П.Чернышука. В западной части Джумгалского хребта они описали резко несогласное налегание этой свиты на нижнепротерозойские толщи. Базальные красноцветные конгломерки сменяются кверху олистостромом с водорослями конца раннего кембрия. Олистостром замещается толщей с прослоями оолитовых и водорослевых известняков с той же флорой. Это принципиально важно, т.к. свидетельствует о синседиментационности олистострома и карбонатнакопления, о местном источнике карбонатных глыб и плит. Для этого же горизонта, как и для котуджанской свиты в западной части Киргизского хребта и караджоргинской свиты хребтов Каракатты и Караджорга, характерны ракушняки из трилобитов среднего и верхнего кембрия. Авторы сделали закономерный вывод о широком распространении гравитационных олистостромов в кембрии в пределах Киргизско-Терской зоны. Вышеуказанные толщи охарактеризованы граптолитами, конодонтами и радиоля-

риями нижнего и среднего ордовика и несогласно перекрыты конгломератами верхнего ордовика. Таким образом, изученный в Джумгалском хребте терригенно-вулканогенно-кремнистый разрез является полным сокращённым по мощности разрезом кембрия и ордовика. Интересны и тектонические построения С.Е.Христова и В.П.Чернышука. Авторы предполагают рифтовую природу кембро-ордовикского прогиба, зародившегося на нижнепротерозойском кристаллическом основании в результате его деструкции.

Иной тип сокращённого разреза нижнего-среднего ордовика описан Б.А.Грищенко, М.Е.Зима и В.Г.Королёвым на северном склоне Кунгей Ала-Тоо. Для него характерны терригенные и терригенно-карбонатные отложения при полном отсутствии вулканогенных и кремнистых образований. Стратиграфическое расчленение этого типа разреза базируется на изучении граптолитов, по которым выделены нижний тремадок, верхний арениг и нижний лланвирн. Проведённая корреляция с ордовиком Кондиктаса, юго-западного склона Чу-Илийских гор и Бетпакадалы, западной части Киргизского хребта показала, что такой тип разреза свойственен периферическим прогибам обрамления Мужнукумского и Иссыккульского средних массивов.

В статье К.Дж.Боконбаева и М.Д.Геся рассматривается проблема генезиса гранитоидов, их роли в формировании континентальной коры и рудоносности. Убедительно доказано широкое развитие в нижнем докембрии в регионе автохтонных и параавтохтонных метасоматически-метаморфогенных и ультраметаморфогенных гранитоидов, которые сами по себе не являются рудоносными, но пространственно с ними могут быть связаны наложенные на них метаморфогенные рудопроявления. Гранитоиды этого типа развивались на ранних стадиях становления континентальной сиалической коры. Аллохтонные гранитоиды свойственны орогенным стадиям развития, завершающим этот процесс. Доказывается, что с гранит-лейкогранитовой формацией генетически связаны редкометалльные и сульфидно-редкометалльные месторождения, а формация аляскитовых гранитов нерудоносна. Несомненно, что представления о рудоносности или нерудоносности разных типов гранитоидов представляют большой практический интерес и эта проблема должна разрабатываться в сторону накопления новых фактов, прежде всего петрохимических. Весьма спорными являются представления авторов о зональной разновозрастности гранито-метаморфического слоя. Они основаны на совершенно недостаточных данных по радиологическому возрасту пород континентальной коры.

Две статьи сборника посвящены описанию "глибовых толщ", установленных на северном склоне Алайского и Туркестанского хребтов, и, как можно предполагать, свидетельствующих о проявлениях каледонских движений по северной периферии Южного Тянь-Шаня, в пограничной с Фергано-Сырдарьинским массивом полосе.

Л.В.Ванина в Восточном Карачатыре описала два олистострома, в строении которых значительную роль играют глыбы, линзы, пластины пород кембрия и ордовика. Она полагает, что они синхронны и формировались от силура до среднего карбона. Между олистостромами есть немаловажные отличия в составе отторженцев, строении матрикса и его фаунистической характеристике. Таким образом, по моему мнению, нет корректных доказательств синхронности этих двух олистостромов и по-прежнему может конкурировать мнение о синхронности тел известняков и матрикса в дедебулакской свите и о их ранне-среднекембрийском возрасте. Л.В.Ванина привела убедительные доказательства принадлежности вулканитов Южной антиклинали не к спилит-кератофировой геосинклинали, а к базальт-риолитовой орогенной (по ее мнению - островодужной) формации. Этот вывод имеет принципиальное значение, поскольку такая формация не свойственна Южному Тянь-Шаню, и, напротив, не менее, чем на трех уровнях развита в Среднем Тянь-Шане. Если согласиться с автохтонным положением карбонатных тел в дедебулакской свите, то можно предположить докембрийский возраст раннего или раннего и среднего циклов вулканизма Южной антиклинали, отделенных эрозионным контактом и базальной терригенной толщей от вышележащей ниже-среднекембрийской (?) дедебулакской свиты. Но это мнение редактора не бесспорно.

Р.Е.Риненберг и А.В.Ждан характеризуют "глибовую толщу", выявленную в составе скетской свиты на северном склоне Алайского и Туркестанского хребтов. Она состоит из внутриформационных и "экзотических" отторженцев пород докембрия (?), нижнего палеозоя, нижнего силура (с граптолитами лландовери), зеленых сланцев канской свиты. "Глибовая толща" залегает между толщами лландовери и верхнего венлока - нижнего лудлова. Толща рассматривается авторами как обвально-осыпные и оползневые образования, связанные с ключевыми движениями каледонского тектогенеза, как результат разрушения каледонских сооружений.

В.П.Чернышук к такому же выводу приходит на основании изучения перетолжения конодонтов. Анализ распределения коренных выходов нижнего палеозоя, глыб нижнего палеозоя и докембрия, перет-

ложенных ордовикских и кембрийских конодонтов в отложениях нижнего и среднего карбона позволил ему оконтурить нижнепалеозойскую сушу в центральной части Туркестано-Алая. По-видимому, образование этой суши можно связывать с каледонскими тектоническими движениями.

Как видим, сборник содержит оригинальные новые данные, которые по-новому решают ряд вопросов эволюции региона в каледонскую эпоху тектогенеза и, в свою очередь, создают новые проблемы, подлежащие изучению, особенно для ранних стадий развития геосинклиналей.

А.Б.Бакиров, В.В.Котов, Л.С.Котова

СТРАТИГРАФИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КИРГИЗСКОГО ХРЕБТА

Изучалась часть Макбальского поднятия. По вопросам его стратиграфии развивалось несколько точек зрения. В.А.Николаев [3] выделил нижнепротерозойские образования как нижний Тяньшаньский комплекс из трех свит: 1) макбальская - кварциты, рече гранат-слюдисто-кварцевые сланцы, мраморы, амфиболиты; 2) нельдинская - слюдяные и гранат-слюдяные сланцы, мраморы, амфиболиты; 3) кайндинская - слюдяно-хлоритовые сланцы, слюдяные мраморы. И.Е.Медведева [7] эти толщи описала под названием киргизской серии из пяти свит: 1) тюекаринская - гранат-слюдяные сланцы, мраморы, кальцифиры, эклогиты, амфиболиты; 2) макбальская - кварциты, слюдяные сланцы, кальцифиры, амфиболиты; 3) нельдинская - слюдяные и гранат-слюдяные сланцы, мраморы, гнейсы, эклогиты, амфиболиты; 4) ачикташская - мраморы, кальцифиры, мусковитовые и хлоритовые сланцы, амфиболиты, гнейсы; 5) кайндинская - мусковит-хлоритовые сланцы и мусковит-актинолит-хлоритовые сланцы, эпидот-актинолитовые амфиболиты. Л.Н.Белькова и Б.Н.Отнев [3] придерживались взглядов В.А.Николаева на подразделение нижнепротерозойских толщ, именуя их макбальской серией. В.Г.Королев и В.В.Киселев [5,6] ввели в киргизскую серию ачикташскую свиту в том объеме, в каком её понимала И.Е.Медведева, но отказывались от выделения тюекаринской свиты из состава макбальской. И.А.Ефимов [4], затрагивая лишь некоторые вопросы стратиграфии, считал, что гранат-кварц-мусковитовая эклогитосодержащая толща перекрывается кварцитами с резким стратиграфическим и тектоническим несогласием. Н.А.Штрейс и др. [9] считали, что в основании разреза докембрия залегают гранатовые амфиболиты и парагонитовые сланцы, принадлежащие к меланократовому фундаменту, а на нем лежат последовательно нельдинская, макбальская и кайндинская свиты.

Всеми перечисленными выше авторами отмечается непрерывность разреза нижнепротерозойских толщ, согласное залегание и постепен-

ные переходы между свитами, а также уменьшение степени метаморфизма пород снизу вверх.

Принципиально новая схема стратиграфии предложена А.Б.Бакировым [2]: А. Нижняя часть из свит: 1) макбальская - кварциты, мраморы, кристаллические сланцы, эклогиты, амфиболиты; 2) нельдинская - кристаллические сланцы, эклогиты, амфиболиты. Б. Верхняя часть из свит: 3) ачикташская - мраморы, амфиболиты; 4) кайндинская - мусковит-хлоритовые сланцы, амфиболиты. Принципиальное отличие от схемы В.Г.Королева и В.В.Киселева состоит в том, что по характеру метаморфизма киргизская серия разделена на две части: нижнюю и верхнюю, относящиеся к разным тектоническим циклам. Контакт между двумя частями весьма резкий.

В результате детальных тематических исследований нами установлено, что древние толщи ядра Макбальского поднятия представлены двумя совершенно различными группами образований. Выяснилось (рис.1), что толщи образуют крупные изоклинальные складки, а не моноклинали, как полагали ранее; мраморы, мусковитовые и карбонатные сланцы образуют единую самостоятельную толщу^X; гранат-мусковитовые сланцы и их диафторированные аналоги относятся к нижележащей нельдинской свите, мусковит-хлоритовые сланцы - к вышележащей кайндинской свите. Сохранение за карбонатной толщей названия ачикташской привело бы к путанице, т.к. разные исследователи под этим названием понимают разный объем и состав пород. По этой причине мы предлагаем для данной толщи название ЧИМЫНСАЙСКОЙ свиты (по сая Чимынсай, где имеется наиболее полный разрез свиты).

Все геологические тела Макбальского поднятия, располагающиеся ниже основания чимынсайской свиты, с одной стороны, и тела, располагающиеся выше этой поверхности, с другой стороны, характеризуются резко отличными особенностями метаморфизма. Породы макбальской и нельдинской свит первоначально метаморфизованы в условиях фации дистеновых сланцев и затем испытали диафторез в фации

^X Это заключение является спорным. В.Г.Королев, В.А.Макаров, А.Г.Разбойников на основе детального геологического картирования выделили две карбонатные толщи: ачикташскую свиту в нижней части и трансгрессивно налегающую кандайлаускую в верхней, охарактеризованной строматолитами афебия. Ред.

зеленых сланцев. Метаморфизм пород чимансайской и кайндинской свит характеризуется условиями зеленосланцевой фации. Этот факт свидетельствует о том, что первые претерпели метаморфизм на больших глубинах, затем испытали поднятие, и на эродированной их поверхности происходило отложение пород чимансайской и кайндинской свит. В дальнейшем синхронно со складкообразованием происходил диафторез пород макбальской и нельдинской свит и прогрессивный метаморфизм пород чимансайской и кайндинской свит.

Названные группы пород отделены друг от друга временем крупных тектонических перестроек и глубокого размыва. После отложения нельдинской свиты происходило внедрение гранитных интрузий (гнейсограниты Канджайлоо нижнего протерозоя). Эти данные позволяют выделить здесь тектонические циклы: киргизский, охватывающий процессы формирования макбальской и нельдинской свит, и караджилгинский, охватывающий процессы формирования чимансайской и кайндинской свит [2]^X. В связи с этим указанные части протерозойских толщ выделяются нами в самостоятельные серии. Нижняя из них названа АКДЖОНСКОЙ, верхняя - ШАРКЫРАКСКОЙ (разрез см. рис. 2).

Акджонская серия (по урочищу Ак-Джон, где имеется полный разрез серии) представлена двумя свитами.

Макбальская свита^{XX} сложена кварцитами и мусковитовыми кварцитами, гранат-мусковит-кварцевыми и хлорит-мусковит-кварцевыми сланцами, мраморами, кальцифирами, амфиболитами с реликтами эклогитов и редко гранат-хлоритоид-гальковыми сланцами. Эклогиты и амфиболиты являются первично магматическими образованиями, а все остальные породы - первично осадочными. В процессе метаморфизма и деформации породы претерпели механическое перемешивание и в значительной степени утратили первичные взаимоотношения. Мощности пачек сильно меняются: на крыльях складок они сильно утоняются вплоть до выклинивания, в замковых частях сильно раздуваются. На поздних этапах преобразования пород широко проявлено их

^X Одновозрастность караджилгинской серии и чимансайской и кайндинской свит не может считаться доказанной, соответственно и отнесение их к одному циклу. Ред.

^{XX} При геологическом картировании подтверждено заключение И.Б.Медведевой о выделении ниже этой свиты тюекаринской свиты. Ред.

рассланцевание. В строении свиты выделяются два крупных ритма, каждый из которых начинается кварцитами и завершается карбонатными породами. Низы свиты нигде не выходят, а верхи согласно перекрыты нельдинской свитой. Общая мощность макбальской свиты колеблется в пределах 800-1300 м, в среднем 1000 м. В видимой части разреза свиты можно выделить следующие пачки (верховья р.Тюекарин):

1. Массивные кварциты. Снизу вверх в породах возрастает полосчатость, обусловленная появлением более темных прослоек, обогащенных мусковитом. В нижней части разреза мощность пластов достигает 3-5 м, выше уменьшается до 0,5-0,3 м. Окраска меняется от белой до серой полосчатой вверху пачки. Видимая мощность 300 м.

2. Переслаивание кварцитов и гранат-мусковит-кварцевых сланцев - 250-300 м.

3. Мраморы и кальцифиры. Местами переслаиваются с кварцитами. Мощность пластов сильно меняется, по-видимому, из-за пластических деформаций. На крыльях складок мощность пачки не превышает 20 м (иногда мраморы выклиниваются), в замковых частях она достигает 100 м и более.

4. Кварциты и гранат-мусковит-кварцевые сланцы. Местами количество сланцев увеличивается, их мощность достигает 150 м, а местами сланцы исчезают совсем. В кварцитах наблюдается ритмичность, обусловленная появлением слоев, обогащенных мусковитом. Мощность ритмов от 0,01 до 0,5 м. Мощность 200-300 м.

5. Мраморы и кальцифиры. Мощность 20-40 м. Местами эта пачка выклинивается, а местами сильно раздувается (до 100 м), что обусловлено течением масс во время метаморфизма.

Нельдинская свита сложена гранат-мусковитовыми сланцами, амфиболитами, эклогитами, диафторитами этих пород. Подчиненную роль в составе свиты играют мраморы, кварциты и гранат-хлоритоид-гальковые сланцы. Среди слюдяных сланцев встречаются горизонты графитистых разностей, которые часто сульфидизированы. Нельдинская свита согласно залегает на макбальской и трансгрессивно перекрывается чимансайской свитой. Мощность свиты около 400 м. Однако нужно иметь в виду, что мощность свиты искажена из-за проявленных процессов денудации, с одной стороны, и изоклинальной складчатости - с другой. Нельдинская свита состоит из пород двух различных генетических групп: первично магматических - эклогитов и амфиболитов и первично осадочных - кристаллических сланцев, мраморов, кварцитов.

Ниже проводится разрез на гребне между реками Бимирза-Сай и Курган-Таш. На мраморах макбальской свиты согласно лежат:

1. Плагноклазовые амфиболиты - 10 м.
2. Хлорит-кварцевые сланцы - 40 м.
3. Хлорит-мусковит-кварцевые сланцы переслаиваются с кварц-хлорит-мусковитовыми сланцами с реликтами граната - 57 м.
4. Мраморы - 7 м.
5. Альбит-хлоритовые породы - 9 м.
6. Мусковит-хлорит-кварцевые сланцы с реликтами граната - 2 м.
7. Переслаивание мраморов и мусковит-кварцевых сланцев - 13 м.
8. Хлорит-кварцевые, мусковит-хлорит-кварцевые, мусковит-хлорит-кварцевые с реликтами граната сланцы - 24 м.
9. Альбит-биотит-хлоритовые породы - 23 м.
10. Хлорит-кварцевые, мусковит-хлорит-кварцевые сланцы - 9 м.
11. Альбит-хлоритовые породы сменяются гранат-амфиболовыми, затем плагноклаз-амфиболовыми и снова альбит-хлоритовыми породами - 21 м.
12. Мусковит-хлорит-кварцевые сланцы - 23 м.
13. Дайкообразное тело хлорит-эпидот-амфибол-плагноклазовых пород - 8 м.
14. Хлорит-кварцевые сланцы с редким мелким гранатом - 2 м.
15. Мраморы хлорит-мусковитовые - 1 м.
16. Мусковит-хлорит-кварцевые сланцы с реликтами граната - 7 м.
17. Хлорит-плагноклаз-амфиболовые породы - 20 м.
18. Мусковит-хлорит-кварцевые, хлорит-кварцевые сланцы с редкими прослоями кварцитов - 94 м.
19. Хлорит-мусковитовые сланцы с мелким гранатом и обилием сульфидов - 8 м.

Далее выходит крупное амфиболитовое тело, располагающееся на контакте нельдинской и чимынсайской свит.

Породы нельдинской свиты сильнее диафторированы в верхней части, у контакта с чимынсайской свитой. Нередко в результате диафтореза в породах совсем исчезает гранат или от него остаются реликты. Отличительным свойством нельдинской свиты является частое чередование сланцев с мраморами чимынсайской свиты. Это происходит вследствие перемешивания масс в результате изоклинальной складчатости и их течения на границе двух слоев.

Общая видимая мощность акджонской серии около 1500 м.

Обе свиты серии сходны по набору пород, различие заключается в их количественном соотношении. В серии выделяются следующие основные виды пород: кварциты, мусковит-кварцевые сланцы, графитистые сланцы, гранат-хлоритоид-талковные сланцы, мраморы, кальцифиры, эклогиты и апоэклогитовые амфиболиты, апобазальтовые амфиболиты.

Разделение на кварциты и мусковит-кварцевые сланцы условно: для одних принимается содержание кварца 70-100% и мусковита 0-30%, для других - кварца 30-70% и мусковита 30-60%. Кварциты составляют большую часть макбальской свиты и отдельные маломощные прослои в нельдинской. Мусковит-кварцевые сланцы играют решающую роль в составе нельдинской свиты, менее распространены в макбальской.

Графитистые сланцы образуют отдельные горизонты в нельдинской свите.

Мраморы и кальцифиры слагают два горизонта в макбальской свите и тонкие прослои в нельдинской.

Амфиболиты образуют два типа. Апоэклогитовые амфиболиты возникли за счет диафтореза эклогитов. Апобазальтовые амфиболиты появились в результате метаморфизма базальтов. Два типа амфиболитов различаются по взаимоотношению с вмещающими породами, по наличию или отсутствию в них реликтов эклогитовой ассоциации.

Эклогиты и апоэклогиты распространены только в пределах акджонской серии. Они образуют пластообразные линзовидные тела, "обтекаемые" мусковит-кварцевыми сланцами, кварцитами или мраморами. Эклогиты и апоэклогиты внутри серии не имеют строгой стратиграфической принадлежности. Контакты с окружающими породами всегда резкие. В центральных частях крупных линз апоэклогитов сохраняются реликты эклогитов.

Апобазальтовые амфиболиты распространены как в акджонской, так и в шаркиракской серии. Они образуют линзо- и дайкообразные тела. Наиболее крупные из них приурочены к контакту нельдинской и чимынсайской свит. Они часто субсогласны по отношению к вмещающим породам, реже имеют секущее положение. Контакты с окружающими толщами четкие, характерны приконтактные изменения во вмещающих породах.

Одним из главных факторов в стратификации макбальских толщ является характер метаморфизма пород. Метаморфизм пород акджонской серии характеризуется регрессивной направленностью и многостадийностью. Метаморфизм эклогитов и апоэклогитов, с одной стороны, и

вмещающих их кварцитов и мусковит-кварцевых сланцев, с другой стороны, различен по своему развитию. Эклогиты являются наиболее высокометаморфизованными образованиями серии. Условия образования оцениваются как $T=700^{\circ}$ и $P=14$ кбар (фашия дистеновых гнейсов). Эклогиты испытали семь этапов регрессивного метаморфизма, протекавших в условиях последовательно сменяющихся фаций: дистеновых сланцев, эпидот-амфиболитовой, зеленых сланцев и пренит-пумпеллитовой. Наивысший этап метаморфизма кварцитов и мусковит-кварцевых сланцев соответствует фации дистеновых сланцев и изофашиален второму этапу минералообразования в апоэклогитовых породах. С этого момента течение метаморфизма в апоэклогитах и в кварцитах со сланцами совпадает.

Возраст ачдонской серии устанавливается как раннепротерозойский: по циркону из кварцитов мабальской свиты альфа-свинцовым методом получены даты 2270 ± 250 и 1840 ± 170 млн лет^х.

Ш а р к ы р а к с к а я с е р и я, названная по одноименному сая - левому притоку р.Утор, где она наиболее широко представлена, сложена двумя свитами: чимынсайской и кайндинской.

Чимынсайская свита выделена впервые. Она сложена мраморами, слюдяными мраморами, карбонатными сланцами, кальцифирами. В виде небольших прослоек (0,2-0,5 м) среди них встречаются кварциты. В среднем течении р.Ачик-Таш, по правому борту р.Нельди, между рр.Ачик-Таш и Курган-Таш в основании свиты выделяется горизонт кварцитов. Иногда последние имеют грубообломочный конгломератовидный облик. Королев В.Г. и Киселев В.В. допускают, что гальки конгломератов могут иметь тектоническую природу. В любом случае, кварциты образовались в результате перекристаллизации первично обломочных пород кварцевого состава (мономинеральных кварцевых песчаников). Это обстоятельство позволяет считать, что чимынсайская свита отлагалась на глубоко эродированной поверхности подстилающих толщ. По устному сообщению В.Г.Королева, в основании канджайляуской свиты, выделенной при геологическом картировании в районе урочища Ойджайляу залегают конгломераты полимиктового состава. Эта свита, по нашему представлению, является непосредственным про-

^х Эти даты подтверждены методами РВ-РВ изохр. - 1920 ± 50 ; Ц-РВ диск. - 2165 ± 100 и указывают не возраст серии, а возраст тектоно-метаморфических ее преобразований Ред.

должением чимынсайской^х. Итак, установлены прямые признаки, доказывающие трансгрессивное залегание рассматриваемой свиты на нельдинской. Чимынсайская свита сверху согласно перекрывается кайндинской. Мощность свиты 100-300 м. В замковых частях складок она сильно возрастает.

Ниже приводится разрез чимынсайской свиты, сделанный между реками Кичи-Сарбулак и Чон-Согаты. На гранат-сланцевых сланцах нельдинской свиты согласно, с резким контактом лежат:

1. Рассланцованные серые слюдисто-карбонатные породы с линзами кварц-карбонатных пород - 4,5 м.

2. Черные полосчатые кварц-сланцево-карбонатные породы. Полосчатость обусловлена обособлением слюдисто-кварцевых прослоек, смятых в складки - 0,25 м.

3. Переслаивание слюдисто-карбонатных сланцев и темно-серых более массивных мраморов - 13 м.

4. Серые серпигит-карбонатные сланцы - 3 м.

5. Серые мелкокристаллические плитчатые мраморы - 37 м.

6. Переслаивание мраморов и серпигит-карбонатных сланцев - 13 м.

7. Серые слюдистые сланцы с прослоями серых мелкокристаллических мраморов - 7 м.

8. Плитчатые мраморизованные известняки - 4,5 м.

9. Серые слюдистые сланцы с прослоями мелкозернистых массивных мраморов - 8 м.

10. Серые мелкозернистые массивные слюдистые кварциты - 0,2 м.

II. Переслаивание слюдистых сланцев и мелкозернистых массивных серых мраморов - 10 м.

Далее идут серые сланцеватые породы кайндинской свиты.

Кайндинская свита сложена blastsлаевронепелитовыми хлорит-мусковит-кварцевыми сланцами с незначительными прослоями кварцитов. Она согласно залегает на чимынсайской и со скрытым несогласием перекрывается терсбутацкой. Мощность кайндинской свиты 500-700 м. Она может быть завышенной из-за большого числа изоклиальных складок.

^х По данным картирования, чимынсайская свита объединяет ачикташскую свиту, относящуюся к нижней серии, и канджайляускую свиту со строматолитами афебия, принадлежащую верхней серии. См. сб. "Закономерности строения земной коры Тянь-Шаня и его металлогения", 1985, стр.14-15. Ред.

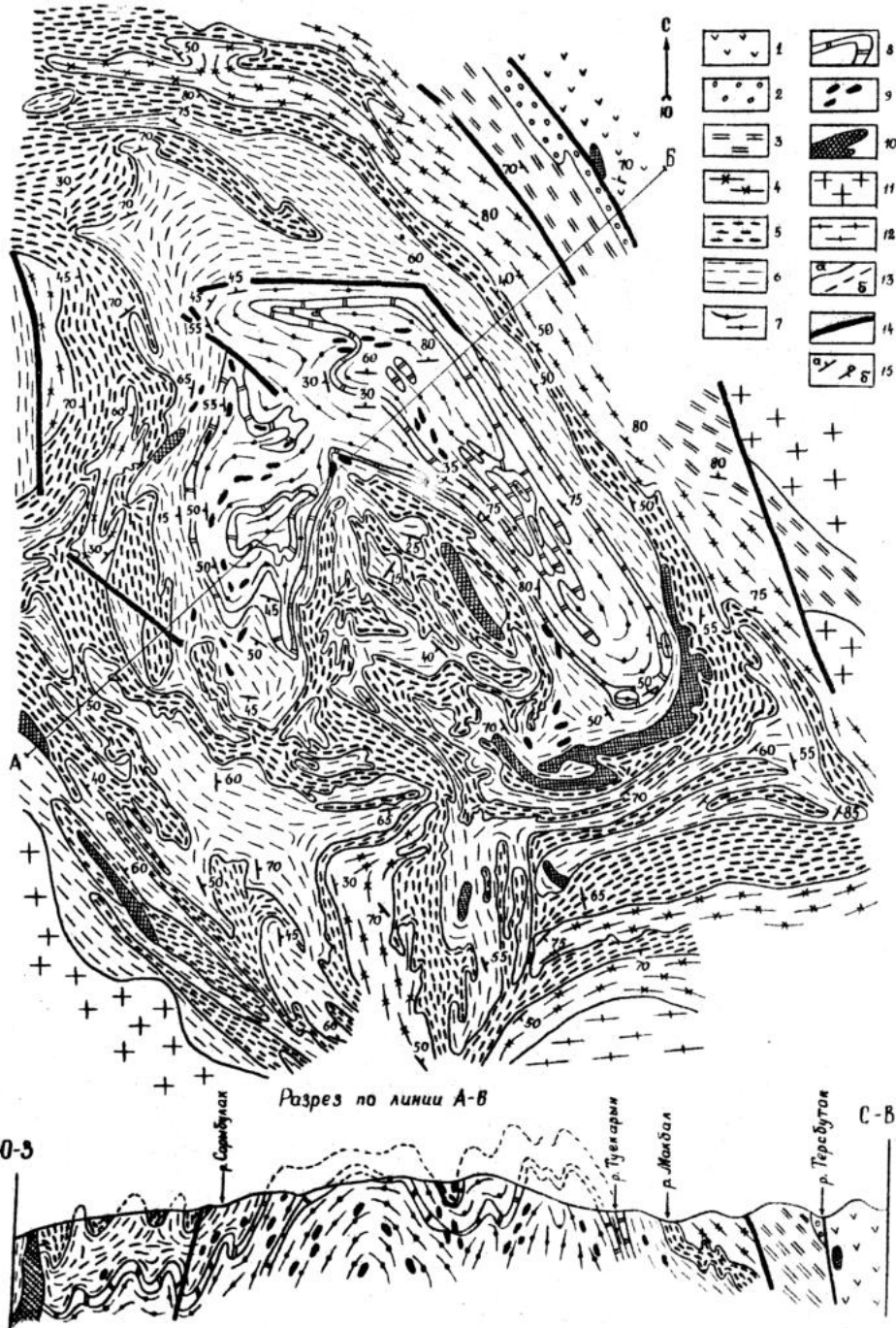


Рис.1. Геологическая карта-схема Макбальского поднятия. I - кембрий, вулканы основного состава; 2-3 - верхний протерозой, терсбугакская свита: 2 - переслаивание кварцитов, мраморов, сланцев; 3 - хлорит-мусковит-кварцевые сланцы; 4-5 - нижний протерозой, шарыракская свита; 4 - мусковит-хлорит-кварцевые сланцы; 5 - чимысайская свита, мраморы; 6-8 - нижний протерозой, аджонская серия: 6 - нельдинская свита, гранат-мусковит-кварцевые сланцы; 7 - макбальская свита, кварциты, кварцитосланцы; 8 - макбальская свита, мраморы; 9-10 - амфиболиты: 9 - аповклогитовые, 10 - апобазальтоные; II - ордовикские гранитоиды; 12 - верхнепротерозойские гранитоиды; 13 - стратиграфические и интрузивные контакты: а) действительные, б) предполагаемые; 14 - разломы; 15 - элементы залегания: а) сланцеватости; б) опрокинутое залегание.

Изучен разрез между двумя выходами чимынской свиты в междуречье Чон-Согаты - Нельды:

1. Серые хлоритовые сланцы - 19 м.
2. Серо-зеленые серицит-хлоритовые сланцы - 39 м.
3. Черные хлоритовые сланцы - 79 м.
4. Зеленовато-серые кварц-мусковит-хлоритовые сланцы - 104 м.
5. Серицит-хлоритовые сланцы - 17 м.
6. Кварц-хлоритовые сланцы - 60 м.
7. Зеленовато-серые хлоритовые сланцы - 15 м.
8. Кварц-хлоритовые сланцы - 177 м. Далее задерновано, 30 м.
9. Зеленовато-черные хлоритовые сланцы - 13 м.
10. Серые кварц-мусковит-хлоритовые сланцы - 142 м.
11. Серо-зеленые хлоритовые сланцы - 16 м.
12. Кварц-хлоритовые сланцы - 219 м.
13. Хлоритовые сланцы с редкими прослоями альбит-биотитовых пород - 200 м.

14. Кварц-хлоритовые сланцы - 110 м.

В строении шаркыракской серии участвуют следующие породы: хлоритовые и мусковит-хлорит-кварцевые сланцы, карбонатные породы, амфиболиты и кварциты.

Сланцы слагают около 90% объема каиндинской свиты и образуют прослой в чимынской свите. Они имеют довольно однообразный состав, среди них иногда встречаются графитистые разности.

Карбонатные породы слагают почти нацело чимынской свиты и встречаются в виде линз в нижней и верхней частях каиндинской свиты.

Амфиболиты представлены эпидот-альбит-актинолитовыми породами, содержат реликты диабазовой структуры. Они имеют линзовую форму, часто - секущий контакт с вмещающими породами. Мощность их достигает десятки метров, протяженность - первые сотни метров. Эти породы относятся к типу апобазальтовых амфиболитов.

Кварциты встречаются в виде небольших прослоев (мощностью 0,1-0,5 м) среди сланцев и карбонатных пород. Они часто полосчатые и обладают бластоосаммитовой структурой.

Метаморфизм пород шаркыракской серии резко отличается от метаморфизма пород акджонской серии. Установлено [2], что толщи чимынской и каиндинской свит изменены в зеленосланцевой фации. Отсутствие реликтовых минералов высоких степеней метаморфизма, сохранение бластоалевритовых структур в хлорит-мусковит-кварцевых сланцах, а также диабазовой структуры в амфиболитах свидетельст-

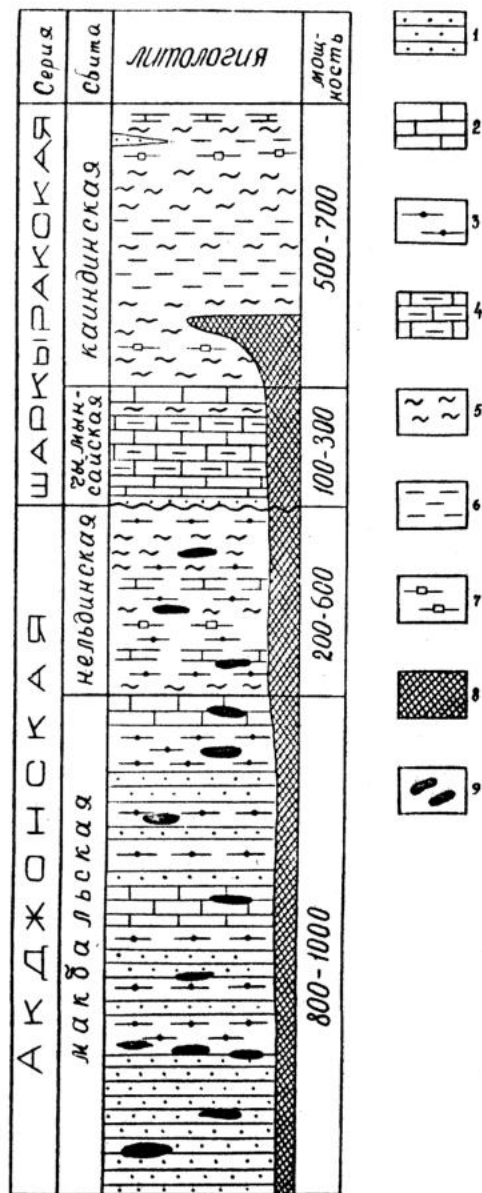


Рис.2. Разрез толщ Макдальского поднятия. 1 - кварциты, слоистые кварциты; 2 - мраморы и кальцифиры; 3 - гранат-мусковитовые сланцы; 4 - карбонатные сланцы; 5 - хлорит-мусковитовые сланцы; 6 - хлоритовые сланцы; 7 - альбит-биотит-хлоритовые породы; 8 - апобазальты; 9 - энклиты и апоэнклиты.

вует о прогрессивном характере метаморфизма пород.

Возраст шаркыракской серии принят как позднпротерозойский на основании того, что она по латерали переходит в караджилгинскую серию, которая по сопоставлению с толщами, охарактеризованными органическими остатками, датируется как средний рифей [1]^х.

Подытоживая вышеизложенный материал, выделим основные положения:

1. Установление путем картирования изоклинальной складчатости в породах Макбальского поднятия позволяет выделить самостоятельную карбонатную толщ, названную нами чимынсайской свитой.

2. Выяснение характера метаморфизма пород показало, что породы, лежащие ниже основания чимынсайской свиты, резко отличаются по направленности и степени метаморфизма от пород, лежащих выше ее основания.

3. Наличие конгломератовидных кварцитов в основании чимынсайской свиты прямым образом указывает на трансгрессивное ее наложение на подстилающие толщи.

4. Два последних обстоятельства, а также имеющий место нижнпротерозойский гранитоидный магматизм позволили выделить в структуре Макбальского поднятия два тектонических цикла, с которыми связано соответственно формирование двух серий пород: акджонской (нижний протерозой), состоящей из макбальской и нельдинской свит, и шаркыракской (верхний протерозой), состоящей из чимынсайской и каиндинской свит.

ЛИТЕРАТУРА

1. АХМЕДЖАНОВ М.А., БАРАТОВ Р.Б., БАКИРОВ А.Б., БОРИСОВ О.Б., КОРОЛЕВ В.Г., МИРХОДЖАЕВ И.М., ФУЗАЙЛОВ И.А., АБДУЛЛАЕВ А.Н., БАЗАРБАЕВ Э.Р., БУДАНОВ В.И., БУДАНОВА К.Т., КИСЕЛЕВ В.В., МАКСУМОВА Г.А. Докембрий Средней Азии. М.: Наука, 1982.

2. БАКИРОВ А.Б. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1978.

3. БЕЛЬКОВА Л.Н., ОГНЕВ В.Н. Древние толщи Северного Тянь-Шаня. М.: Недра, 1964.

4. ВЕЛИМОВ И.А. Закономерности распространения и образования пород эколлитовой формации Северного и Южного Казахстана. В кн.:

^х Сопоставления недостаточно корректны, нуждаются в исследованиях. Ред.

Физико-химические условия магнетизма и метасоматоза. Тр. 3-го Всесоюз. петрол. совещания. М., 1964.

5. КИСЕЛЕВ В.В., КОРОЛЕВ В.Г. Новые данные по стратиграфии докембрия и палеозоя западной части Кыргызского хребта. - В кн.: Материалы по геологии Тянь-Шаня. Вып.4. Фрунзе, 1964.

6. КОРОЛЕВ В.Г. К стратиграфии допалеозоя Тянь-Шаня. - В кн.: Материалы по геологии Тянь-Шаня. Вып.3. Фрунзе, 1962.

7. МЕДВЕДЕВА И.Е. Парагенетический анализ некоторых метаморфических пород Макбальского поднятия в Северном Тянь-Шане. Геология и разведка, 1960, № 10.

8. НИКОЛАЕВ В.А. Докембрий Средней Азии. - В кн.: Стратиграфия СССР. Т. I. М.-Л. Изд-во АН СССР, 1939.

А.Ю.Беккер

О СООТНОШЕНИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР УЗУНАХМАТСКОГО И КАРАГАЙНСКОГО БЛОКОВ ТАЛАСО-КАРАТАУСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ (СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

На основе формационного анализа и общих структурных наблюдений Таласо-Каратауская зона каледонид Северного Тянь-Шаня лишь на последних схемах тектонического районирования стала изображаться в качестве докембрийской складчатой структуры. Тщательного структурного анализа в толщах верхнего докембрия и нижнего палеозоя здесь не проводилось. Распространено мнение, что дислокации рифейских толщ Северного Тянь-Шаня связаны с каледонскими движениями и поэтому рифейские толщи включаются в единые рифейско-каледонские структурные этажи, возникшие в результате непрерывного продолжительного рифейско-раннепалеозойского геосинклинального "цикла".

В статье рассматриваются характер и взаимоотношения тектонических форм Узунхматского и Карагайнского блоков, расположенных в Таласо-Каратауской структурно-формационной зоне Северного Тянь-Шаня. Узунхматский блок слагают породы предполагаемого нижнего и среднего рифея, а Карагайнский блок выполнен геосинклинальными толщами верхнего рифея, охарактеризованного комплексами строматолитов и микропроблематик, а также орогенными и квазишлатформенными формациями венда и нижнего палеозоя [8], и, таким образом, толщи рассматриваемых блоков характеризуют весь разрез зоны.

Узунахматский блок с юга прищипывает к Таласо-Ферганскому разлому, а с севера, по Узунахматско-Кумьштагской системе разломов, надвигнут на докембрийские и нижнепалеозойские отложения Карагаинского блока. Карагаинский блок с севера перекрывается кайнозойскими молассами Таласской межгорной впадины (рис.1).

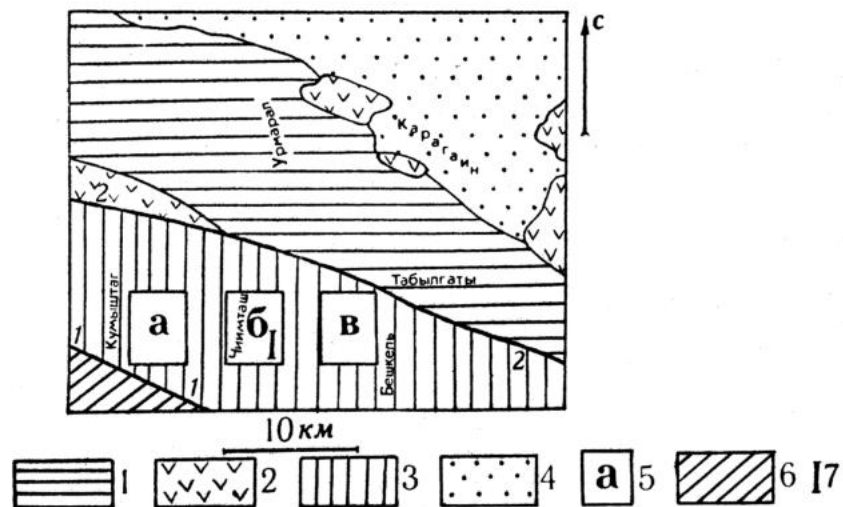


Рис.1. Схема тектонического строения центральной части Таласского хребта. Карагаинский блок: 1 - верхнерифейский структурный этаж; 2 - каледонский структурный этаж. 3 - Узунахматский блок. 4 - Кайнозойские молассы Таласской межгорной впадины. 5 - Положение доменов: а - Кумьштаг, б - Чимташ, в - Бешкель. Разрывные нарушения: I-I - Таласо-Ферганский разлом, 2-2 - Узунахматско-Кумьштагский разлом. 6 - Срединный Тянь-Шань.

Впервые отличие складчатых структур Карагаинского и Узунахматского блоков было отмечено В.В.Киселевым и В.Г.Королевым [5]. Установлено, что в пределах Карагаинского блока складчатость голоморфная многопорядковая, а в Узунахматском блоке складки простые, открытые. Несмотря на это большинством исследователей признавалась единая основная складчатость и для Карагаинского, и для Узунахматского блоков. Так, в период проведения первых крупномас-

штабных геологических съемок на территории Таласо-Каратауской зоны считалось, что основные складчатые структуры и в докембрийских, и в нижнепалеозойских толщах сформировались в результате каледонской складчатости.

Позже было установлено, что основной, завершающей складчатостью в Таласо-Каратауской зоне является предвандская, а также показано, что породы венда и нижнего палеозоя дислоцированы слабо и структурно тесно связаны между собой [6,8]. Предполагалось, что различие между складчатыми структурами Карагаинского и Узунахматского блоков является следствием разной жесткости пород в этих блоках.

Иную точку зрения на происхождение складчатости в Таласо-Каратауской зоне развивает группа исследователей лаборатории тектонофизики ИГУ [2,3,14]. Они предполагают, что причиной складчатости в толщах Таласского хребта является "горизонтально-неоднородный метаморфизм", постепенно уменьшающийся по мере удаления от Таласо-Ферганского разлома. Отмечается, что с приближением к Таласо-Ферганскому разлому усложняется складчатость (главным образом мелкая), а также увеличивается интенсивность синскладчатого кливажа. По поведению кливажа и других малых структурных форм выделяются пять структурно-деформационных зон с различной относительной вязкостью пород.

Во время проведения крупномасштабных геолого-съемочных работ в центральной части Таласского хребта автором был собран фактический материал, интерпретация которого позволяет сделать новые выводы о соотношении тектонических структур Узунахматского и Карагаинского блоков, а также проследить их структурную эволюцию в позднем докембрии. Структурные наблюдения производились непрерывно во время площадной геологической съемки, а также при построении детальных литолого-стратиграфических разрезов. Наиболее подробно изучались опорные обнажения, в которых видны взаимоотношения структур разных возрастов или разных порядков. Большое внимание уделялось изучению ориентировки плоскостных и складчатых структур при помощи построения стереограмм. Стереограммы с целью изучения типов, ориентировки и взаимоотношений структур различных масштабов [4,13] строились как для отдельных складок, групп складок в пределах одного обнажения, так и для выбранных структурно-однородных участков (доменов) и тектонических блоков в целом. При построении диаграмм ориентировки шарниров складок для блоков в целом использовались замеры шарниров в отдельных обнажениях по

всей изученной площади. При этом, в случае массовых замеров шарниров складок в каком-либо одном обнажении, на диаграмму наносится лишь один замер, соответствующий генеральной ориентировке оси складок для данного обнажения.

Карагаинский блок. В его пределах обособляются два структурных этажа (рис.1): верхнерифейский, образованный интенсивно смятыми породами карагаинской серии, и каледонский, сложенный квазиэпиформенными и орогенными образованиями венда и нижнего палеозоя [8]. Вендские и нижнепалеозойские породы дислоцированы в одном плане. Они залегают с крупным угловым несогласием на интенсивно дислоцированных породах верхнего рифея. Для каледонского этажа характерны крупные, часто очень пологие моноклинали и просто построенные брахискладки. Кливаж и мезоскладки отсутствуют. Структура каледонского этажа обладает всеми признаками глубокой (штамповой) складчатости [1].

Решающими в формировании тектонической структуры Карагаинского блока явились довендские движения [8], отраженные в складчатости карагаинской серии. Большую роль в образовании многообразных структурных форм играла резкая литологическая неоднородность пород серии, частые переслаивания в различных соотношениях пластичных тонкослоистых карбонатных пород, алевролитов, плитчатых алевропесчаников, жестких грубослоистых и массивных песчаников и гравелитов. Породы верхнего рифея испытали три фазы складчатости, в результате которых последовательно налагались друг на друга складчатые структуры F_1 , F_2 и F_3 . Наиболее интенсивной является вторая фаза складчатости, во время которой сформировались основные тектонические структуры Карагаинского блока.

Структуры F_1 образуют складчатый ансамбль, представленный коаксиальными линейными складками нескольких порядков. Оси складок простираются по азимуту 190° , согласуясь с простиранием складчатой зоны. Макроскладки F_2 , как правило, запрокинуты, с резко преобладающей северной вергентностью. Широко развиты изоклинали складки, зеркало которых собрано в коаксиальные или закрытые и открытые складки более низкого порядка (рис.2-1). В карбонатных породах на фоне закрытых запрокинутых и изоклинали складок встречаются открытые коробчатые синклинали с размахом крыльев до 1 км (рис.2-7). Их мульдовые части осложнены многочисленными смятыми мезоскладками с общей северной вергентностью. Ориентировку макроскладок F_2 отражает диаграмма полюсов слоистости в породах карагаинской серии (рис.2-3). При построении диаграммы использова-

лись замеры элементов залегания пород в участках, где отсутствуют мезоскладки, и, следовательно, крылья структур F_2 представляет собой плоскость по отношению к мезомасштабу. Полюса слоистости образуют прерывистый пояс по большому кругу с четким максимумом (6%) с координатами: азимут падения $190^\circ \pm 70^\circ$ и рядом максимумов с меньшей концентрацией, расположенных в пределах того же пояса. Ось пояса горизонтальная, простирается по азимуту 100° ВКВ, совпадая с генеральной ориентировкой шарниров мезоскладок F_2 (рис.2-4). Максимум с наивысшей концентрацией соответствует ориентировке крыльев изоклинали складок. Прерывистый пояс вокруг оси B_2 отвечает распределению крыльев макроструктур F_2 . Оси макроскладок F_2 испытывают ундуляцию в плоскости, совпадающей со статистической ориентировкой осевых поверхностей. Эти ундуляции на диаграмме ориентировки шарниров мезоскладок F_2 (рис.2-4) выражены максимумом концентрации, вытянутым вдоль плоскости с координатами: азимут падения $190^\circ \pm 70^\circ$. В результате искривления осей складок в местах наиболее крутых ундуляций структур шарниры осложняющих складок погружаются под углами $50-70^\circ$. Ундуляция приводит к образованию поперечных макроскладок, как бы наложенных на структуру F_2 (рис.2-2).

Возможны два объяснения причин искривления структур F_2 : 1) наложение двух разновозрастных фаз складчатости; 2) искривление осей складок за счет сложного неоднородного поля напряжений во время складкообразования. В случае наложения складок двух генераций, складки второй генерации, отвечающие в данном случае поперечным изгибам осей F_2 (рис.2-2), будут иметь относительно прямые оси, расположенные под углом к осям сминаемых складок. В действительности же, при геологической съемке не были обнаружены какие-либо непрерывные оси, связанные с ундуляциями структур. Скорее всего, эти ундуляции обязаны своим происхождением неоднородностям поля напряжений при смятии сложного пакета осадочных пород различной вязкости, слагающих карагаинскую серию. Большое значение при этом приобретает возникающие неоднородности промежуточной оси напряжений G_2 [15].

На всей территории Карагаинского блока крылья макроскладок осложнены складками мезомасштаба. Наиболее интенсивно мезоскладки развиты в тонкослоистых карбонатных породах. Мелкие складки — цилиндрические, с концентрическими замками, всегда коаксиальны материнским структурам. Осевые поверхности мезоскладок, расположенных на крыльях макроструктур, образуют конвергентный веер. Наиболее сильно мелкая складчатость проявлена в тонкослоистых карбонат-

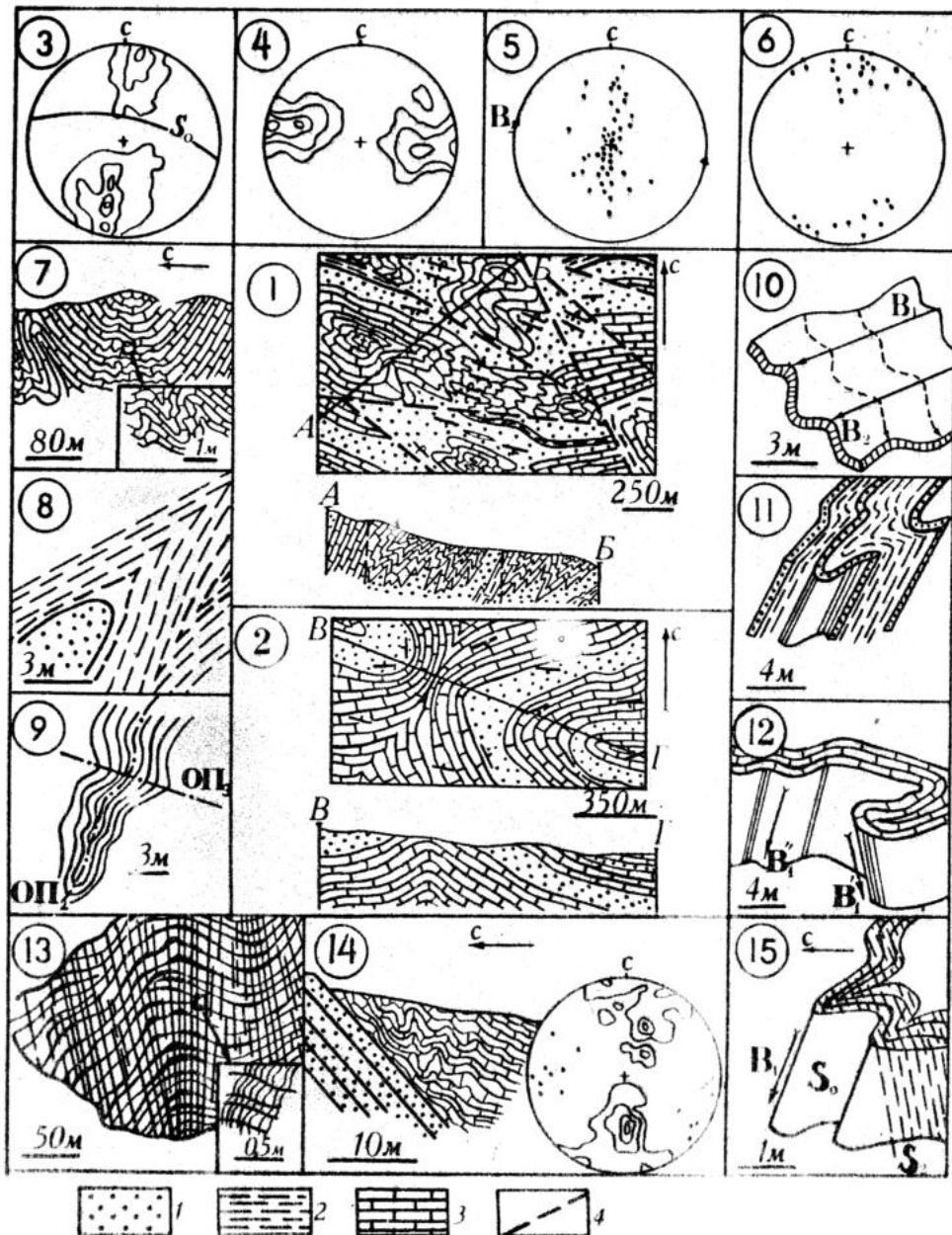


Рис.2. Тектонические структуры Карагайского блока. I - изоклинные складки в породах чаткарагайской свиты, зеркало которых собрано в закрытые складки более низкого порядка. Водораздел рек Курголот-Бешкель; 2 - ундуляция шарнира синклинали на водоразделе хр.Курайтык; 3 - диаграмма ориентировки крыльев макроскладок в породах Карагайского блока. 1050 замеров, изолинии I-2-4-6%; S_0 - генерализованное залегание слоистости и осевых поверхностей складок F_2 . Здесь и на других рисунках диаграммы построены на сетке Вульфа в проекции с верхней полусферы, плотности распределения точек подсчитаны с помощью планисферы А.В.Пронина [12]; 4 - диаграмма ориентировки шарниров мезоскладок F_2 . 120 замеров, изолинии I-2-3-6%. 5 - диаграмма ориентировки шарниров складок F_1 . 49 замеров; 6 - диаграмма реконструированного первичного положения шарниров B_1 ; 7 - корбчатая синклинали в известняках чаткарагайской свиты, осложненная закрытыми мезоскладками с северной вергентностью. Правый борт р.Чимташ; 8 - изоклинные мезоскладки в песчаниках и алевролитах; 9 - наложение складок F_3 на мезоскладки F_2 . Берховья р.Айрыбел. OP_2 , OP_3 - осевые поверхности складок F_2 и F_3 ; 10 - наложение мезоскладок F_2 на мезоскладки F_1 . B_1 , B_2 - шарниры складок; 11 - изоклинные складки F_2 в песчаниках и алевролитах сарыджонской свиты; 12 - две генерации складок F_1 в известняках чаткарагайской свиты. B'_1 , B''_1 - шарниры складок, последовательно налагающихся друг на друга; 13 - кливаж S'_2 в складках F_2 , гофрированный в складки F_3 . Известняки чаткарагайской свиты, левый борт р.Бешкель; 14 - мезоскладки в тонкослоистых карбонатных породах на контакте с массивными песчаниками. Левый борт р.Урмарал. В правом углу - диаграмма ориентировки полюсов слоистости (изолинии) и шарниров мезоскладок (точки). 120 замеров залегания слоистости, изолинии I-3-5-8%; 17 замеров шарниров; 15 - кливаж S_2 , наложенный на складку F_1 . S_0 - слоистость, B_1 - шарнир складки F_1 . Условные обозначения: 1 - песчаники, 2 - алевролиты, 3 - массивные песчаники, 4 - разрывные нарушения.

них породах в ядрах синклиналей и антиклиналей макромасштаба, а также в пластичных тонкослоистых известняках, контактирующих с жесткими массивными песчаниками (рис.2-14). Размеры и форма мезоскладок зависят от пластичности пород. В карбонатных породах преобладают дисгармоничные складки с округлыми замками и размахом крыльев 0,3-10,0 м. Для них характерно отсутствие подобия между смежными синформами и антиформами (рис.2-14). В песчаниках и алевро-

ролитах складки более крупные (размах крыльев 10–30 м) и, как правило, изоклинные. Замковые части складок в песчаниках округлые концентрические, в алевролитах – острые подобные (рис.2–8).

Складки F_2 сопровождаются развитием кливажа осевой плоскости. Кливаж проявляется спорадически, локализуясь в основном в замковых частях структур. Ориентирован или строго параллельно осевым плоскостям складок, или образует конвергентный веер с углом раскрытия менее 30° (рис.2–13).

Складчатые структуры F_1 по всему разрезу карагаинской серии представлены мезоскладками, ориентировка которых зависит от положения на крыльях макроструктур F_2 . Макроструктуры F_1 в процессе геологической съемки не были обнаружены. Возможно, им соответствуют некоторые поперечные изгибы осей макроструктур F_2 , но отличить их от синтетектонических ундуляций B_2 при использовании обычных методов картирования невозможно. Мезоструктуры F_1 представлены концентрическими складками с сохранением равной мощности слоев в замках и на крыльях. Углы крыльев складок варьируют в широких пределах – от простых пологих изгибов слоев (рис.2–10) до изоклинных мезоскладок (рис.2–11). Преобладают складки с углами крыльев 50 – 100° . В основном встречаются цилиндрические формы, расположенные на относительно ровных крыльях макроструктур F_2 . При наложении мезоскладок F_2 на F_1 , структуры F_1 приобретают конический облик (рис.2–10).

В тонкослоистых карбонатных породах наблюдаются две генерации складок F_1 (рис.2–12), возникающие в одном поле напряжений путем "синхронного наложения" [4]. В более жестких терригенных породах встречаются складки F_1 только одной генерации. Это свидетельствует о более высоком градиенте скоростей течения в пластичных карбонатных породах, приведшем к образованию в них за один и тот же промежуток времени более сложных структурных форм [II].

На диаграмме ориентировки шарниров складок F_1 (рис.2–5) выделен неполный пояс по большому кругу с осью, совпадающей с генеральной ориентировкой шарниров складок F_2 (рис.2–4). Была предпринята попытка восстановить первоначальную ориентировку осей складок F_1 путем поворота до первичного горизонтального положения крыльев макроструктур F_2 [13], соответствующих генеральному залеганию слоистости в месте замера шарнира B_1 . Учитывалось положение структур F_1 на крыльях с прямым или опрокинутым залеганием. На диаграмме (рис. 2–6) шарниры B_1 группируются у северного и южного полюсов сетки. Средняя ориентировка осей складок F_1 следующая:

азимут погружения $190^\circ \pm 10^\circ$, т.е. вкrest простирания складчатой зоны. Большие отклонения точек (до 40°) от генеральной ориентировки связаны с неточностью определения первоначального положения осей складок, и, в меньшей мере, с первичными вращающимися и ундулирующими шарниров. Кливаж, связанный со складками F_1 , не обнаружен. На структуры F_1 посттектонически налагается кливаж S_2 , образующий конвергентный веер в складках F_2 (рис.2–15).

Структуры F_3 представлены пологими концентрическими складками с размахом крыльев 0,2–1,0 м и углом крыльев 100 – 160° . Ориентировка шарниров B_3 совпадает с ориентировкой шарниров B_2 . Осевые поверхности практически всегда субперпендикулярны осевым поверхностям складок F_2 . Складки F_3 распространены в тонкослоистых карбонатных породах карагаинской серии. Структуры F_3 деформируют крылья и осевые поверхности мезоскладок F_2 и F_1 (рис.2–9), а также плоскости кливажа S_2 (рис.2–13). Анализ морфологии, ориентировки и литологической приуроченности складок F_3 позволяет сделать вывод, что их образование связано с влиянием остаточных напряжений в структуре F_2 . Реализация этих напряжений, скорее всего, происходила во время разгрузки, связанной с общим поднятием площади во время вендского орогенеза [10] и выражалась в локальном развитии пологих мезоскладок гофрировки F_3 в наиболее пластичных карбонатных породах на крыльях макроструктур F_2 . При этом оси напряжений G_2 в складках F_2 и F_3 имеют одинаковую ориентировку, а оси главных сжимающих и растягивающих напряжений (G_1 и G_3) меняются местами.

Узунахматский блок слагают породы бакаирской, карабуриной и узунахматской свит. Бакаирская и карабуриная свиты В.Г.Королевым и Р.А.Максумовой [7] условно отнесены к нижнему, а узунахматская – к среднему рифею. В основании последней отмечается стратиграфическое несогласие. Бакаирская свита сложена мелкокристаллическими мраморами. Карабуриная – представлена чередованием пачек ленточного переслаивания карбонатных филлитов и известняков. Узунахматскую свиту слагают филлиты и песчаники, чередующиеся горизонтами по 10–100 м. Среди песчаников встречаются горизонты и линзы сингенетичных конгломератов. Суммарная мощность бакаирской и карабуриной свит более 800 м, мощность узунахматской свиты более 2500 м.

Породы Узунахматского блока смяты в простые линейные складки с размахом крыльев 1–5 км. Синклинали открытые, с пологими чашеобразными мульдами. Антиклинали, как правило, закрытые, с ост-

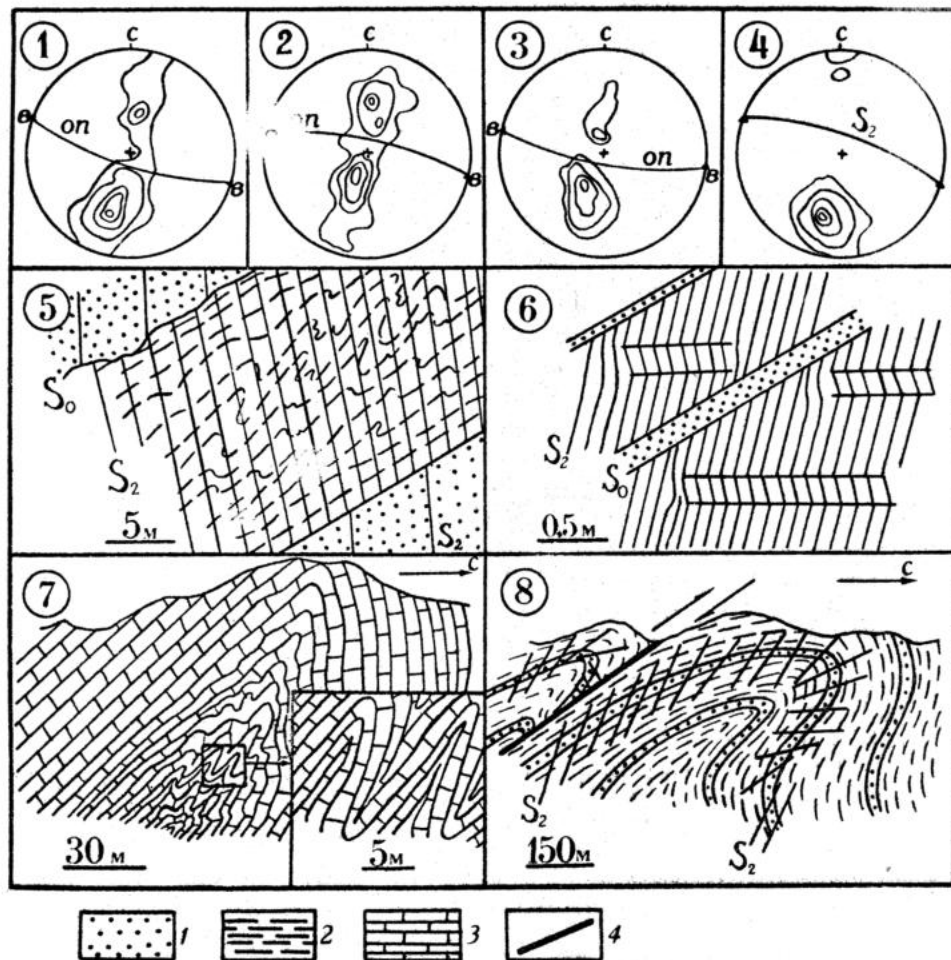


Рис. 3. Тектонические структуры Узунашатского блока. 1-3 - диаграммы ориентировки слоистости пород. 1 - по домену Кумьштаг, 275 замеров, изолинии 1-3-5-7-10%; 2 - по домену Чимташ, 260 замеров, изолинии 1-3-5-10%; 3 - по домену Бешкель, 235 замеров, изолинии 1-3-7-15%; 4 - диаграмма ориентировки кливажа в породах Узунашатского блока, 850 замеров, изолинии 1-3-5-10-25%; 5 - складки волочения в маломощных горизонтах феллитов, заключенных среди массивных песчаников; 6 - структуры пластического излома, деформирующие кливаж; 7 - антиклинальная макроскладка в мраморах бакаирской свиты, ядро которой осложнено складками мезомасштаба; 8 - сжатые складки. Условные обозначения: узунашатская свита: 1 - песчаники, 2 - феллиты. 3 - бакаирская свита - мраморы. 4 - разрывные нарушения. S_2' - кливаж; S_0 - слоистость.

рыми замками. Углы крыльев синклиналей $100-130^\circ$, антиклиналей $40-90^\circ$. Замки и у синклиналей, и у антиклиналей концентрические. Синклинальный кливаж отсутствует.

С целью анализа морфологии складчатых структур в пределах Узунашатского блока были выделены три домена площадью по 30 км^2 (рис.1), для каждого построены πS -диаграммы ориентировки слоистости (рис.3-1,2,3). На диаграммах полюса слоистости образуют прерывистый пояс по большому кругу, характерный для линейных складок цилиндрического типа. Два максимума в пределах пояса соответствуют статистическим ориентировкам крыльев. Ось пояса, отвечающая осям складок, занимает субгоризонтальное положение, простираясь по азимуту 100° ВКВ. Генерализованные осевые плоскости складок в пределах доменов Бешкель и Кумьштаг имеют слабую южную вергентность (азимут падения $10-15^\circ \angle 75-80^\circ$), а в пределах домена Чимташ характеризуются слабой северной вергентностью (азимут падения $190^\circ \angle 80^\circ$). Меньшая плотность максимума, соответствующего ориентировке крыльев складок с северными падениями, объясняется срезаниями южных крыльев синклиналей надвигами (см.ниже).

Осложняющие складчатые формы более высоких порядков в основном развиты в замковых частях материнских складок и всегда коаксиальны им. Наблюдается подобие форм основных и осложняющих складок (рис.3-7). Характерно, что даже в очень пластичных карбонатных породах карабуриной свиты складки мезомасштаба присутствуют только в ядрах более крупных структур, а на крыльях залегание является практически моноклиналим.

В породах узунхматской свиты на крыльях крупных складок иногда наблюдаются мелкие асимметричные складки волочения, развитые в относительно маломощных (10–25 м) прослоях филлитов, заключенных среди мощных (50–100 м) горизонтов песчаников (рис.3–5). Складки развиты в центре прослоев, выходящая к кровле и подошве. Размах крыльев 0,2–2,5 м при амплитуде 0,5–8,0 м. Образование складок волочения в филлитах связано, видимо, с течением глинистого материала при концентрическом скольжении горизонтов в процессе складкообразования.

Кливаж в пределах Узунхматского блока развит повсеместно. На диаграмме ориентировки полюсов плоскостей кливажа выделяется сильный максимум (27%), соответствующий статистической плоскости кливажа, наклоненной по азимуту $195^{\circ} \angle 65^{\circ}$. Кливаж, являясь хорошо выдержанным в ориентировке по всей территории Узунхматского блока, располагается незакономерно по отношению к складчатым структурам (рис.4). Это хорошо видно и при сравнении πS -диаграммы ориентировки кливажа с диаграммами ориентировки слоистости (рис.3–1, 2, 3, 4). В то же время ориентировка кливажа совпадает с ориентировкой осевых поверхностей складок F_2 в породах Карагаинского блока (рис. 2–3). В филлитах плоскости кливажа располагаются через 0,5–2,0 см, в песчаниках – через 0,2–2,0 м. В горизонтах массивных песчаников мощностью более 20 м кливаж отсутствует.

В пределах Узунхматского блока широко развита **система надвигов**, сместители которых наклонены на ККВ (азимут падения $190-210^{\circ} \angle 30-50^{\circ}$). Расстояние между сместителями от 1 до 5 км; к северу, ближе к Узунхматско-Кумьштагскому разлому, уменьшается до 200–500 м. Амплитуда горизонтального перемещения от 0,5 до 5,0 км. Надвиги сопровождаются зонами (до 100 м) рассланцованных железенных пород. Рассланцевание, как правило, параллельно плоскостям сместителей. С движениями по надвигам связано "сжатие" и запрокидывание складок, а также локальное изменение ориентировки постскладчатого кливажа на крыльях "сжатых" складок (псевдовергентность кливажа, рис. 3–8). На πS - диаграмме местные отклонения в ориентировке кливажа от своего генерального положения выражены в растяжении однопроцентной изолинии по большому кругу с субширотной осью (рис.3–4). С движениями по надвигам связано образование структур пластического излома (*kink bands*). Они, как правило, односистемные, локализируются вблизи зон надвигов, сминают и слоистость, и постскладчатый кливаж (рис.3–6).

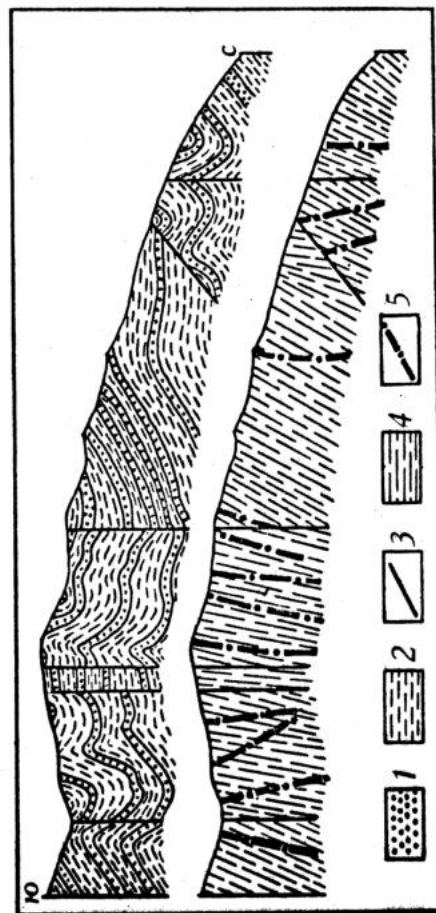


Рис.4. Соотношение между складками и кливажем в породах узунхматской свиты. Вверху - геологический разрез по водоразделу рек Чингаш - Шоралы. Внизу - ориентировка кливажа и осевых поверхностей складок. Условные обозначения: 1 - песчаники, 2 - филлиты, 3 - разрывные нарушения, 4 - кливаж, 5 - осевые поверхности складок.

Используя приведенный фактический материал, можно предложить следующую схему структурной эволюции Таласо-Каратауской зоны в позднем докембрии. Наиболее древними структурами являются складки в Узунахматском блоке, сформировавшиеся в предпозднерифейское время. В последующие этапы геологического развития складкообразования в Узунахматском блоке не происходило. Об этом свидетельствуют цилиндрический тип складчатых структур [4], выдержанность в ориентировке осей складок, а также отсутствие каких-либо наложенных пликативных форм любого масштаба. Некоторое усложнение уже имеющихся складчатых структур связано с процессами надвигообразования, происходившими в послепермское время.

Следующий этап складчатости в Таласо-Каратауской зоне приходится на конец позднего рифея в пределах Карагаинского блока. Предвендская складчатость формировалась в две фазы. В течение первой фазы образуются ненапряженные прямые складки F_1 , оси которых ориентированы вкрест простирания складчатой зоны. Широко развиты мезоскладки. Образование макроскладок либо вообще не происходило, либо развивались складчатые формы макромасштаба с пологими крыльями, замаскированные в настоящее время структурами F_2 . Вторая фаза байкальской складчатости явилась основной для Карагаинского блока. В это время формируется голоморфный складчатый ансамбль, состоящий из линейных, запрокинутых на север складок нескольких порядков. Образование складчатых структур F_2 сопровождалось формированием кливажа осевой плоскости. Наиболее развит кливаж S_2 в пределах Узунахматского блока, где он, располагаясь несогласно по отношению к складчатым структурам, имеет хорошо выдержанную пространственную ориентировку, совпадающую с ориентировкой осевых плоскостей складок F_2 Карагаинского блока. Широкое развитие кливажа S_2 в стабильных, не подвергавшихся предвендской складчатости породах Узунахматского блока, связано с увеличением вероятности реализации напряжений в ранее смятых жестких толщах путем образования плоскостных структур кливажа [4].

Завершает развитие складчатых структур в верхнерифейских геосинклинальных толщах образование в наиболее пластичных карбонатных породах мезоскладок F_3 . Формирование структур F_3 происходило во время разгрузки, связанной с общим поднятием блока в течение вендского орогенеза, за счет реализации остаточных напряжений в складчатом ансамбле F_2 .

Анализ тектонических структур Узунахматского и Карагаинского блоков Таласо-Каратауской структурно-формационной зоны позволяет сделать следующие выводы:

1. Карагаинский и Узунахматский блоки различаются не только возрастом слагающих их пород, но и возрастом конечной складчатости.

2. Складчатость в Карагаинском блоке формировалась в две фазы. В первой фазе оси складчатых структур ориентировались перпендикулярно простиранию складчатой зоны, а во второй, основной, вдоль по ее простиранию.

3. Во время предвендской складчатости в породах Карагаинского блока, в примыкающем с юга стабильном Узунахматском блоке формируется кливаж, пространственная ориентировка которого согласуется с полем напряжений в породах, испытывающих складчатость. Тем самым подтверждается сделанное ранее предположение о допозднерифейском возрасте [7] толщ Узунахматского блока, так как синскладчатый по отношению к основным структурам Карагаинского блока кливаж налагался на уже смятые, консолидированные породы Узунахматского блока.

ЛИТЕРАТУРА

1. БЕЛОУСОВ В.В. Эндеогенные режимы материков. М.: Недра, 1978.
2. ВИХЕРТ А.В. Тектоника западной части Таласского хребта. - В кн.: Соотношение геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1981.
3. ГОНЧАРОВ М.А., МАЛКОВЕЦ А.Г., ФРОЛОВА Н.С. Горизонтально-неоднородный метаморфизм как причина складкообразования в рифейских толщах Таласского хребта. - В кн.: Соотношение геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1981.
4. КАЗАКОВ А.Н. Деформация и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976.
5. КИСЕЛЕВ В.В., КОРОЛЕВ В.Г. Беш-Таш-Терекский правый сдвиг и сдвиговая тектоника в западной части Северного Тянь-Шаня. - В кн.: Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1964.
6. КИСЕЛЕВ В.В., КОРОЛЕВ В.Г. Палеотектоника докембрия и нижнего палеозоя Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1981.

7. КОРОЛЕВ В.Г., МАКСУМОВА Р.А. Поздний докембрий Таласского Алатау. - В кн.: Труды Фрунзенского политехнического ин-та. Геология, горное дело. Вып.19. Фрунзе, 1964.

8. КОРОЛЕВ В.Г., КИСЕЛЕВ В.В., МАКСУМОВА Р.А. Основные черты палеозойской тектоники Северного и Среднего Тянь-Шаня в пределах Киргизской ССР. - В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983.

9. МАКСУМОВА Р.А. Развитие восточной части Таласо-Каратауской миогеосинклинали в позднем рифее. - В кн.: Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970.

10. МАКСУМОВА Р.А. Байкальский орогенный комплекс Северного Тянь-Шаня и Южного Казахстана. Фрунзе: Илим, 1980.

11. МИЛЛЕР Ю.В. Структурное развитие метаморфических комплексов: современные представления. - Геотектоника, 1983, № 4.

12. РОДИГИН А.И. Структурные диаграммы. Изд. Томск. ун-та. Томск, 1980.

13. РОДИГИН А.И. Азимутальные проекции в структурной геологии. Изд. Томск. ун-та, Томск, 1981.

14. ФРОЛОВА Н.А. О влиянии метаморфизма на деформационные свойства горных пород (на примере Таласского Алатау). Геотектоника, 1982, № 4.

15. ЯРОШЕВСКИЙ Г.А. Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1981.

А.Ю.Беккер

О РЕКОНСТРУКЦИИ ПЕРВИЧНОЙ ОРИЕНТИРОВКИ СКЛАДЧАТЫХ АНСАМБЛЕЙ ПРИ ПОМОЩИ ГРАФИЧЕСКОГО АНАЛИЗА СИНСКЛАДЧАТОГО КЛИВАЖА

Для структурной геологии и геотектоники представляет большой интерес определение наклона складок в момент их образования. Реконструкция первичного наклона складок затрудняется в случаях, когда на них были наложены деформационные структуры последующих этапов. При этом наибольшую трудность для расшифровки представляют складчатые структуры, сформировавшиеся путем коаксиального наложения, особенно если имело место наложение равномаштабных складок.

В данной работе предпринята попытка восстановления первичного наклона осевых поверхностей складок байкальского этапа деформаций в верхнерифейских отложениях карагоинской серии центральной части Таласского хребта. Породы карагоинской серии прошли сложную многоэтапную деформационную историю (см. статью Беккера в настоящем сборнике). В байкальский этап верхнерифейские отложения испытали две фазы складчатости, в результате которых последовательно чалагались друг на друга перекрестные складчатые структуры F_1 и F_2 . Складки F_1 представлены пологими, как правило, открытыми структурными формами, оси которых ориентированы вкост простирания складчатой зоны. Основными пликативными формами байкальского этапа являются складки F_2 , образующие многопорядковый голоморфный складчатый ансамбль. На байкальские структуры F_2 была коаксиально наложена каледонская складчатость, проявившаяся в породах венда и нижнего палеозоя в виде крупных открытых линейных складок. В отложениях верхнего рифея каледонская складчатость вызвала искривление зеркала складчатого ансамбля F_2 и изменение морфологии и ориентировки байкальских структур.

Со складками F_2 связан синскладчатый кливаж S_2 . Кливаж распространен неравномерно, интенсивность его проявления зависит как от литологии пород, так и от его положения внутри складчатой структуры. Наиболее сильно кливаж S_2 выражен в алевролитах и, особенно, в известковых алевролитах. Несколько хуже он проявлен в известняках. В песчаниках кливаж либо вообще не развит, либо затрагивает только цемент, облекая псаммитовые частицы. Наибольшей интенсивности он достигает в ядрах крупных складок, но, также, отмечаются отдельные участки усиления раскливаиванности пород на крыльях складок.

Кливаж ориентирован либо строго параллельно осевым поверхностям складок, либо образует конвергентный веер. Характерной особенностью кливажа S_2 в толщах карагоинской серии является отсутствие рефракции на границах пород разной вязкости, что свидетельствует о сильно напряженной складчатости, относящейся к тектонофациям V-VI Е.И.Паталахи [5].

Диаграммы ориентировки кливажа S_2 , шарниров и осевых поверхностей складок F_2 , составленные для центральной части Таласского хребта, приведены на рис.1. Как видно из диаграмм, полюса кливажа образуют неполный пояс по большому кругу вокруг линии, совпадающей с генеральной ориентировкой осей складок F_2 . Максимум концентрации полюсов кливажа имеет координаты: азимут падения $190^{\circ} \pm 70-75^{\circ}$.

практически совпадая с максимумом концентрации полос осевых поверхностей складок F_2 .

Изучение ориентировки кливажа помогает реконструировать первичную ориентировку поверхностей складок и определить средние углы наклона крыльев складок в момент образования кливажных структур.

В настоящее время существуют две основные гипотезы образования кливажа в неметаморфизованных породах. Согласно первой гипотезе [1,2,4], кливаж образуется при деформации газово-жидких и других маловязких включений вследствие явлений гидроразрыва. Образующиеся поверхности кливажа перпендикулярны наибольшей главной нормальной деформации (ϵ_3) и, следовательно, осевым поверхностям складок. Согласно второй гипотезе, кливаж является отображением плоскостей упорядоченного сдвигового скольжения при образовании складок ламинарного течения [4]. Важно, что и в первой, и во второй гипотезах кливаж образуется перпендикулярно оси наибольшей главной нормальной деформации и, следовательно, параллелен осевым поверхностям синхронных ему складок. При этом на ориентировку кливажа не оказывает влияния механизм складкообразования, т.е. независимо, каким способом образуются пликвативные структуры — путем ламинарного течения материала или посредством изгиба слоев. Ранее существовавшие гипотезы образования кливажа путем простого сдвига (скальвания) не подтверждаются накопленным эмпирическим материалом и не выдерживают критики [1,3,4,5,6].

Параллельность кливажа осевым поверхностям складок в момент их образования положена в основу предлагаемого метода. При дальнейшем (постскладчатом) изменении ориентировки и формы пликвативных структур путем коаксиального смятия образование кливажных поверхностей затруднено, так как уже созданные кливажные трещины выступают как плоскости анизотропии, по которым могут более или менее свободно реализовываться возникающие в породе напряжения. В процессе последующих изменений формы складок происходит пассивное вращение "законсервированного" кливажа совместно со слоистостью. Угол между слоистостью и кливажем либо остается неизменным, либо, при отдельных механизмах складкообразования, закономерно уменьшается [1,8].

Приведенные закономерности ориентировки кливажа в складчатой структуре были использованы для восстановления первичного наклона кливажа S_2 и, следовательно, наклона осевых плоскостей складок в момент образования и развития структур F_2 . Для этой цели была при-

менена специальным методом видоизмененная методика Д.Р.Грзя [8], разработанная им для определения соотношений процессов изменения формы мезоскладок и образования структур кливажного веера. Для анализа использовались парные данные углов крыльев складок и углов между слоистостью и кливажом, определенные при помощи стереограмм [7] в плоскости профиля складки. Была введена новая система координат, так как система координат Д.Р.Грзя пригодна только для симметричных вертикальных складок (α). По оси абсцисс откладывались значения углов наклона крыльев складок (α). В левую сторону от оси ординат откладывались углы наклона крыльев складок с южными падениями в порядке уменьшения. В правую сторону от оси ординат откладывались углы наклона крыльев складок с северными падениями. По оси ординат были отложены значения углов между кливажом и слоистостью в плоскости профиля складки ($S_0 \wedge S_2$). При этом угол $S_0 \wedge S_2$ откладывался вверх от оси абсцисс для незапрокинутых крыльев складок, наклоненных в южную сторону (кливаж залегает круче слоистости или наклонен в противоположную сторону), а также для запрокинутых крыльев складок, наклоненных на север (кливаж залегает положе слоистости; и слоистость, и кливаж наклонены в одну сторону). Вниз от оси ординат угол $S_0 \wedge S_2$ откладывался для крыльев складок, наклоненных на север с нормальным падением и для запрокинутых крыльев, наклоненных на юг. На построенном таким образом графике квадранты I и III отображают соотношения кливажа и слоистости на крыльях складок с прямым залеганием пород, а квадранты II и IV — с запрокинутым залеганием пород.

На полученном графике (рис.2) фигуративные точки концентрируются в две симметричные полосы, расположенные по обе стороны от оси абсцисс. Генерализованная линия распределения точек на участке углов наклона крыльев складок от 0 до 45° в случае южных падений и от 20 до 75° для северных падений представляет собой прямую линию, совпадающую с теоретической прямой, рассчитанной для первичного наклона осевой плоскости складок под углом 75° к югу. При более крутых залеганиях крыльев складок эта генерализованная линия принимает субгоризонтальное положение, несколько наклоненное к оси абсцисс.

Анализируя полученное распределение точек на графике, можно сделать следующие выводы:

1. Первичное залегание кливажа, а следовательно, и осевых поверхностей складок в момент образования кливажа было наклонным в южных румбах. Статистический угол наклона осевых поверхностей составлял 75° .



Рис. 1. Диаграммы ориентировки структурных элементов складчатого парагенезиса F_2 . I - диаграмма ориентировки полюсов осевых поверхностей складок, 610 замеров, изолинии I - 3 - 5 - 10%; 2 - диаграмма ориентировки осей складок, 630 замеров, изолинии I - 3 - 5 - 7 - 10%, 3 - диаграмма ориентировки полюсов плоскостей кливажа, 130 замеров, изолинии I - 3 - 5 - 10 - 15%. Диаграммы построены на сетке Вульфа в проекции с верхней полусферы.

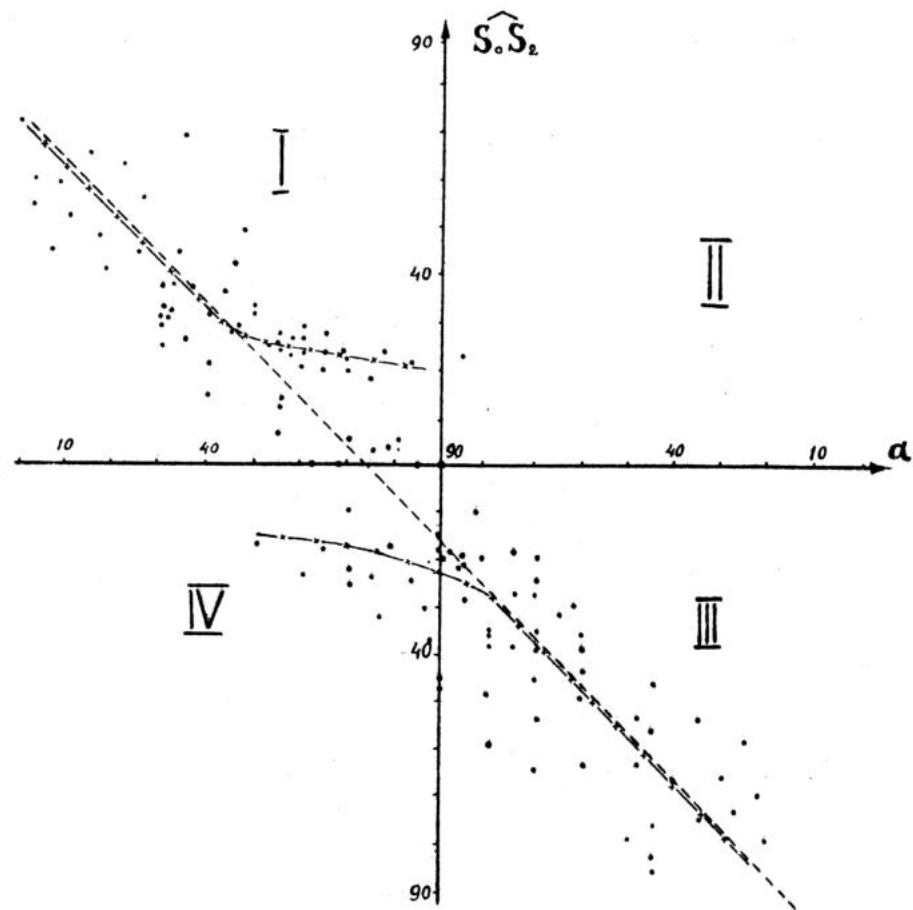


Рис. 2. График соотношений углов наклона крыльев складок (α) и углов между слоистостью и кливажом в плоскости профиля складки ($S_0 S_2$). 128 замеров; пунктирная линия отвечает теоретической прямой, рассчитанной для наклона осевых плоскостей складок под углом 75° к югу; штрих-пунктирная линия - генерализованная кривая распределения фигуративных точек.

2. При дальнейшем сжатии складок, происходившем во время наложения каледонской складчатой деформации, кливажные структуры вели себя как пассивные материальные поверхности, поворачивающиеся вместе со слоистостью пород (субгоризонтальные участки генерализированной линии).

3. Статистический угол раскрытия крыльев складок в момент образования кливажа составил 60° (45° для пологого крыла и 75° для крутого крыла). Однако, во время формирования кливажа существовали и более сжатые складки, о чем свидетельствует небольшая группа точек, расположенных вблизи продолжения расчетной прямой до ее пересечения с осью абсцисс.

4. Небольшой наклон участков генерализированных линий, соответствующих пассивному вращению кливажа при сжатии складок, связан с небольшими сдвигами вдоль кливажных плоскостей, несколько уменьшающими угол между кливажом и слоистостью. Подобные небольшие закономерные смещения по плоскости кливажа наблюдались при полевых исследованиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. ГОНЧАРОВ М.А. Кливаж. - В кн.: Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. М.: Недра, 1977.
2. ЛЕБЕДЕВА Н.Б. Роль неоднородностей горных пород в процессе образования кливажа. - Геотектоника, 1976, № 2.
3. МИЛЛЕР Ю.В. Основные принципы определения разновозрастности и последовательности развития структурных форм. - Геотектоника, 1976, № 6.
4. ПАТАЛАХА Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата: Наука, 1970.
5. ПАТАЛАХА Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981.
6. ПАТАЛАХА Е.И., ПОЛЯКОВ А.И., ГИГОТОВИЯНИ Т.В. Анализ размещения кливажа в складчатой структуре. - Геология и геофизика, 1973, № 9.
7. РОДЫГИН А.И. Азимутальные проекции в структурной геологии. Томск, 1981.
8. GRAY D.R. Cleavage - fold relationships and their implications for transected folds: an example from southwest Virginia. *U. Struct. Geol.*, 1981, v.3, № 3.

Р.А.Максимова, А.В.Коновод, Р.Н.Отурцова

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ТОЛЩИ НИЖНЕГО ПАЛЕЗОЗОЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КИРГИЗСКОГО ХРЕБТА (СТРАТИГРАФИЯ, ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ)

Вулканогенную толщу, развитую в западной части Киргизского хребта, В.А.Николаев выделял под названием "спилитовой свиты" [13, 14]. В дальнейшем А.Ф.Степаненко [15], а затем В.В.Киселевым и В.Г.Королевым [5] она была разделена на две разновозрастные вулканогенные толщи: позднерифейскую терекскую и раннекембрийскую караарчинскую. Сходный петрографический состав обеих свит позволил Л.Н.Бельковой [2] считать их разновозрастными и вслед за В.А.Николаевым отнести к позднему докембрию.

Терекская свита отнесена В.В.Киселевым [5] к зеленокаменной спилит-диабазовой формации начала байкальского геосинклинального комплекса, караарчинская - к зеленокаменной андезит-базальтовой формации основания каледонского геосинклинального комплекса.

Прямых данных о возрасте этих двух вулканогенных толщ не было. Позднерифейский возраст терекской свиты предполагался на основании согласного налегания ее на кенкольскую серию карбонатных пород, содержащих среднерифейские строматолиты, и видимого согласного ее перекрытия учкошскими известняками, содержащими строматолиты и микрофитолиты III и IV (смешанного верхнерифейского и юдомского) комплексов. Обоснование раннекембрийского возраста караарчинской свиты производилось на основании находок средне- и позднекембрийских трилобитов в перекрывающей вулканогенно-осадочной котуджанской свите, сделанных В.С.Губаревой и А.Ф.Степаненко [15] и определенных Н.Б.Покровской, налеганием караарчинской свиты с размывом на упоминавшиеся выше учкошские известняки.

Выделение двух разновозрастных сходных вулканогенных формаций в одном районе дало основание В.В.Киселеву и В.Г.Королеву [6] сделать вывод о регенерации в раннем палеозое позднебайкальского эвгеосинклинального режима на территории Северного Тянь-Шаня. Кратко история геологического развития этого региона рисовалась следующим образом. В результате раздробления раннекембрийских структур были заложены рифейские геосинклинали. Полный цикл рифейского геосинклинального развития с мощным проявлением складчатости и магматизма не привел район к окончательной консолида-

ция. В каледонский период тектогенеза район вновь проходит весь цикл геосинклинального развития.

В 1979–1983 гг. нами проведено детальное изучение вулканогенных толщ в западной части Киргизского хребта, в районе, который считается стратотипической местностью выделенных терекской и караарчинской свит. Наиболее детально были изучены районы бассейнов рек Караарчи и Кенкола с его левыми притоками Курганташ, Овва, Терек. В результате появились новые данные по обоснованию возраста вулканогенных толщ, их петрохимической характеристике, что позволило внести коррективы в интерпретацию их структурной позиции и геологической истории развития Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии и раннем палеозое.

Бассейн р. Караарча (южная), где, по В.Л. Киселеву и Б.Г. Королеву, выходит обе вулканогенные толщи, в геологическом отношении представляет собой западное обрамление Макбальского купола (рис. 1). Последний сложен глубокометаморфическими образованиями нижнего протерозоя. Нижнепалеозойские образования слагают расположенные к западу от Макбальского Караарчинский и Алмалинский блоки, отделенные друг от друга сложной системой разрывных нарушений.

Макбальский блок (III) по р. Караарча (рис. 2) сложен меридионально вытянутыми полосами сланцев каиндинской свиты нижнего протерозоя и резко отличающимися по степени метаморфизма породами джельдысуйской и терекской свит, отнесенных к верхнему протерозою (R_3) [5]. Разрезы этих свит приведены на рис. 3.

Караарчинский блок (II) субмеридионально вытянутой полосой габбро-диабазов, ограниченной разломами, делится на западную и восточную части (рис. 2). Западный блок сложен вулканогенными породами. По преобладанию эффузивов или туфов караарчинская свита этого блока условно подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита – миндалекаменных диабазовых порфиритов, спилитов. В верхней части появляются горизонты андезитовых порфиритов. Небольшой объем в подсвите занимает туфы. Верхняя подсвита почти целиком сложена агломератными туфами диабазовых и андезитовых порфиритов. Эта подсвита по р. Караарча не выходит. Широкие поля ее выходов изучены нами севернее в районе перевала Кара-Тюбе, на водоразделе Киргизского хребта.

Строение нижней подсвиты западное тела габбро-диабазов приведено на рис. 4.

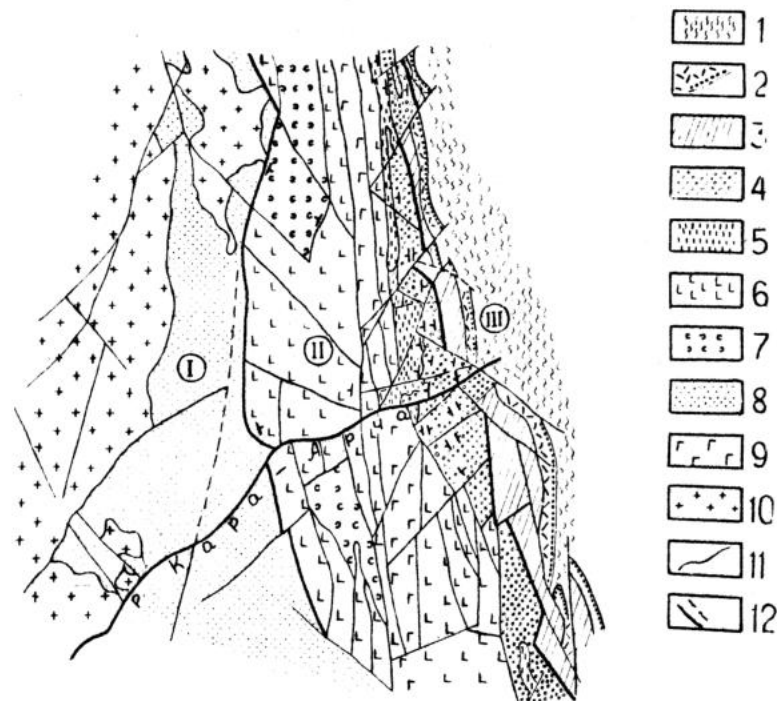


Рис. 1. Схема геологического строения района р. Караарча (зап. часть Киргизского хребта). Составлена по материалам А.Г. Разбойникова, В.А. Макарова. Интерпретация возраста по авторам статьи. I – каиндинская свита ($PR_2 Kz$); 2 – джельдысуйская свита ($PR_3 dj$); 3 – терекская-караарчинская свита ($C-O_1 Kz$); 4 – кербулакская свита ($C-O_1 Kb$); 5–7 – караарчинская свита ($C-O_1 Kz$): 5 – вулканогенно-кремнистая подсвита, 6 – подсвита миндалекаменных диабазовых порфиритов, 7 – подсвита шлаковых и конгломератовых туфов и лавобрекчий; 8 – туюксайская свита ($O_1 ts$); 9 – габбро, габбро-диориты, серпентиниты ($\Delta PP_2 Kr$); 10 – гранодиориты, диориты ордовика; II – стратиграфические контакты; 12 – тектонические соотношения. Блоки: I – Алмалинский, II – Караарчинский, III – Макбальский.

30	Чередование зеленых туфов и горизонтов гиаобазальтов
5	Зеленые к/з и м/з витрокластические туфы
35	"Кудрявые" шаровые базальтовые порфириты с линзами красных яшм
35-40	Зеленоватые и красноватые лавобрекчии, пироксеновые андезитовые порфириты
95	Зеленовато-розовые плотные массивные серые базальтовые порфириты с редкими миндалинами
110	Массивные зеленые базальтовые порфириты с обильными миндалинами, некоторые разновидности сильно изменены (аповариолитовый амфиболовый сланец). В верхней части имеется шаровая отдельность.
80	Чередование горизонтов плотных коричневатых послонных даек долерита, спилита, базальтового порфирита и зеленых сланцев с миндалинами
45	Миндалекаменные базальтовые порфириты массивные с крупной шаровой отдельностью
30	Туфы базальтовых порфиритов, много даек (габбро-диабазов)
20	Массивные с крупной шаровой отдельностью плотные миндалекаменные базальтовые порфириты
30	Базальтовые порфириты сильно рассланцованные
15	Красноватые спилиты с мелкой шаровой отдельностью
35	Красноватые базальтовые порфириты, сланцеватые, с плотными прослоями красноватых спилитов
18	Зеленовато-серые гиаобазальты с шаровой отдельностью
6	Саммитовые туфы с линзами розоватых известняков
28	Эпидотизированные спилиты с шаровой отдельностью с густой сетью диабазовых даек

Рис. 4. Разрез караарчинской свиты по р. Караарча.

Породы подсыты слагают синклиналиную складку с крутым восточным крылом ($200^{\circ} \angle 60-65$) и более пологим западным ($100^{\circ} \angle 40$). Верхняя подсыта в районе перевала Кара-Тюбе представлена следующими пачками. На гиаобазальты подстилающей подсыты ложатся:

1. Пачка чередования красноватого цвета миндалекаменных эффузивов с розовым кальцитом в миндалинах и мелко- и среднезернистых плотных карбонатизированных и эпидотизированных туфов - 60 м. Мощность чередующихся прослоев - I-I,5 м. В верхней половине горизонта появляются лавобрекчии и агломератовые туфы. Пузыристые шлаковые бомбы размером 5-10 см помещены в туфовой массе.
 2. Туфы псефитовые темно-серые вторично измененные - 30 м.
 3. Лапиллиевые туфы красноватого цвета содержат 0,5-2 м горизонты андезитовых порфиритов - 20 м.
 4. Псефитовые туфы плотные серо-зеленого цвета - 25 м.
 5. Глыбовые и агломератовые туфы - 35 м. Красноватого цвета пузыристые бомбы и лапилли помещены в туфовую массу.
 6. Туфы плотные зеленоватые интенсивно вторично измененные - 12 м.
 7. Андезито-базальтовая лава розоватого цвета миндалекаменная с крупной шаровой отдельностью - 100 м. В верхней части шаровая отдельность исчезает.
 8. Диабазовые порфириты зеленоватого цвета с редкими кальцитовыми миндалинами чередуются с горизонтами шаровых лав андезито-базальтового состава и лапиллиевыми и агломератовыми туфами - 50-70 м.
 9. Чередование горизонтов лавобрекчии и интенсивно карбонатизированных псаммитовых и гравийных туфов - 70 м.
- На этом разрезе верхней подсыты караарчинской свиты завершается. Представленная мощность подсыты - 402 м. Суммарная мощность караарчинской свиты - 1122 м.
- С запада вулканогенные породы караарчинской свиты отделены разломом от терригенных толщ, слагающих Алмалинский блок [1].
- В западном блоке нами по р. Караарча в караарчинской свите обнаружены конодонты, определенные В.П. Чернышукон как *Multicorpus* sp. (O₂), *Furnishina* cf. *furnishi* Miller (E₃) и губки *Chancelloria* (Pz₁) - определение А.М. Мамбетова, В.Л. Клишевичем. [12] в этом блоке на левом склоне долины р. Караарча (кюная) найдены *Entactinosphaera* sp. (E. ex gr. aksakensis Naz.), *Sphaeroidea* gen. et sp. indet., указывающие на раннепалеозойский возраст пород.

Среди поля караарчинских эффузивов в тектоническом блоке выходит полоса габбро-диабазов, принимающихся за интрузивные образования. Г.И.Макарычев [10] отнес их к гипербазит-габбровому комплексу, составляющему с эффузивами караарчинской свиты единую офиолитовую ассоциацию.

Восточный блок сложен двумя толщами: терригенной и вулканогенно-кремнистой, которые геологами-съемщиками В.А.Макаровым и А.Г.Разбойниковым названы соответственно кербулакской и кичи-каиндинской свитами и датированы верхним докембрием ($R_4 kb$ и $R_4 kk$) и помещены стратиграфически ниже караарчинской свиты.

Выходы кербулакской свиты по р.Караарча изображены на рис.5. Разрез свиты изображен на рис.6.

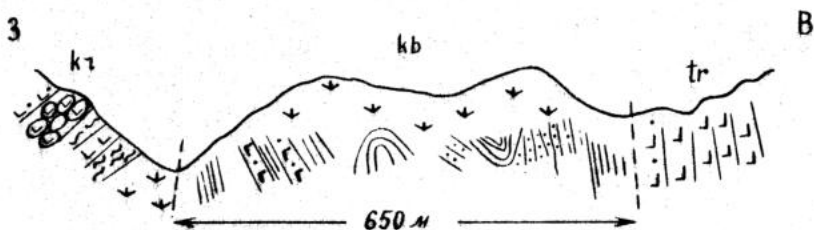


Рис.5. Выходы кербулакской толщи по р.Караарча. Свиты: *tr* - терекская, *kb* - кербулакская, *kt* - караарчинская.

Песчаники свиты имеют полимиктовый состав. Содержание сланцевидных минералов и обломков пород следующее: кварц - 20-30%, плагиоклазы преимущественно кислые - 25-30%, обломки пород - 35-45%. Среди обломков пород преобладают кислые эффузивы (плагипорфиры и кварцевые порфиры), кремнистые сланцы, граниты. Реже встречаются кварциты, хлорит-серпичитовые сланцы, основные эффузивы, амфиболы, пироксены, чешуйки хлорита. В сборах С.Гуцина, И.Л.Захарова и А.В.Коновода по р.Караарча в песчаниках обнаружены конодонты, определенные В.П.Чернышуким как *Furnishina assymetryca* Miller (G_3), *Ascontiodus cf. staufferi* Furnish (O_1).

Кичи-каиндинская свита отделена разломом от кербулакской и состоит из пачек, представленных на рис.6. Геологи-съемщики горизонт мелкогалечных конгломератов ⑦ на рис.6 приводят за основание караарчинской свиты, придавая этим конгло-

М		
17		М/з полосчатые туфы
15		Псаммитовые туфы
25		Псефитовые туфы зеленого цвета
20		Миндалекаменные базальтовые порфириты
30		Базальтовые порфириты Псаммитовые туфы
30		Псефитовые туфы, м/г конгломераты базальтовые порфириты
⑦ 30		Псефитовые и псаммитовые туфы М/г конгломераты с обломками кремней, сланцев, яши
25		Чередование базальтовых порфиритов и кремней
25		Базальтовые порфириты с прослоями-линзами красных яши
30		Чередование базальтовых порфиритов и кремней
II 10		Тонкоплитчатые кремни черного, серого цветов, иногда с прослоями глинисто-кремнистых сланцев
45-60		Чередование плотных зеленоватых туфов и тонкополосчатых туфогенных аргиллитов
80-100		Зеленоватые филлитовидные сланцы с прослоями плотных темно-зеленых туфов, встречаются прослой и горизонты (1,5-2 м) кремней черного, серого, зеленоватого цвета
60	КИЧИ-КАИНДИНСКАЯ СВИТА (400 М)	Зеленые филлитовые сланцы с пачками вишнево-красного цвета, в верхней части прослой туфогенных пород
40		Массивные м/з песчаники чередуются с алевролитами и аргиллитами
20		Темно-зеленые алевролиты
30		Песчаники м/з и с/з темно-серые с местной галечкой
45		Филлиты с редкими прослоями алевролитов и песчаников
50		Зелено-серые филлитовидные сланцы
	КЕРБУЛАКСКАЯ СВИТА (300 М)	

Рис.6. Разрез кербулакской и кичи-каиндинской свит по р. Караарча.

мератам значение межформационных. Однако оказалось, что такие конгломераты имеются и ниже уровня седьмого горизонта, т.е. в пределах кичи-каиндинской свиты. Особенно отчетливо это можно наблюдать несколько севернее, в районе перевала Кара-Тюбе и по северным склонам Киргизского хребта. Преимущественно вулканогенно-кремнистый состав кичи-каиндинской свиты в данном районе в отличие от стратотипического района, где свита не содержит вулканитов, не позволяет нам отделять ее от караарчинской свиты, считая ее нижним подразделением последней.

Все кремнистые и яшмовидные образования описанного выше разреза вулканогенно-кремнистой кичи-каиндинской (низов караарчинской) свиты в районе перевала Кара-Тюбе были опробованы на обнаружение микропалеонтологических остатков.

В шлифах и путем химического растворения кремней удалось обнаружить фито- и зоопроблематики. В одном кремнистом горизонте содержатся остатки растительных микрофоссилий *Baltisphaeridium cf. latviense* Volk., B. sp., *Micrhystridium spinosum* Volk., M. cf. *obscurum* Volk., M. sp.1, M. sp.2, *Lophosphaeridium cf. zaleskyi* (Naum.), *Umnova*, L. sp.1 (?), *Aranidium* sp., единично присутствует *Ooidium* sp., *Leiofusa* sp. Помимо фитопроблематик установлены гастроподы плохой сохранности и остракоды из отряда *Palaeosonida*, представители которых начинают свое существование с позднего кембрия.

Встреченные растительные микрофоссилии родов *Baltisphaeridium*, *Micrhystridium*, *Aranidium*, *Ooidium* появляются в нижнем - среднем кембрии [3,20] и получают дальнейшее развитие в верхнем кембрии - нижнем ордовике. Находки *Lophosphaeridium zaleskyi* (Naum.) *Umn.* известны из нижнего ордовика Московской синеклизы [19], а оболочки рода *Leiofusa* широко распространены в отложениях верхнего кембрия - ордовика Европейской части Советского Союза [17, 18, 19, 20].

В другом горизонте кремней и яшм путем химического растворения выделены многочисленные спиккулы губок и радиолярий *Ectactinia* sp., позволившие С.М.Лихоману отнести вмещающие толщи к нижнему палеозою. В следующем горизонте совместно с остатками спиккул губок выявлены многочисленные сфероидальные микропроблематики, имеющие, по мнению Б.Б.Назарова, вертикальное распространение от верхов кембрия до нижнего ордовика включительно.

Суммируя полученные данные по фито- и зоопроблематикам, можно допустить, что время формирования кремнисто-вулканогенной

кичи-каиндинской (низов караарчинской) свиты перевала Кара-Тюбе падает на поздний кембрий - ранний ордовик. По составу, как оказалось, и по возрасту, кичи-каиндинская свита районов р.Караарча и перевала Кара-Тюбе ничем не отличается от собственно караарчинской свиты. В верхней половине толщи по северному склону хребта в кремнях В.Л.Клишевичем [12] найдены, Б.Б.Назаровым определены *Protospongia* sp.?, *Ulcundia* ? sp., *Popofskellum* ?? (*P. ex gr. procerulum*), *Sphaeroidea* gen. et sp. indet, свидетельствующие о раннепалеозойском возрасте толщи - скорее всего о позднекембрийском - раннеордовикском.

Т.о., автор статьи считает все выделенные стратиграфические подразделения района р.Караарчи (караарчинская, кербулакская, терекская свиты) одновозрастными, формирующимися в интервале времени верхний кембрий - нижний ордовик. Возможно, более детальные палеонтолого-стратиграфические исследования дадут возможность более точного определения возрастного интервала формирования этих свит. Очевидным является сильная пространственная близость разнофациальных толщ близкого возраста.

В бассейне р.Кенкол выделен стратотип верхнерифейской вулканогенной терекской свиты [6]. Свита участвует в строении северо-восточного крыла Макальского антиклинория и слагает вытянутый в северо-западном направлении тектонический блок (рис.7). Он пересекается поперек левыми притоками реки Кенкол - Курганташ, Ова, Терек. С северо-запада блок тектонически ограничен выходами гранодиоритов, кварцевых диоритов Чачойского массива. На юго-востоке перекрывает девонскими отложениями эпикаледонского чехла.

Нами составлено несколько пересечений через терекскую свиту по р.Курганташ, водоразделу рек Ова-Курганташ и по р.Терек.

Наиболее полно представлен профиль через терекскую свиту в правобережья р.Курганташ (рис.8). Ширина выхода терекской свиты по этому профилю 2,5 км. Разрез составить здесь очень трудно, поскольку породы свиты смяты в узкие изоклинальные сильно наклоненные складки. Характер складчатости выявляется только при прослеживании горизонтов кремней (рис.9). Толща однотипна во всех пересечениях. Везде присутствуют горизонты базальтовых порфиритов, имеющих часто шаровую отдельность и миндалекаменную текстуру, и их туфов. И те и другие содержат различной мощности горизонты плитчатых кремней светло-зеленоватого, розоватого, серого-цветов. Туфы, слагающие юго-западную часть блока, примыкающего к овским кварцитами, содержат пачки яркой зеленой и лилово-красной окраски

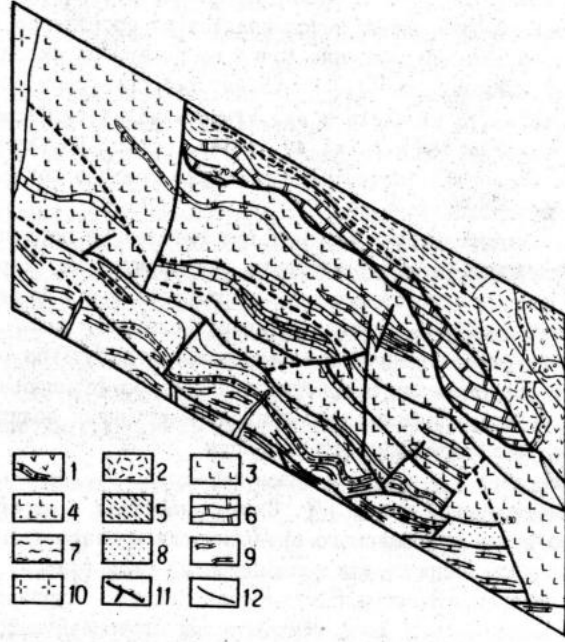


Рис.7. Схема геологического строения левобережья р.Кенкол. Составлена по материалам А.А.Черепанова, А.Г.Разбойникова и др. I-2 - отложения девона: I - конгломераты, туфы, андезиты, 2 - толща кварцевых порфиров; 3-4 - терекская свита ($\epsilon - 0_{I-2}$); 3 - спилиты, диабазы, кремни, известняки верхней подсвиты; 4 - туфы, диабазы нижней подсвиты; 5-6 - учкошойская свита (R_3): 5 - верхняя сланцево-карбонатная подсвита, 6 - нижняя карбонатная подсвита; 7-9 - овская свита (R_2): 7 - верхняя известняково-кварцитовая подсвита, 8 - средняя подсвита (кварцевые песчаники, сланцы), 9 - нижняя сланцево-известняковая подсвита; 10 - гранодиориты ордовика; 11 - надвиг; 12 - разломы.



Рис.8. Профиль по правобережью р.Курганташ через выходы вулканогенной терекской свиты. Свиты: dj - джельдзуйская среднего рифей (?), uc - учкошойская верхнего рифей - венда, tr - терекская (кембрий - нижний-средний ордовик), Q - места сбора флувы.

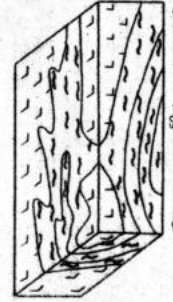


Рис.9. Деформация вулканогенных пород терекской свиты подчеркнута типом складчатости кремнистых горизонтов (р.Курганташ).

алевролитовых и аргиллитовых сланцев с примесью туфогенного материала. Последние содержат прослой черных кремней, желваки и прослой красных яшм.

В разрезе терекской свиты по р.Курганташ в кремнистых горизонтах нами были обнаружены многочисленные спиккулы губок, радиолярии плохой сохранности, срезы раковин и обрывки водорослей.

В 1983 г. проведен повторный сбор кремней из терекской свиты. Путем химического растворения С.М.Лихоманом из них были извлечены и определены многочисленные радиолярии. В пробах № 151, 137а, 148 из разрезов по р.Курганташ и междуречья Ова-Курганташ им определены *Entactinia* sp. (Pz₁). В пробе 118 из разреза по р.Терек определены *Entactinosphaera* aff. *inconstans* Naz., *Aulielina* aff. *aspera* Naz. (O₂{f-kr₁}).

В.Л.Клишевичем [12] в бассейнах рек Чачке, Ова и Курганташ в прослоях кремнистых сланцев найдены *Sphaeroida* gen. et sp. indet., *Ulcundia* aff. *incomperta* Naz. и спиккулы губок, отнесенные Б.Б.Назаровым к нижнеордовикским.

Таким образом, приведенные данные по новым находкам органических остатков в караарчинской, терекской и кербулакской свитах позволяют нам вслед за В.А.Николаевым [13, 14] и затем В.Л.Клишевичем [12] считать, что в этом регионе развита только одна нижнепалеозойская (6-0_{I-2}) вулканогенная серия. Наиболее полным является разрез ее по р.Караарча (ижная). В этом же районе развита и терригенная (кербулакская) свита того же возраста, что свидетельствует о тектоническом сближении разновозрастных разнофациальных комплексов.

По левым притокам реки Кенкол (Курганташ, Ова, Терек, Чачке), где ранее был выделен стратотип верхнерифейской терекской свиты, в тектоническом блоке выходят аналоги вулканогенно-кремнистой караарчинской свиты.

Петрографическая и петрохимическая характеристика вулканогенных пород. Терекская и караарчинская свиты по р.Караарча сложены однотипными породами, с тем различием, что терекская целиком образована диабазовыми порфиритами и спилитами, а в караарчинской, кроме них, в верхней части разреза появляются туфы, андезиты-базальты. Основной объем этих свит составляют по степени убывания базальтовые порфириты, лавобрекчии и туфы, спилиты, андезиты-базальтовые порфириты.

Базальтовые порфириты обычно имеют порфировую структуру, но встречаются и афировые разновидности. Порфировые

выделения представлены фенокристаллами плагиоклаза и пироксена. Они серицитизированы, карбонатизированы, эпидотизированы. Структура основной массы интерсервальная, из тонких лейст плагиоклаза и мелких таблитчатых и изометричных кристаллов амфибола, хлорита, рудного минерала, интергранулярная, пойкилолитовая, вариолитовая, микродиабазовая. Очень часты миндалекаменные разновидности. Миндалины выполнены кварцем, хлоритом, кальцитом. Встречаются редко трахибазальтовые порфириты. Основная масса в них сложена метельчатными агрегатами полевого шпата. Цветные минералы полностью разложены и замещены эпидот-поикзитовым агрегатом. Из вторичных процессов широко развиты окварцевание, карбонатизация, хлоритизация и амфиболитизация.

Лавобрекчии и туфы базальтовых и андезиты-базальтовых порфиритов состоят из различного размера (от мелкозернистых до галунных) пузыристых шлакоподобных образований, плотно прилегающих друг к другу. Цементированы они лавовым или туфовым материалом. Реже встречаются литокристаллокластические туфы.

Спилиты имеют спилитовую, трахитоидную, местами апоинтерсервальную структуру, миндалекаменную текстуру. Альбитизированные лейсты плагиоклаза связаны хлоритом, бурым карбонатом и рудным веществом, иногда кварцем.

Андезиты-базальтовые порфириты имеют порфировую или микропорфировую структуру. В порфировых выделениях обычны фенокристы плагиоклаза, реже пироксены. Основная масса - пилотакситовая, гиалопилитовая. Текстура миндалекаменная. Миндалины выполнены кварцем, карбонатом и хлоритом.

Нами была предпринята попытка сравнения двух вулканогенных толщ по петрохимическим данным. В работе использованы 20 анализов вулканитов терекской свиты и 36 анализов эффузивов караарчинской свиты из разреза по правому борту долины р.Караарча, выбранного нами в качестве стратотипа. Кроме того, были использованы 4 анализа терекских вулканитов с р.Караарча-Северная, 6 анализов караарчинской свиты с пер.Каратобе и 3 из района р.Котуджан, а также 5 анализов Т.А.Додоновой и В.В.Киселева.

По химическому составу вулканиты этих серий довольно близки и различаются лишь незначительно. Содержание SiO₂ (среднее) в терекской свите - 51,67%, в караарчинской - 53,5%. Среднее содержание TiO₂ в терекской свите 0,26%, в караарчинской - 0,41%. Несколькo повышенная железистость отмечается как в терекской свите - 12,04%, так и в караарчинской - 10,00%.

Эффузивные породы терекской свиты по соотношению общей щелочности и кремнекислотности относятся к толеитовой серии [8]. Вулканиды караарчинской свиты разделяются на две серии - толеитовую и щелочную - оливин-базальтовую. Щелочность связана с повышенным содержанием Na_2O , содержание K_2O также выше, но незначительно. Такой же результат получается и по классификации Х.Куно [8]. На трехкомпонентной диаграмме АFМ Х.Куно фигуративные точки вулканидов терекской свиты (рис.10) смещены к правой ветви пара-

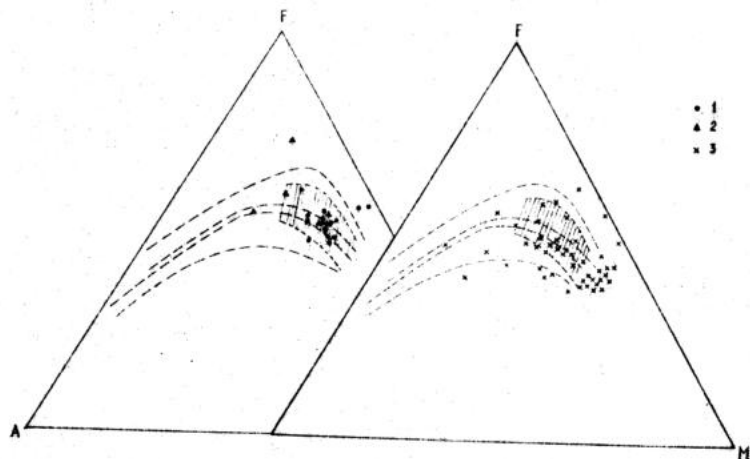


Рис.10. Диаграмма Х.Куно АFМ для вулканидов терекской и караарчинской свит: • - терекская; ▲ - то же, по данным Т.А.Додоновой; х - караарчинская.

болы (толеитовый тренд) и располагаются в основном в области высокоглиноземистых базальтов и толеитов. Часть точек смещена в сторону вершины F, что указывает на некоторое накопление железа. Эффузивы караарчинской свиты обладают большим разбросом фигуративных точек (рис.10), преимущественно в пределах щелочной оливин-базальтовой серии. Рой точек смещен к правой ветви параболы и в сторону вершины M (толеитовый тренд), однако отдельные точки резко смещаются влево, обнаруживая тенденцию к щелочной дифференциации.

На диаграмме А.Миширо [21] эффузивы терекской свиты попадают в целом в область океанических толеитов, причем точка среднего значения по всем анализам располагается в центре поля абиссальных толеитов (рис.11). Часть анализов вышла за пределы верхней линии неизменных пород, что указывает на привнос Na в процессе метаморфизма. В то же время эффузивы караарчинской свиты, также тяготея к областям океанических толеитов, в целом смещаются вниз к области островодужных пород. Лишь один анализ из караарчинской свиты вышел за верхнюю границу неизменных пород, что указывает на незначительность вторичных изменений. Однако на диаграмме А.А.Маракушева, где он сопоставляет первичные базальтоидные породы с разнообразными продуктами их метаморфизма [11], по соотношению щелочей все анализы эффузивов терекской свиты и почти все анализы караарчинской попадают в область измененных пород. Вероятнее всего, аномально низкие содержания K_2O свидетельствуют не о метаморфическом изменении, а о его первичном низком содержании. По соотношению общей щелочности и кремнекислотности породы разделяются на щелочноземельные, к которым относятся все вулканиды терекской свиты и большая часть вулканидов караарчинской, и щелочные, в которые попадает часть вулканидов караарчинской свиты.

На диаграмме Н.Л.Добрецова часть анализов терекской свиты находится в поле океанических толеитов, но большая часть - в поле "промежуточных" толеитов (рис.12). Эффузивы караарчинской свиты смещаются ближе к континентальным базальтам. Средние составы эффузивов терекской и караарчинской свит последовательно ложатся вдоль стрелки 2, показывающей общую дифференциацию, характеризующую зоны устойчивых прогибов. При использовании другого коэффициента океаничности все анализы попадают в область траппов. Вообще океанические толеитовые базальты и траппы, как близкие по составу, разделяются с трудом, однако использование дискриминантных функций дает вполне удовлетворительные результаты. По расчетам уравнений дискриминантных функций [9] почти все анализы эффузивов терекской свиты попадают в группу океанических толеитовых базальтов и лишь единично - в группу траппов древних платформ. Вулканиды караарчинской свиты также попадают в основном в группу океанических толеитовых базальтов и часть - в группу андезитов-базальтов.

Таким образом, мы видим, что между двумя вулканогенными толщами существуют различия, но наряду с этим отчетливо выявляет-

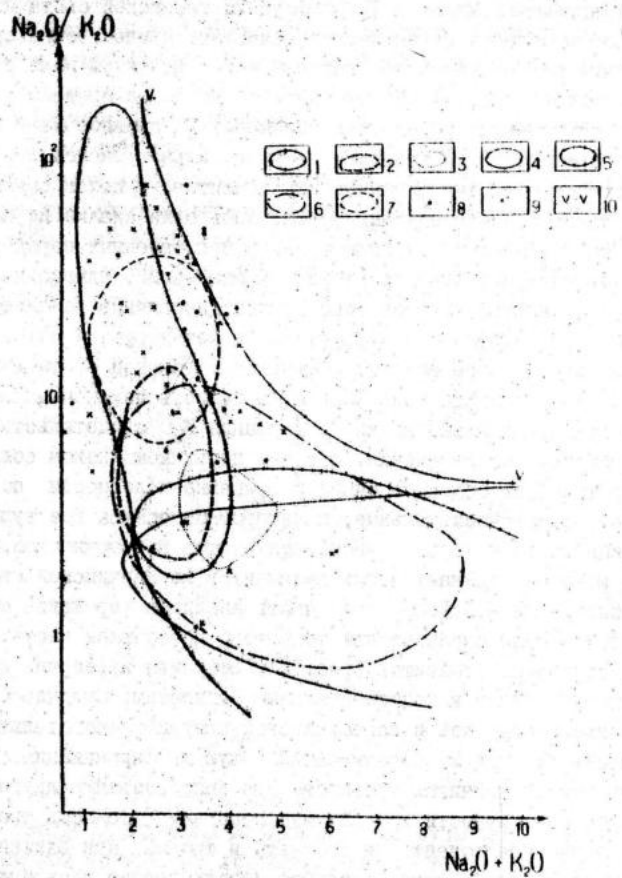


Рис. 11. Диаграмма А. Миширо $\frac{Na_2O}{K_2O} : Na_2O + K_2O$.
 I - исландские толеиты, 2 - гавайские толеиты, 3 - исландские щелочные породы, 4 - щелочные породы атлантических островов, 5 - щелочные породы на континенте Восточной Азии, 6 - островодужные породы, 7 - абиссальные толеиты, 8 - вулканы терекской свиты, 9 - вулканы караарчинской свиты, 10 - верхняя граница полей распределения щелочей в свежих породах.

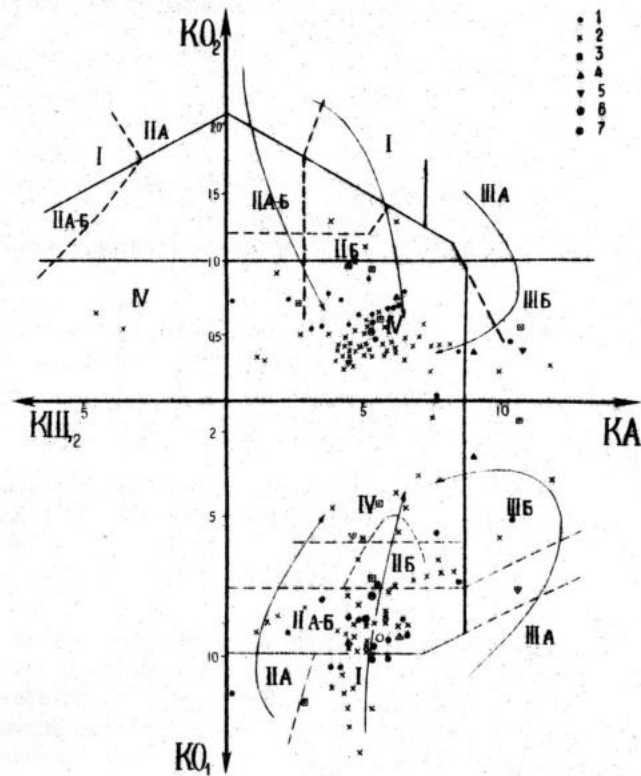


Рис. 12. Диаграмма Н. Л. Добрезова. I - вулканы терекской свиты, 2 - вулканы караарчинской свиты, 3 - диабазы в нижней туфовой части терекской свиты, 4 - вулканы терекской свиты по данным Т. А. Додоновой, 5 - анализы вулканитов терекской свиты по данным В. В. Киселева, 6 - точка среднего значения по анализам вулканитов терекской свиты, 7 - то же по караарчинской свите.

ся определенная связь, указывающая на последовательное развитие вулканизма от океанических базальтов к островодужным.

Выходы нижнепалеозойской вулканогенной серии, как правило, ограничены разломами. Но в некоторых районах все же можно наблюдать нормальные стратиграфические соотношения. Во-первых, это район стратотипической местности развития караарчинской свиты, что находится по р. Караарча (южная). Подстилающие вулканогенную толщу джелдысуйские кварциты имеют постепенный переход к ним через пачку переслаивания кварцевых песчаников, алевролитов, феллитовых сланцев и туфов^X.

Джелдысуйская свита (овская по [16]) налегает трансгрессивно на разные толщи - на денудированную поверхность подстилающих пород с реликтами древних кор выветривания. По рекам Кенкол и Учкошой она перекрывает карбонатные породы овской (терсбутакской) свиты среднего рифея, а по р. Караарча - сланцы каиндинской свиты среднего протерозоя.

Г.И. Макарычевым [10] в Караарчинском блоке наблюдалось налегание караарчинских эффузивов на гипербазит-габбровый комплекс, который принимается им за низы офиолитовой ассоциации. Во многих других районах последний выведен на поверхность по системе разрывных нарушений.

Такие соотношения вулканогенной караарчинской свиты с подстилающими образованиями свидетельствуют скорее всего о начальной рифтогенной природе нижнепалеозойских вулканогенных прогибов Северного Тянь-Шаня. Под рифтами мы понимаем структурные формы, возникшие в результате растяжения земной коры [4]. Такое понимание соответствует раздвигу [1] - *separation* [23] или разрыву растяжения - *extension fault* [22], что подразумевает движение в горизонтальной плоскости.

Заложение рифтовых зон Северного Тянь-Шаня, как почти всех рифтовых зон континентов, происходило на гетерогенном субстрате. Общим для всех них является наличие сходной поверхности выравнивания (пенеплена), фиксированной корой выветривания. Песчаники, гравелиты и конгломераты джелдысуйской свиты заполняли возникшие грабены проседания. Процесс рифтогенеза привел не только к раздроблению и утонению, но и к полному разрыву континентальной коры и новообразованию океанической. На ней возникли энзиматические

^X На джелдысуйскую свиту налегает терекская, а не караарчинская свита. Ред.

геосинклинальные прогибы с широким развитием нижнепалеозойских вулканических серий и присутствием, хотя и не полно представленной, офиолитовой ассоциации.

ЛИТЕРАТУРА

1. ЕЛОУСОВ В.Б. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975.
2. ЕМЕЛЬКОВА Л.Н. Докембрий Тянь-Шаня и проблема регионального метаморфизма. Л., 1978.
3. БОЛКОВА Н.А. Акритарии из пограничных слоев нижнего-среднего кембрия западной Латвии. - В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и северной Азии. М.: Наука, 1974.
4. ГРАЧЕВ А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977.
5. КИСЕЛЕВ В.В., КОРОЛЕВ В.Г. О составе и возрасте спилито-керафитовой формации Киргизского хребта. - В кн.: Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня. Фрунзе, 1964.
6. КИСЕЛЕВ В.В., КОРОЛЕВ В.Г. Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. Фрунзе, 1972.
7. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981.
8. КУНО Х. Серии изверженных пород. - В кн.: Химия земной коры. М., 1964, т.2.
9. КУТОЛИН В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972.
10. МАКАРЫЧЕВ Г.И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978.
11. МАРАКУШЕВ А.А. Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973.
12. МИТРОФАНОВА К.В., БАСИЛЬЕВ Д.Г., КЛИШЕВИЧ В.Л., КВЯТКОВСКИЙ А.Р. Раннегеосинклинальные вулканогенные серии Киргизского хребта - Сов. геология, 1983, № 8.
13. НИКОЛАЕВ В.А. К стратиграфии и тектонике северных цепей Тянь-Шаня. - Тр. III съезда геологов, 1928, вып. I, 1930.
14. НИКОЛАЕВ В.А. Докембрий Средней Азии. - В кн.: Стратиграфия СССР, т. I. Изд-во АН СССР, М.-Л., 1939.
15. СТЕПАНЕНКО А.Ф. Новые данные о докембрийских (синийских) и нижнепалеозойских отложениях западной части Киргизского хребта (Северный Тянь-Шань). - Изд-во АН СССР, сер. геол., 1959, № 9.
16. Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Кн. I. Фрунзе: Илим, 1982.

17. ТИМОФЕЕВ Б.В. Сфероморфиды протерозоя. Ленинград: Наука, 1959.
18. ТИМОФЕЕВ Б.В. Древнейшая флора Прибалтики. - Тр.ВНИГРИ, вып.129, 1966.
19. УМНОБА Н.И. Акритархи ордовика и силура Московской синеклизы и Прибалтики. М.: Недра, 1975.
20. ЯНКАУСКАС Т.В. Растительные микрофоссилии верхнего докембрия и кембрия Европейской части СССР и их стратиграфическое значение. Автореферат докторской диссертации. М., 1982.
21. MIYASHIRO A. Classification characteristics and origin of ophiolites. - *Geology*, 1975, 83, N 2.
22. PADGKAM W.A. Continued confusion in the classification of faults: discussion - "*Geol.Soc.Am.Bull.*", 1972, v.83, N 3.
23. RICKARD H.J. Fault classification discussion - "*Geol. Soc.Am.Bull.*", 1972, v.83, N 8.

В.В.Киселев, Ф.Х.Апаяров

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ
НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ХРЕБТА КАРАКАТТЫ

Геология района изучалась как в процессе поисково-съёмочных (М.А.Стронин, В.Г.Королев, Г.Л.Кдин, Н.С.Каткова, Л.Н.Орлов, В.Н.Богдешкий, Б.А.Асаналиев, Б.В.Семенов), так и тематических работ (В.Г.Королев, В.Н.Криволицкая, В.В.Киселев, А.Д.Смирнов, Т.А.Додонова, Р.А.Максумова, М.Д.Гесь, Г.И.Макарычев и др.). Результаты этих исследований нашли отражение на сводных геологических картах и в целом ряде публикаций [9,5,8,10,14,1,7]. К настоящему времени сложилось убеждение о преимущественном развитии в районе нижнепалеозойских образований, которые могут коррелироваться со сходными толщами других районов Северного Тянь-Шаня. Особенно важными для развития этих представлений стали находки палеонтологических остатков, сделанные П.П.Мисюсом в приустьевой части долины р.Тикбулак, Р.А.Максумовой - по р.Карасай [7] и более ранние находки Л.Н.Мозолева в С-З Присонкулье [2]. Вместе с тем до настоящего времени для района нет общепринятой схемы стратиграфии, т.к. отсутствует геологическая карта достаточной детальности. Из-за этого поныне сохраняются и неясности в геоло-

гической "привязке" сделанных находок органических остатков. В ходе геологического картирования, проведенного авторами, возникла приводимая ниже схема стратиграфии и представления о геологическом строении района.

В хр. Каракатты вскрывается западная переклиналь Сарыбулакского антиклинория. Шарнир этой просто устроенной в ядерной части антиклинальной структуры круто погружается к западу, где она разбивается на серию складок. Прямое продолжение этих структур мы находим в толщах каракаттинской свиты и вышележащих нижнепалеозойских образований (см.рис.1). В районе, несмотря на ряд тектонических осложнений, отчетливо прослеживаются две крупные антиклинальные структуры (Южно-Каракаттинская и Караоктинская), разделенные пережатой и запрокидывающейся к северу Каракаттинской синклиналью. Они имеют общее запад-северо-западное простирание.

Заведомо докембрийские образования вскрыты в правобережной меридионального колена долины р.Тюлек и в приводораздельной части верховьев р.Чолой. Наиболее древними из них являются фрагменты сарыбулакской свиты, представленные тонким сланцево-карбонатным чередованием. Вышележащая толща тюлекских мраморов сложена массивными разностями с характерным пятнистым окремнением, тонкой внутренней слоистостью, наличием горизонтов сингенетичных брекчий, колоний пластовых строматолитов, прослоев с крупными онколитами.

В верховьях р.Чолой блок прорванных гранитоидами мраморов тюлекской толщи, содержащих здесь столбчатые строматолиты средне-рифейского облика, перекрывается с размытом кварцитовидными песчаниками, коррелируемыми с джилуусуйской свитой верховьев Малого Нарына. На песчаниках согласно лежит сланцево-карбонатная пачка, также содержащая строматолитовые биогермы, но не имеющая "кровли". Комплекс собранных здесь строматолитов изучался И.Н.Крыловым, но в силу своего своеобразия не позволил надежно датировать толщу.

Наиболее древними из вышележащих толщ являются вулканиты каракаттинской свиты. Каракаттинская свита слагает ядерные части Южно-Каракаттинской и Караоктинской антиклиналей, образуя широкие поля выходов на южном склоне в восточной части хребта. В меридиональном колене р.Тюлек можно наблюдать отчетливо конформный, но тектонический контакт между тюлекскими известняками и каракаттинскими вулканитами. Он имеет здесь сложную конфигурацию, подчиняющуюся особенностям картируемых пликвативных структур и зачастую сопровождается проявлениями габброидов и серпентинитов. Имеется

мнение [12], что габбро и серпентиниты — выступы "океанического ложа" в пределах офиолитового пояса; М.Д.Гесь и Б.Т.Королев [3] в этом же ключе интерпретировали серпентиниты и габбро в качестве свидетелей крупномасштабного надвига. Мы полагаем, что сложная система разломов по рассматриваемому контакту, имеющему общее меридиональное простирание, возникла как осложнение первично трансгрессивных взаимоотношений. Имеющиеся наблюдения по закартированным телам габбро и серпентинитов в районе свидетельствуют о "горячих", рвущих соотношениях габбро с толщами широкого возрастного диапазона, включая низы среднего ордовика. Судя по наличию в серпентинитах реликтовых остатков ультрабазитов, большая их часть является алогипербазитами, проникшими в высокие горизонты земной коры в основном в виде протрузий. Тела габбро и алогипербазитов обычно пространственно разобщены и случаи их совместного нахождения обязаны общим каналам, которыми служат в основном разломы субширотного простирания.

Время массовых протрузивных внедрений оценить трудно, скорее всего это был многоактный процесс, но что он имел место в среднем ордовике и после формирования габброидов (поскольку их глыбы присутствуют в телах серпентинитов) можно говорить определенно. В этой связи интересно напомнить о наблюдениях Т.А.Додоновой [4] в приустьевой части долины р.Тылек интрузивного контакта ультрамафитового штока с вмещающими породами, которыми здесь служат тылекские известняки.

Каракаттинская свита сложена в основном излившимися породами, среди которых наиболее характерны миндалекаменные диабазы, спилиты, пироксеновые и плагиоклазовые базальты с отчетливо выраженной шаровой отдельностью. В них, в подчиненном количестве и тяготея к кровле разрезов, встречаются лаво- и гиадокласты, горизонты туфокогломератов и туфов, линзовидные прослои цветных кремней. В прикровлевой части свиты обособливается пачка пирокластических пород, обычно венчающаяся горизонтом сургучно-красных, зеленовато-серых и черных кремней.

При расщиповке кремней линзовидных прослоев среди шаровых лав и из кровлевого горизонта обнаружены многочисленные остатки радиолярий и спикул губок (точки сборов см. на рис.1). В шлифах из метрового прослоя красных кремнистых сланцев, залегавших в линзе вулканогенных конгломератов среди шаровых лав южного склона хребта, Б.Б.Назаровым опознаны спикулы губок, свойственные, по его мнению, нижне-среднекембрийским образованиям.

Каракаттинская свита не имеет нормальных стратиграфических соотношений с подстилающими толщами рифея, а ее перекрытие можно наблюдать в ряде мест природораздельной части хребта. На ней всюду лежит своеобразная кремнисто-сланцевая толща, послужившая прекрасным маркером при картировании. Видимая мощность свиты достигает 2000 м.

Кремнисто-сланцевая толща лежит с очевидным разрывом, но без признаков углового или азимутального несогласия на вулканитах каракаттинской свиты. Наиболее широкие поля ее выходов закартированы в природораздельной части хребта в крыльях Каракаттинской синклинали. Несмотря на очевидное налегание и присутствие вулканитов каракаттинской свиты в гальке в обломочных породах толщи, нормальные, тектонически не осложненные взаимоотношения между ними можно наблюдать в ограниченном числе мест. В основании разреза северного крыла Каракаттинской синклинали лежит горизонт вулканогенных брекчий и туфокогломератов (до 30 м), сменяемых сверху алевритами и кремнистыми сланцами с подчиненными прослоями андезитов и их туфов (до 200 м), а затем выдержанным горизонтом сливных ярких сургучно-красных, белых и черных кремней (до 90 м), обычно переполненных обломками спикул губок, радиолярий.

В южном крыле этой структуры разрез также начинается 2-5-метровым горизонтом туфокогломератов и окремненных псефитовых литокластических туфов, сменяющихся вверх по разрезу сначала пачкой туфокремнистых сланцев с маломощными прослоями черных и ярко-красных кремней (30-40 м), а затем обычно выдержанным горизонтом массивных пестроокрашенных кремней (30 м).

Выше лежащая часть толщи всюду построена идентично и может характеризоваться разрезом, описанным в восточной части хребта на левом борту сухого сая, устье которого располагается напротив р.Ичке-Сарыбулак. Здесь горизонт пестрых кремней по неровному карманообразному контакту перекрывается вулканомиктовыми крупногальчаными и валунными конгломератами (до 70 м), состоящими из хорошо окатанных обломков каракаттинских эффузивов, пестрых кремней и необработанных крупных глыб кремнистых сланцев. Выше согласно лежит венчающая разрез толщи пачка (80-100 м) тонкоплитчатых кремнистых сланцев, тонко переслаивавшихся с хлорито-глинистыми и хлорито-глинисто-карбонатными сланцами, примерно в средней части которой встречаются прослои тонкоплитчатых известняков. Общая мощность кремнисто-сланцевой толщи достигает 460 м.

Расщиповка сливных кремней и кремнистых сланцев толщи показала обилие органических остатков в доконгломератовой пачке

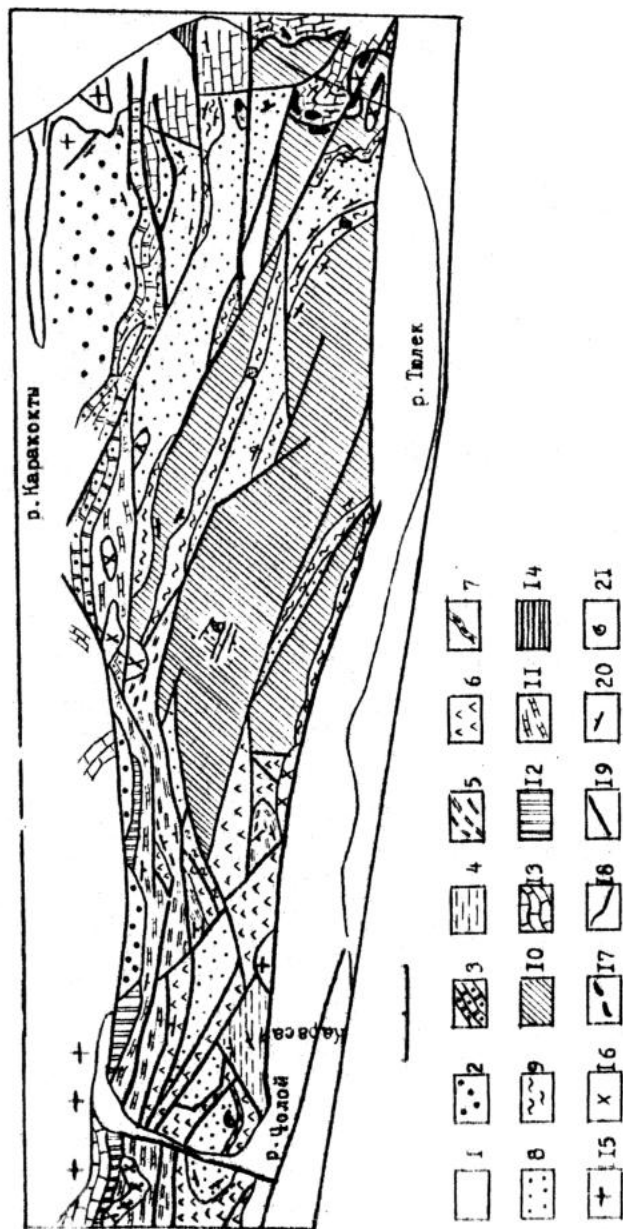


Рис.1. Геологическая карта хребта Каракокті. 1 - четвертичные, четвертично-неогеновые отложения; 2 - толща полимиктовых конгломератов ($O_3?$); 3 - толща известняковых конгломератов ($O_3?$); 4 - черносланцево-песчаниковая толща ($O_2?$); 5 - сланцево-карбонатная толща (O_2); 6 - чолойская толща (O_2); 7 - толща крупноглыбовых конгломератов (O_1); 8 - толща кремнистых туффитов (O_1); 9 - кремнисто-сланцевая толща (E_2-O_1); 10 - каракоктінская свита ($E_1?$); 11 - 14 - рифей: 11 - карбонатно-сланцевая пачка, 12 - кварцитовидные песчаники, 13 - тилекские мраморы, 14 - сарьбулакская свита; 15 - гранитоиды; 16 - габброиды; 17 - серпентиниты; 18 - стратиграфические и интрузивные контакты; 19 - тектонические контакты; 20 - элементы залегания; 21 - места находок органических остатков.

практически всех выходов и единый набор определенных в них Б.Б.Назаровым и С.М.Лихоманом форм органических остатков. В шлифах из кремней северного крыла Каракоктінской синклинали определены *Ulcundia* sp., *Entactinia?* sp. (верховья р.Кытай-Джол). В кремнистых сланцах южного крыла этой структуры (в разрезе напротив устья р.Ичке-Сарьбулак) определены *Naurentactinia* aff. *armillata* Naz., *Helioentactinia bakanasensis* Nazarov, *Entactinia?* sp. В кремнях северного крыла Каракоктінской антиклинали (долины рек Абыл-Айлы и Кытай-Джол) определены *Entactinia?* sp., *Helioentactinia?* sp., *Sphaeroidea?* gen. et sp. indet. По мнению Б.Б.Назарова, все обнаруженные формы радиоларий и спикул губок свойственны среднекембрийско-раннеордовикскому интервалу.

Толща кремнистых туффитов развита в блоках восточной части хребта и выполняет мульду Каракоктінской синклинали. Она ложится с несомненным размывом на разные горизонты верхней пачки кремнисто-сланцевой толщи, имея в основании 3-5-метровый горизонт сливных гравелитов и конгломератов с разноцветной галькой кремней и вулканитов, который по простиранию нередко замещается крупнозернистыми песчаниками того же состава. Был разрез надстраивается ритмичным чередованием пестрых, разных оттенков красного, зеленого, голубого цветов кремнистых туффитов, алевролитов, песчаников и гравелитов, переполненных обломками собственного перемитого материала, подстилающих кремнистых сланцев и основных аффузивов. Мощность толщи не менее 450 м и точнее определить ее не представляется возможным из-за отсутствия разрезов, в которых имелись бы

и кровля, и почва одновременно. Судя по составу микроорганических остатков в подстилающей кремнисто-сланцевой толще, возраст кремнистых туффиитов не древнее раннего ордовика.

Толща крупноглыбовых конгломератов развита в ограниченном районе приустевой части долины р. Чолой и междуречья рек Чолой - Карасай. Здесь на пачке пестрых полосчатых кремнистых туффиитов, окрепших алевролитов, сланцев и песчаников лежат, формируя крылья локальной антиклинальной структуры, крупноглыбовые известняковые конгломераты. Известняковые обломки в конгломератах разной степени обработки и размеров, нередко достигают величины многометровых экзотических глыб, которые сами сложены обломочными известняками или известняковыми конгломератами. В составе обломочного материала, кроме известняков, обычно валуны, галька и угловатые плитки подстилающих пестрых туффиитов, алевролитов и песчаников. Конгломераты по очень резкому контакту с разрывом перекрываются чолойской толщей туфокогломератов. Мощность крупноглыбовых известняковых конгломератов в районе сравнительно небольшая - около 30 м, а при прослеживании падает до 1-5 м. Мы полагаем, что это связано с особенностями их формирования и величиной последующего размыва, поскольку западнее, в районе перевала Калемчи, мощность толщи достигает 500 м. В составе обломочного материала здесь появляются кремнистые туффииты и сланцы, миндалекаменные порфириды. Размеры отдельных известняковых глыб достигают 8-15 м в поперечнике.

Судя по составу и характеру обработки обломочного материала, толща сформирована в специфических условиях прибрежно-морского резко расчлененного рельефа. Эти особенности делают ее ярким маркирующим горизонтом, используемым при картировании и корреляциях. Известняковые глыбы конгломератов содержат массу обломков фаунистических остатков, среди сборов которых плохой сохранности обломки брахиопод, криноидей и трилобитов, к сожалению, не поддающихся более точным определениям. Возраст толщи в связи с этим определяется по положению в разрезе.

Чолойская толща имеет значительные поля выходов на южном склоне хребта в районе р. Чокойбулак, однако не имеет здесь нормальных взаимоотношений ни с подстилающими, ни с перекрывающими образованиями. Нормальные соотношения можно наблюдать в западной части хребта, в долине р. Чолой. Здесь, в крыльях антиклинали, ядро которой выполнено кремнистыми туффиитами, алевролитами и песчаниками, лежит редуцированный до нескольких метров горизонт крупноглыбовых конгломератов, на которых с разрывом лежат вулканико-

вые конгломераты основания чолойской толщи. Основную часть хорошо окатанной гальки этих конгломератов составляют базальтоиды, кремнистые сланцы и песчаники подстилающих толщ, а у основания обычно валуны обломочных, нередко органогенных, известняков. Основное "лицо" толщи представляют туфокогломераты, образующие мощные, до 150 м, горизонты среди сливных массивных и грубоплитчатых псефитовых и псаммитовых литокристаллических туфов, прослаивающихся подчиненными горизонтами кремнистых туффиитов. Вулканические конгломераты нередко включают, а местами на 70-80% состоят из агрегированных перетолженных шаров миндалекаменных порфиридов и тогда создают впечатление покровов, которое исчезает лишь при ближайшем рассмотрении состава цементной массы, включающей обломки кремней, туффиитов, обломочных детритусовых известняков.

Мощность чолойской толщи в разрезах достигает 350 м, но это минимум, поскольку все они вскрываются в блоках, имея в лучшем случае либо кровлю, либо "почву". Возраст толщи определяется находками Л.Н. Орлова, В.Н. Богдещкого, В.И. Гончаровой и П.Л. Мисюса фаунистических остатков по р. Тикбулак и на водоразделе рек Чолой - Карасай.

Принципиально важны сборы П.Л. Мисюса в известковистых песчаниках по р. Тикбулак, в которых им определены брахиоподы *Leptelina sp. nov.*, *Palaeostrophomena sp. nov.*, *Aporthophyla sp. nov.*, *Rhynchotrema sp. nov.*, *Stenosamara sp. nov.*, *Hesperorthis sp. nov.*, *Dolonia gen. et sp. nov.*, свидетельствующие, по его мнению, о среднеордовиковском возрасте вмещающих их образований. Среди сборов В.Н. Богдещкого, Л.Н. Орлова и В.И. Гончаровой в междуречье Тикбулак-Карасай, сделанных, судя по описаниям, из известняков, которые, вероятно, принадлежат в основном толще крупноглыбовых конгломератов, подстилающей чолойскую, определены *Pseudocarcapalites sp.*, *Homagnostus seletensis Ivshin*, *Tamaranella sp.*, *Agnostidae*, *Shumardia sp. nov.*, *Pseudagnostus sp.*, *Iliaenus sp.*, *Coosia sp.*, *Dalgeuloma sp.*, *Lonchodomas sp.*, *Ogmastephus sp. nov.*, *Parabasilicus sp.*, *Telephina sp.*, *Symphysurus sp. nov.*, *Lisogorites striatus Tschug.* Они представляют смесь форм, свойственных интервалу верхнего кембрия - среднего ордовика. Кроме того, в долине р. Карасай Р.А. Максумовой и А.В. Коноводом указано местонахождение нижнекембрийских водорослей, попадающее в поле развития чолойской толщи.

Весь комплекс органики свидетельствует о том, что чолойская толща не может быть древнее лланвирна - раннего лландейло, а подстилающие образования, служившие основным источником обломочного материала при ее формировании, охватывают значительный интервал нижнего палеозоя, начиная с раннего кембрия.

Сланцево-карбонатная толща надстраивает чолойскую, являясь естественным завершением крупного седиментационного ритма, начавшегося грубообломочными породами. Прерывистая полоса выходов этой толщи, маркирующей экзотическими глыбовидными горизонтами бурых доломитов, прослеживается из верховьев р.Чолой к восток-северо-востоку на северный склон хребта в бассейн верховьев р.Караокты. В верховьях долин рек Карасай и Чокойбулак вероятны ее нормальные взаимоотношения с чолойскими туфоконгломератами. Пачка массивных темно-зеленых сланных литокристаллокластических туфов кровли чолойской толщи согласно перекрывается 30-40-метровым горизонтом зеленых листоватых глинисто-хлоритовых сланцев, выше которых по согласному, но резкому контакту лежат массивные бурные мелкообломочные доломиты мощностью до 50 м. Выше следует пачка зеленых хлорито-глинистых и кремнисто-хлоритовых сланцев (до 100 м), приобретающая в кровле явную примесь карбонатного материала, а затем сменяющаяся вторым линзовидным горизонтом массивных обломочных доломитов мощностью до 25 м. На северном склоне хребта, в верховьях верхних составляющих р.Караокты, толща составляет полосу шириной около 1,2 км и представлена падающими на север зелеными и зеленовато-серыми хлорито-глинистыми сланцами с 60-80-метровой пачкой глинисто-карбонатных разностей, включающих линзовидные прослои массивных обломочных известняков. В хорошо обнаженных участках видно, что линзы по простиранию замещаются плитчатыми глинистыми известняками. Фрагменты сланцево-карбонатной толщи, залегающие на чолойских туфоконгломератах, зафиксированы в мульдах мелких синклиналей в районах верховьев р.Чокойбулак. Мощность толщи, судя по закартированным фрагментам, представляющим скорее всего разные части разреза, может оцениваться в 500-600 м.

Черносланцево-песчаниковая толща составляет изолированный тектонический блок в приустьевой части ущелья р.Карасай. По составу она настолько своеобразна, что не может включаться ни в одно из выделенных подразделений. В ее разрезе ритмично переслаиваются черные тонкоплитчатые глинистые сланцы, алевролиты и песчаники, обогащенные вулканогенным материалом. Ритмичность в толще разно-масштабная и проявлена как чередованием микроскопических, милли-

метровых, сантиметровых, метровых прослоев, так и многометровых пачек. Органических остатков в толще обнаружить не удалось. Видимая мощность толщи порядка 300 м. Ее положение в разрезе условно и определяется лишь сходством с флишоподобными образованиями ордовика близлежащих районов Долона.

Толща известняковых конгломератов выделена в приводораздельной части и на северном склоне хребта Караокты. Она составляет основание разреза молассоидов, выделенных в долине р.Караокты в качестве представителей своеобразной геоантиклинальной фации верхне-ордовикских образований.

Стратиграфическое положение собственно известняковых конгломератов оставалось неопределенным. На картах они изображались и как карбон, и как рифейские образования. В бассейне р.Караокты нами обнаружен ряд структур, позволяющих уточнить положение толщи в разрезе. В полосе выходов известняковых конгломератов правых притоков р.Караокты картируется субширотная антиклиналь, в крыльях которой можно наблюдать нормальные соотношения с вышележащими полимиктовыми конгломератами верхнего ордовика (?), а в выходах ядра вскрываются пестрые туффиты толщи кремнистых туффитов. В правых верхних притоках р.Караокты можно наблюдать тектонически осложненный, но, судя по составу обломков базальных слоев, первично нормальный контакт известняковых конгломератов и сланцево-карбонатной толщи. Базальные слои всюду представлены крупноглыбовыми конгломератами, состоящими в основном из валунов, глыб и гальки тонкослоистых полосчатых, нередко окремененных известняков ашугай-рыкского типа. Кроме того, в составе обломков нередко кварцитовидные песчаники. Цементом в конгломератах служат мелкообломочные известняки. Вверх по разрезу размер обломочного материала уменьшается, глыбы и крупные валуны исчезают, в конгломератах исчезает массивность, они становятся сначала грубо-, а затем среднеплитчатыми. В кровлевой части (10-15 м) конгломераты становятся мелкогалечными, в карбонатном цементе появляется значительная примесь глинистого материала, а среди гальки - пестрые яшмы. Мощность толщи достигает 250 м. Контакт с вышележащей толщей полимиктовых конгломератов очень резкий, несмотря на проявляющееся сходство состава обломочного материала.

Толща полимиктовых конгломератов на большом протяжении выходов правобережья р.Караокты лежит согласно на известняковых конгломератах, но в верховьях долины с крупным угловым несогласием перекрывает разные горизонты толщи кварцитовидных песчаников и

тылекских мраморов рифея. Базальные слои толщи (около 2-3 м) представлены полимиктовыми конгломератами, сцементированными зелено-серыми полимиктовыми песчаниками с карбонатным цементом. Вверх по разрезу они сменяются массивными зелеными сливными разностями, разбитыми кливажными трещинами на пирамидальные блоки. Цементом в конгломератах служат мелкозернистые зеленые полимиктовые песчаники, в обломках которых большой процент составляют основные эффузивы, туфы, туфоалевролиты и ярко окрашенные кремни. В обломках конгломератов туфогенные песчаники и алевролиты, разноцветные кремни, базальтоиды, кремнистые туфдиты, известняки, кварциты, а также роговообманковые габброиды, габбро-диориты, монциониты и граптолиты. Среди конгломератов встречаются подчиненные прослои песчаников и алевролитов.

Сравнение выявленного разреза с нижнепалеозойскими образованиями близлежащего района восточного продолжения структурно-формационной зоны в хребтах Караджорга и Байдулы, а также с принятым в качестве типового разрезом западной части Киргизского хребта (см. рис.2) позволяет сделать некоторые уточнения вероятных возрастных рамок выделяемых стратиграфических подразделений.

В качестве реперных уровней при подобных сравнениях обычно брались: а) вулканы, "повешиваемые" к фаунистически охарактеризованным частям кембрийского разреза и условно принимаемые за основание нижнего палеозоя; б) толща характерных крупноглыбовых конгломератов, валуны которых, как правило, содержат фаунистические остатки кембрия; в) "подшва" среднего ордовика, по которой нередко фиксируется несогласие и "перерыв" в осадконакоплении. Первый и последний из этих уровней находят сравнительно легко и не вызывают споров. Этого нельзя сказать о корреляции заключенных между ними толщ, хотя их общее сходство, набор пород и их характерные черты подчеркиваются всеми исследователями. В хребтах Караатты и Караджорга толща кремнистых туфдитов с пестро окрашенными вулканическими гравелитами, песчаниками и алевролитами, составляющая основную часть караджоргинской свиты, по составу наиболее близка туксайской свите разреза западной части Киргизского хребта. Туксайская свита содержит органические остатки, свойственные верхам кембрия - тремадоку, кремнисто-туфдитовая толща хр. Караатты располагается выше кремнисто-сланцевой, охарактеризованной остатками губок и радиолярий кембрия - нижнего ордовика, а в хребте Караджорга эта часть караджоргинской свиты перекрывает пачкой валуников и крупноглыбовых известняковых конгломератов,

содержащих в обломках фаунистические остатки среднего кембрия - нижнего ордовика и в свою очередь перекрывающихся отложениями аренига [14]. Рассматриваемый уровень пестрых кремнистых туфов и вулканических песчаников, таким образом, оказывается заключенным в сравнительно узкий интервал нижнего ордовика (тремадок). Этому же ярусу, соответственно, должна принадлежать толща крупноглыбовых конгломератов и коррелирующихся с ними аналогичных по составу и комплексу органических остатков образований кровли караджоргинской свиты. Такое сужение временного интервала, занимаемого караджоргинской свитой, справедливо лишь при признании стратиграфической значимости комплекса микрофаунистических остатков, обнаруженных в кремнисто-сланцевой толще.

Кремнисто-сланцевая толща хребта Караатты оказывается сходной по строению и составу котуджанской свите Киргизского хребта, для которой убедительно доказывается [13, 6] средне-позднекембрийский возраст. Выше мы привели список радиолярий, определенных из нижней пачки кремней и кремнистых сланцев, который немногим отличается от приведенного Б.Л.Клишевичем [11] для караарчинской свиты, где кроме форм, широко распространенных в нижнеордовикских образованиях, встречаются радиолярии, характерные, по мнению определявшего их Б.Б.Назарова, для среднего ордовика. Тот же набор остатков сликул губок и радиолярий указывается для котуджанской и туксайской свит, выделяемых в районе Караарчи. В такой ситуации можно сомневаться как в стратиграфической значимости органики, так и в достоверности "привязки" ее местонахождений к разрезам. Для района р. Караарча в Киргизском хребте досреднеордовикский возраст караарчинской, котуджанской и туксайской свит можно считать несомненным, поскольку они прорываются алмалинской интрузией, на которой с размывом лежат фаунистически охарактеризованные толщи низов среднего ордовика, что подтверждается и урансвинцовыми радиологическими определениями цирконов из этой интрузии, давшими соответствующий этому рубежу возраст - 465 ± 5 млн лет. Возраст карааттинской, караарчинской и синхронных им вулканических хребта Караджорга на основе обнаруженных брахиоподовых и трилобитовых остатков в вышележащих образованиях котуджанского уровня не может подниматься выше раннего кембрия. Скорее всего, он раннекембрийский, о чем свидетельствуют находки нижнекембрийских водорослей в линзах известняков карааттинской свиты [2] и обломках, происходящих из нее, кремнистых пород.

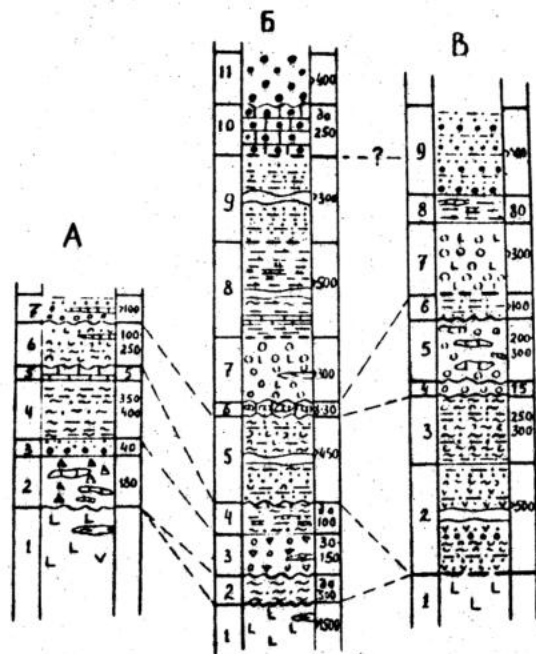


Рис. 2. Схема корреляции разрезов нижнего палеозоя. А. Западная часть Киргизского хребта. I - вулканы караарчинской свиты; 2-5 - котуджанская свита: 2 - карбонатные брекчии с линзами-рифами известняков (трилобиты - амгиский век среднего кембрия); 3 - лавы туфобрекчии пироксеновых порфиритов, полимиктовые песчаники, гравелиты; 4 - зеленые и красные тонкополосчатые туффиты, туфопесчаники, кремнистые породы;

5 - известняки с остатками трилобитов и беззачемных брахиопод (начало позднего кембрия); 6 - туюксайская свита - красноцветные, бурые и зеленовато-серые вулканомиктовые алевролиты и песчаники, в прослоях известняков остатки верхнекембрийских - тремадокских брахиопод и трилобитов; 7 - кепташская свита, в основании крупноглибовые и валунногалечные полимиктовые конгломераты, выше песчаники, сланцы, алевролиты, подчиненные прослои известняков, вулканогенных пород, фаунистические остатки лланвирна-ландейло. Б. Хребет Караатты. I - карааттинская свита; 2-4 - кремнисто-сланцевая толща: 2 - вулканогенные брекчии, туфоконгломераты, кремнистые сланцы и кремни (остатки микроорганизмов); 3 - крупногалечные вулканомиктовые конгломераты; 4 - тонкоплитчатые кремнистые сланцы с прослоями глинисто-карбонатных сланцев; 5 - толща кремнистых туффитов - пестрые кремнистые туффиты, алевролиты, песчаники, гравелиты; 6 - толща крупноглибовых конгломератов; 7 - чолойская толща - туфоконгломераты, туфы, туффиты, песчаники с фаунистическими остатками среднего ордовика; 8 - сланцево-карбонатная толща - хлоритоглинистые, кремнисто-хлоритовые, глинисто-карбонатные сланцы с

горизонтами доломитов и известняков; 9 - черносланцево-песчаниковая толща - глинистые алевросланцы, алевролиты, песчаники; 10 - толща известняковых конгломератов; 11 - толща полимиктовых конгломератов. В. Хребет Караджорга. I - основные вулканы; 2-3 - караджоргинская свита; 2 - вулканомиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты, пестрые кремнистые туффиты; 3 - кремнистые туффиты, алевролиты, сланцы, прослои известняков; 4 - цветные кремнистые конгломераты; 5 - крупноглибовые конгломераты с фаунистическими остатками верхов кембрия; 6 - конгломераты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы с аренигскими граптолитами; 7 - туфоконгломераты; 8 - хлоритоглинистые сланцы с прослоями известняков; 9 - долонская свита - полимиктовые конгломераты, песчаники, алевролиты.

Мощность досреднеордовикской части нижнепалеозойского разреза хребта Караатты достигает 3000 м. Выше лежащая его часть содержит палеонтологические остатки только на уровне чолойской толщи и может коррелироваться лишь на основе своего положения, общего строения и состава. Несомненно, что она занимает место в интервале от заведомых низов среднего ордовика до девона, резко отличающегося в Северном Тянь-Шане степенью литификации пород. Если судить по органическим остаткам, собранным в сходных образованиях близлежащих районов бассейна р. Кичи-Каракуджур и Северного Присонкуля, большая их половина, по крайней мере, чолойская, сланцево-карбонатная и черносланцево-песчаниковая толщи принадлежат среднему ордовика. Толщи известняковых и полимиктовых конгломератов, по основанию которых фиксируется рубеж значительного несогласия, могут условно относиться к верхам ордовика, хотя не исключены и иные решения.

Восстановленный разрез толщ, участвующих в строении хребта Караатты, показал принадлежность большей его части к нижнему палеозою, сходно построенному в пределах вулканогенных подзон Киргизско-Терской структурно-формационной зоны^х. Его основание выполнено основными вулканидами, сменяющимися вверх кремнисто-сланцевыми, а затем граувакковыми и вулканомиктовыми образованиями.

^х Проведенная авторами корреляция, несомненно, заслуживает внимания, но в настоящее время не может считаться корректной, поскольку не обеспечена вполне информативными органическими остатками. Ред.

ми. Выше следуют толщи, принадлежащие флишевой и флишево-молассовой формациям. В этой колонке нижнепалеозойских осадков необходимо отметить три уровня первостепенного значения, приуроченных: а) к предполагаемой границе между средним и верхним ордовиком; б) к разделу между средним и нижним ордовиком; в) к основанию среднего кембрия. Два последних уровня маркируются близкими по условиям образования горизонтами крупноглыбовых конгломератов, нередко рассматриваемых в качестве олистостромовых или "дикого флиша". Сходство этих горизонтов, вероятно, и служило основной причиной дискуссионной относительно кембрийского или ордовикского возраста.

Авторы приносят благодарность Р.Н. Огурцовой, выделившей органику из кремнистых пород, С.М. Лихоману и Б.Б. Назарову за определение радиолярий и губок.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта Киргизской ССР 1:500 000 масштаба. Л.: Техиздат, 1982.
2. Геология СССР, т. XX, Киргизская ССР, кн. I. М.: Недра, 1972.
3. ГЕСЬ М.Д., КОРОЛЕВ В.Г. Серпентинитовый меланж в Северном Тянь-Шане (Северное Присонкулье). - ДАН СССР, 248, 1979, № 3.
4. ДОДОНОВА Т.А., ПОМАЗКОВ К.Д., ПОМАЗКОВ Я.К. Эндеогенные геологические формации Киргизии. Фрунзе: Илим, 1984.
5. КИСЕЛЕВ В.В., КОРОЛЕВ В.Г. Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. Фрунзе: Илим, 1972.
6. КИСЕЛЕВ В.В., КОРОЛЕВ В.Г. Новые данные по стратиграфии докембрия и палеозоя западной части Киргизского хребта. - Материалы по геологии Тянь-Шаня. Изд. АН Киргизской ССР, Фрунзе, 1964, вып. 4.
7. КОЛОСОВ П.Н., МАКСУМОВА Р.А., КОРОЛЕВ В.Г., КОНОВОД А.В. Находка растительных микроорганизмов нижнего кембрия в караатинской свите Северного Тянь-Шаня. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1983, № 3.
8. КОРОЛЕВ В.Г. и др. Типовые разрезы докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. - В кн.: Стратиграфия аркея и нижнего протерозоя СССР. Л.: Наука, 1979.
9. КРИВОЛУЦКАЯ В.Н., КОРОЛЕВ В.Г. Кембрийская вулканогенно-осадочная толща в хребте Терской Ала-Тоо. - Изв. АН Киргизской ССР, т. II, вып. 6 (геология), 1960.

10. МАКАРЬЧЕВ Г.И., ГЕСЬ М.Д. Тектоническая природа зоны сочленения Северного и Среднего Тянь-Шаня. - Гестектоника, 1981, № 4.

11. МИТРОФАНОВА К.В., ВАСИЛЬЕВ Д.Г., КЛИШЕВИЧ В.Л., КВЯТКОВСКИЙ А.Р. Раннегеосинклинальные вулканогенные серии Киргизского хребта. - Советская геология, 1983, № 8.

12. ОРЛОБ Л.Н. Структурная позиция офиолитов Центрального Тянь-Шаня. - В кн.: Соотношение геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1981.

13. СТЕПАНЕНКО А.Ф. Новые данные о докембрийских (синийских) и нижнепалеозойских отложениях западной части Киргизского хребта (Северный Тянь-Шань). - Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 9.

14. Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Фрунзе: Илим, 1982, т. I.

С.Е. Христов, В.П. Чернышук

СТРАТИГРАФИЯ И СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ НИЖНЕПАЛЕЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ДУЖУМГАЛЬСКОГО ХРЕБТА (СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Нами рассматривается геологическое строение центральной части (Джумгалский сектор) Киргизско-Терской структурно-формационной зоны. Осадочные и вулканогенно-осадочные толщи в этой зоне, в основном, сформировались в раннем палеозое. Все исследователи отмечали, что нижнепалеозойские толщи зоны представляют собой типичный ряд эвгеосинклинальных формаций [4, 7, 5, 6]. Нижним членом этого ряда являются толщи основных эффузивов, их туфов, кремней с прослоями песчаников и известняков, в которых известны редкие находки водорослей и радиолярий. Выше, со следами размыва в основании, залегает толща граувакковых песчаников, туфов, конгломератов с прослоями порфиритов и линзами известняков с фауной среднего кембрия - нижнего ордовика. Венчается разрез песчано-сланцевыми флишевыми толщами среднего ордовика. Мощность каждого формационного подразделения превышает 2 км. В структурном плане выделяются крупные антиклинальные и синклиналильные формы; надвиговые и покровные структуры не отмечаются. В разных местах зоны

встречаются тела серпентинитов, серпентинизированных основных и ультраосновных пород. В непосредственном контакте с ними находятся и блоки метаморфических сланцев протерозоя. Взаимоотношения между осадочными толщами, серпентинитами и метаморфическими сланцами протерозоя не были выяснены.

Джумгалский сектор (подзона) относится к наименее изученным районам Киргизско-Терской зоны. Нами при изучении геологии этого района главное внимание уделено литологии и обоснованию возраста осадочных и вулканогенно-осадочных толщ нижнего палеозоя, вещественному составу основных и ультраосновных пород и структурным взаимоотношениям между тремя упомянутыми типами пород.

Нижний протерозой (?) - PR_1 ? В междуречьях Актон-Учтор из-под кембро-ордовикских отложений обнажаются гранат-слодяные и двуслодяные сланцы мощностью до 500 м. В верхней части разреза встречаются крупные (до 100 м) линзы мраморов и кварцитов. Эти образования можно сопоставить с нижнепротерозойскими толщами Макбальского антиклинория [1, 8].

Караджоргинская свита (C_2-O_1kd) залегает с разрывом с угловым несогласием на метаморфических сланцах. Нормальный стратиграфический контакт наблюдается по правому борту р. Актон (рис. 1, разрез "Актон"). Пока это единственное место в Киргизско-Терской зоне, где установлен полный разрез свиты.

Пачка I. Базальные конглобрекчи красноцветные. В обломках преобладают бурые глинисто-кремнистые алевролиты; гранат-слодяные сланцы протерозоя составляют 30% массы обломков, обломки туфов основного состава - в подчиненном количестве. Мощность базального слоя в разрезе "Актон" - 113 м.

Пачка II. Песчаники красновато-серые средне-грубослоистые крупнозернистые, замусоренные гальками и обломками красных яшм, кремнистых алевролитов с редкими полукатанными обломками гранат-слодяных сланцев. Часто встречаются неокатанные глыбы серых массивно-слоистых мелко- и скрытокристаллических известняков. Глыбы достигают 50 м в поперечнике. На линии разреза встречена одна глыба размером 20 м. В основании глыбы шлейф из более мелких обломков в карбонатном цементе. Мощность 123 м.

Пачка III. Туфоконгломераты и туфотравелиты с гальками красных и зеленых кремнистых алевролитов и неокатанными обломками и глыбами (до 0,5 м) известняков и красных яшм. В основании пачки глыба известняков 26 м в поперечнике. Мощность 115 м.

Пачка IV. Туфопесчаники, туфоалевролиты, туфобрекчи и туфоконгломераты, линзующиеся в разных соотношениях. В нижней части преобладают туфопесчаники и туфоалевролиты. В верхней - туфоконгломераты и туфобрекчи. Мощность линз не превышает 3 м, протяженность 10-15 м. Границы линз нечеткие. Основная порода - туфоалевролит, а концентрация более грубых обломков дает соответствующую породу. Во всех разновидностях пород соотношение окатанных и неокатанных частиц составляет 2:1. В окатанных обломках песчаники и кремнистые алевролиты, в меньшей мере известняки. В неокатанных - яшмы, известняки. Мощность пачки 281 м.

Из обломков известняков С.Б. Гушиным определены водоросли *Epiphyton fasciculatum* Chapman; *E. confractum* Korde, *Chabakovia cavitata* Volog., *Renalcis novum* Vor., *Botomaella* sp., известные в верхах нижнего кембрия Сибири. Выше залегают фаунистически охарактеризованные ниже-среднеордовикские отложения. Общая мощность караджоргинской свиты в разрезе "Актон" составляет 632 м.

К северу, к окраине Киргизско-Терской зоны, мощность свиты уменьшается и состав ее несколько меняется (рис. 1, разрез "Суек"). В нижней пачке появляются горизонты красных яшм, которые южнее, в этой же пачке, присутствуют в виде неокатанных обломков. В третьей и четвертой пачках появляются оолитовые и водорослевые известняки, которые южнее встречаются в виде глыб. В целом уменьшается количество вулканогенного материала.

К югу, к осевой части Джумгалского хребта, мощность свиты увеличивается (рис. 1, разрез "Карагор"). Пачка I здесь представлена такими же базальными красноцветными брекчиями. Выше по разрезу существенную роль играют шаровые лары. В нижней части разреза - спилиты, в верхней - андезиты. Хорошо прослеживается пачка 3, насыщенная крупными олистолитами известняков. В отличие от более северных разрезов здесь встречены глыбы с прослоями черных плитчатых битуминозных глинистых известняков с обильной фауной брахиопод среднего кембрия: *Acrotretidae* gen. et sp. indet, *Acrothele* cf. *chinensis* Endo et Reisser (определены С.П. Коневой), трилобитов майского яруса: *Dorymyge richthofeniformis* Lerm., *Dorymygina delicatula* Lerm., *Anomocare laeveformis* Gon. (msc.), *Foulsenia* (?) *quadrifurcata* Gon. (msc.) и основания верхнего кембрия: *Liostracina decorata* Gon. (msc.), *Tricrepicephalus* sp. 1, Tr. sp. 2, *Damesora convexus* Gon. (msc.) (сбор и определения В.И. Гончаровой). В этих же известняках встречен комплекс водорослей, аналогичный комплексу разреза "Актон", т.е. раннекембрийский. Фашиальные пере-

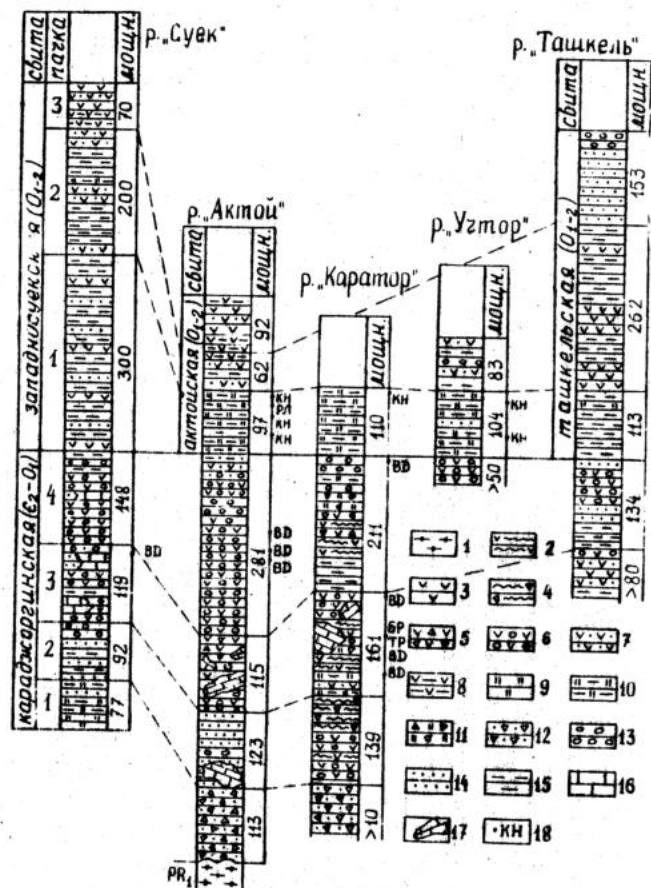


Рис.1. Сопоставление изученных разрезов. 1 - метаморфические сланцы нижнего протерозоя, 2 - шаровые лавы спилитов и андезитов, 3 - межпластовые тела диабазовых порфиритов, 4 - лавабрекчии, 5 - туфобрекчии, 6 - туфоконгломераты, 7 - туфопесчаники, 8 - туфо-алевролиты, 9 - яшмы, 10 - кремнистые алевролиты, 11 - яшмовые брекчии, 12 - аллювиальные брекчии, 13 - конгломераты, 14 - песчаники, 15 - алевролиты, 16 - линзы известняков, 17 - глыбы известняков, 18 - места сбора органических остатков: КН - конодонтов, РЛ - радиолярий, ВД - водорослей, БР - брахиопод, ТР - трилобитов.

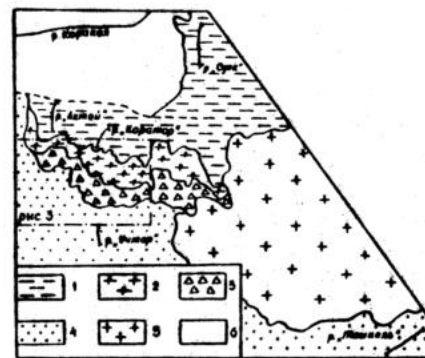


Рис.2. Схема структурных элементов Джумгальского хребта. 1 - автохтон, 2 - параавтохтон, 3 - зона меланжа, 4 - аллохтон, 5 - область сплошного развития среднепалеозойских отложений, 6 - гранитоиды Джумгальского батолита.

ходи от эксплозивных фаций (разрез "Каратор") к эруптивным (разрез "Актой") прослеживаются в естественных обнажениях и не вызывают никаких сомнений. На южном склоне Джумгальского хребта свита состоит из туфов; лавы и брекчии отсутствуют. Обломочный материал весь хорошо окатан, известняковых глыб нет (рис.1, разрез "Ташкель").

Стратиграфический контакт караджоргинской свиты с подстилающими породами установлен в среднем течении р.Актой и в верховьях р.Каратор (рис.2). В первом случае караджоргинская свита с базальными брекчиями в основании залегает на нижнепротерозойских сланцах. Во втором случае - на габбро-амфиболитах. Этот контакт наблюдается в трех глыбах в зоне меланжа. Базальный горизонт мощностью до 10 м представлен брекчиями, сложенными неокатанными обломками габбро, габбро-амфиболитов и диабазов. Основная масса состоит из более мелких частиц тех же пород. Выше залегают шаровые лавы спилитов.

Перекрывается караджоргинская свита различными по литологическому составу толщами нижнего-среднего ордовика. В северной части Джумгальского сектора преобладают песчаники и алевролиты западно-суэцкой свиты, в центральной - кремни и алевролиты актойской свиты, в южной - сланцы и алевролиты ташкельской.

Во второй и третьей пачках караджоргинской свиты отмечается значительное количество глыб известняков и кремней различных размеров. Наблюдается некоторая неравномерность в распределении

их по разрезу, т.е. грубое хаотическое скопление в пределах определенных горизонтов. Кластический материал в них неотсортирован — совместно находятся обломки от см³ до сотен и тысяч м³. Как правило, глыбы лишены целостности, раздроблены, трещиноваты, в отдельных случаях лимонитизированы, развиты многочисленные известняковые брекчии. В составе обломков резко преобладают известняки, аналогичные известнякам, развитым в караджоргинской свите в долине р. Суек. В значительно меньшем количестве присутствуют глыбы цветных кремней и диабазов, идентичных по составу и облику кремням и диабазам нижних горизонтов караджоргинской свиты в долине р. Суек. Фиксируется скопление глыб мраморов и метаморфических сланцев протерозоя в долине р. Актюй. Описанные характерные признаки позволяют классифицировать данный грубокластический комплекс, как тектоно-гравитационные олистостромы [II]. Состав обломков полимиктовый. Матрицей служат туфопесчаники и туфоконгломераты с галькой гранитоидов, кристаллических сланцев, известняков, мраморов, реже кремней. Подобные отложения отмечены на этом же стратиграфическом уровне в разных частях Киргизско-Терской зоны [2, 10]. Это позволяет сделать вывод о широком распространении тектоно-гравитационных олистостромов в среднем кембрии в пределах Киргизско-Терской зоны.

Западно-суекская свита (O_{1-2sk}) залегает без видимого несогласия на туфоконгломератах караджоргинской свиты. В разрезе "Суек" базальная пачка сложена зеленовато-серыми глинисто-серицитовыми разноплитчатыми алевролитами с редкими прослоями песчаников.

Пачка I. Ритмичное переслаивание алевролитов и песчаников. Алевролиты серые до черных глинисто-слюдистые тонкоплитчатые. Песчаники серые до черных полимиктовые среднеслоистые. Мощность прослоев 20–30 см. Изредка встречаются межпластовые тела диабазовых порфиритов. Мощность 300 м.

Пачка II. Переслаивание алевролитов и туфопесчаников. Алевролиты серые глинисто-слюдистые тонкоплитчатые. Песчаники зеленоватые мелко-среднезернистые разнослоистые; сложены перемитым туфовым материалом. Мощность прослоев 20–30 м. Мощность 200 м.

Пачка III. Ритмичное переслаивание зеленоватых туфопесчаников и туфоалевролитов. Частые межпластовые тела диабазов. Мощность 70 м.

Общая мощность свиты по разрезу 570 м. В нижней пачке Ю.В. Жуковым собраны граптолиты: *Dendrograptus* sp. indet. и *Pte-*

rograptus (?) sp. indet, *Dichograptidae*, *Expansograptus* sp. indet, которые, по мнению М.Б. Зими, определяют возраст плащящих пород как поздний аренни-лангерн. Выше по разрезу собраны среднеордовикские граптолиты [9]. Состав свиты по простиранию довольно постоянен. К югу, к району развития актоёйской свиты, появляются кремнистые алевролиты. Перекрывается западно-суекская свита с угловым несогласием конгломератами верхнего ордовика.

Актоёйская свита (O_{1-2ak}) распространена по всему северному склону Джумгалского хребта и на его южном склоне, в районе перевала Учтор. Типичный и наиболее полный разрез свиты, от которого происходит ее название, описан нами по р. Актюй.

Пачка I. Кремнистые сургучно-красные среднеслоистые алевролиты с тонкими (до 2 см) линзующимися прослоями мелкозернистых песчаников. Мощность 97 м. В середине пачки найдены конодонты: *Drepanodus* cf. *subarcuatus* Furn., *Paltodus* cf. *bassleri* Furn., известные в нижнем ордовике Сибирской платформы. В кровле: *Acodus* cf. *anceps* Mosk., *Cistodus* cf. *abundans* Mosk., *Stereosconus* sp., известные в верхах лландейльского — низах карадокского ярусов Сибирской платформы (зоны *Glyptograptus teretiusculus* — *Nemagraptus gracilis*). Здесь же выявлены среднеордовикские радиолярии: *Polyentactinia* cf. *offerta* Naz., *Entactinia* cf. *dasysa* Naz. (отгледения С.М. Лихомана).

Пачка II. Переслаивание зеленоватых тонкослоистых вулканомитовых алевролитов и песчаников. Мощность 62 м.

Пачка III. Переслаивание песчаников, алевролитов и туфов. Алевролиты и песчаники зеленоватые и красные разноплитчатые, по составу граувакковые и аркозовые. Граувакковые и аркозовые разности образуют горизонты мощностью 10–20 м. Внутри горизонтов песчаники и алевролиты ритмично чередуются. Песчаники с хорошо выраженной градиционной слоистостью. Мощность 92 м. Общая мощность свиты 251 м.

Разрез свиты довольно постоянен как по литологическому составу, так и по мощности. Намечается закономерное увеличение мощности и количества терригенного материала к северу и к югу от центральных районов (северный склон Джумгалского хребта) распространения свиты.

Возраст свиты определяется по совокупности фауны и геологическим данным как ранний ордовик — средний ордовик, ранний карадок. Большая часть этого возрастного интервала "заключена" в нижней, кремнистой пачке, мощностью около 100 м, следовательно, скорость осадконакопления была сравнительно невелика. Осадки средней и

верхней пачек свиты, учитывая позднеордосийский возраст перекрывающей карамайноковской свиты и ее резко несогласное залегание, накопились за сравнительно короткий промежуток времени.

Ташкельская свита ($O_{1-2}t^1$). На южном склоне Джумгальского хребта кремнистые породы актойской свиты по простиранию замещаются глинистыми сланцами и алевролитами ташкельской свиты. Типичный разрез свиты описан нами восточнее оз. Ташкель. Здесь свита делится на три пачки, которые хорошо коррелируются с аналогичными пачками актойской свиты.

Пачка I. Алевролиты зеленовато-серые средне-тонкоплитчатые полимиктового состава. Мощность 113 м.

Пачка II. Алевролиты зеленовато-серые тонкоплитчатые полимиктовые и зеленые миндалекаменные массивные диабазы. Мощность отдельных горизонтов 20-50 м. Диабазы линзуются, протяженность линз до 300 м. Общая мощность 262 м.

Пачка III. Песчаники светлые зеленовато-серые мелкозернистые массивнослоистые полимиктовые с прослоями алевролитов. Прослой алевролитов обычно 5-15 м. В верхней части разреза появляются мелко-среднегалечные зеленовато-серые полимиктовые конгломераты. Мощность 153 м.

Мощность свиты по разрезу 518 м.

Разрез свиты по простиранию довольно постоянен. К западу увеличивается количество диабазов. Органических остатков в свите не найдено. Возраст определяется по сопоставлению с актойской свитой, с которой две нижние пачки имеют латеральные переходы. Третья пачка ташкельской свиты условно коррелируется с третьей пачкой актойской. При появлении конгломератов в верхах пачки возможна корреляция ее верхней части с конгломератами карамайноковской свиты.

В строении Джумгальского сектора четко выделяются четыре крупных структурных элемента: автохтон, параавтохтон, зона меланжа, аллохтон (рис. 2, 3).

Автохтон сложен породами актойской, западно-сукской и караджоргинской свит, залегающих скорее всего на нижнепротерозойских метаморфических сланцах. Между породами актойской и западно-сукской свит наблюдаются латеральные переходы. Осадочные толщи смяты в линейные запрокинутые на СВ складки. Общий фон образуют небольшие складки с размахом крыльев до 200 м. На фоне мелкой складчатости выделяются более крупные синклинали и антиклинали с размахом крыльев до 500 м. В северной части сектора складки сла-

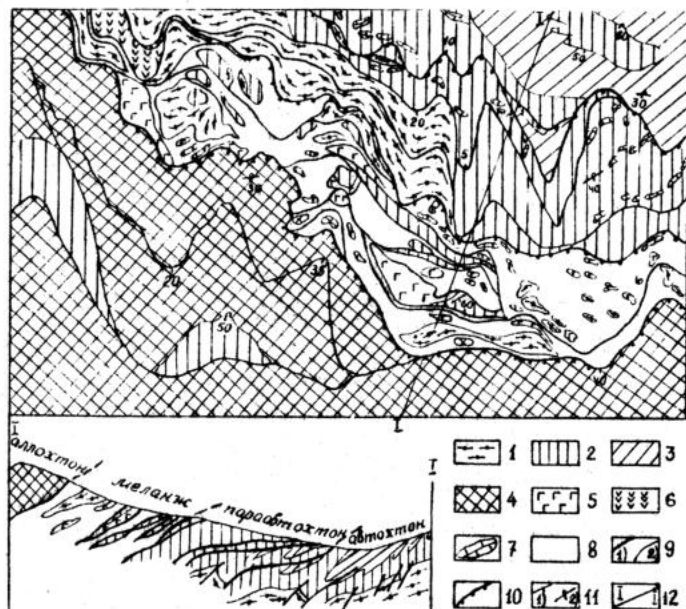


Рис. 3. Геологическая карта центральной части Джумгальского хребта. I - нижний протерозой, 2 - караджоргинская свита, 3 - актойская свита, 4 - ташкельская свита, 5 - габброиды, 6 - параллельные дайки габбро-диабазов, 7 - глыбы известняков, 8 - серпентиниты; 9 - геологические границы: I) тектонические, 2) стратиграфические; 10 - границы структурных элементов; II - элементы залегания: I) нормальные, 2) опрокинутые; 12 - линия разреза.

бо наклонены к северу, южнее наклон закономерно увеличивается и вблизи параавтохтона осевые плоскости наклонены к северу под углом около 30° .

Параавтохтон сложен породами актойской, караджоргинской свит и метаморфическими сланцами, мраморами и кварцитами нижнего протерозоя. Общая ширина его 1000–2400 м. Параавтохтон состоит из шести чешуй. В пределах отдельных чешуй отмечаются фрагменты опрокинутых к северу линейных складок. Наклоны осевых плоскостей складок и поверхностей сместителя надвигов совпадают и не превышают 10° , а иногда и горизонтальны. На отдельных участках надвиговые поверхности, разделяющие чешуи, "трассируются" узкими (1–20 м) полосами меланжированных серпентинитов (мономиктовый меланж). Фронтальная поверхность надвига, ограничивающая параавтохтон, характеризуется падением сместителя к юго-западу под углом $5-60^{\circ}$ (в среднем $10-15^{\circ}$). Падение сместителей надвигов, разделяющих отдельные чешуи – $0-50^{\circ}$. Отмечаются обратные, "ныряющие" падения под углом $5-10^{\circ}$. По сравнению с автохтоном изменяется состав осадочных толщ (рис.2). В караджоргинской свите вместо линз известняков и яшм, наряду с туфами, присутствуют лавы и лавобрекчии. Увеличивается мощность свиты. В составе актойской свиты увеличивается количество кремнистого материала, а мощность ее резко уменьшается.

Зона меланжа полимиктового состава прослеживается на протяжении всей полосы надвиговых дислокаций на расстоянии около 10 км при мощности от 300 до 800 м. На флангах она прорвана гранитоидами Джумгальского и Сусамырского массивов. Зона меланжа представляет собой развальцованные, обладающие конгломератовидной отдельностью серпентиниты и серпентинитовые сланцы, в которые погружены глыбы и линзовидные блоки осадочных пород караджоргинской и ташкельской свит, метаморфических сланцев и мраморов нижнего протерозоя, габброидов, пироксенитов, параллельных даек габбро-диабазов. Размеры блоков варьируют от первых метров до 1300 м в длину при мощности до 400 м. Кроме того, в мелких блоках отмечаются гранатовые амфиболиты, возможно, апозклогитовые, свидетельствующие об их "чуждом", глубинном происхождении. Наблюдается четкая ориентировка тектонических отторженцев параллельно надвиговым плоскостям, ограничивающим зону меланжа. Какой-либо зональности в их распределении не наблюдается, отмечается лишь пространственное тяготение туфов и сланцев ташкельской свиты к кровельным частям меланжевой зоны, т.е. к перекрывающему ее пакету чешуй, в строении которого они принимают участие. Количество "серпенти-

нитового цемента" составляет 10–60% и уменьшается в направлении фланговых участков. Зона меланжа полого ($30-50^{\circ}$) погружается в юго-западном направлении, что подтверждается данными гравиметрии – наблюдается затухающая в южном направлении от осевой части Джумгальского хребта положительная аномалия, прослеживаемая на протяжении около 15–17 км. Об изменениях в составе осадочных толщ судить трудно, поскольку в глыбах наблюдаются только их фрагменты. Так, в трех глыбах отмечено залегание лавобрекчии и лав спилитов караджоргинской свиты с маломощными элювиальными брекчиями в основании на слоистых габброидах.

Аллохтон состоит из пакета четырех последовательно надвинутых друг на друга чешуй, сложенных отложениями караджоргинской и ташкельской свит. В настоящей структуре отмечаются только опрокинутые залегания с падением на юг $20-70^{\circ}$ в трех нижних чешуях. Верхняя чешуя образована наклонными, опрокинутыми к северу складками. Падения плоскостей сместителя юго-западные под углами $20-70^{\circ}$ (в среднем $30-40^{\circ}$). Первые три чешуи маломощные (100–200 м), составляют фронтальную, сильно перемятую часть аллохтона. В четвертой чешуе имеются слабые разрывные нарушения. Складки в ее пределах более крупные, опрокинутые во фронтальной части и слабонаклонные к северу в 2–3 км южнее. Судя по данным гравиметрии, аллохтонное залегание четвертой чешуи прослеживается на 15–17 км к югу, т.е. до северной границы Макбало–Бурханского срединного массива. При переходе к аллохтону и в пределах самого аллохтона наблюдаются следующие изменения осадочных толщ.

В караджоргинской свите исчезают лавы и глыбы известняков и яшм, увеличивается количество терригенного материала и соответственно уменьшается количество туфового; мощность свиты увеличивается незначительно. Развита в параавтохтоне кремнистая актойская свита замещается тонкотерригенной с примесью кремнистого материала ташкельской свитой. Мощность этой части разреза заметно увеличивается.

Детальное исследование разрезов важнейших формационных типов пород, слагающих Джумгальский хребет, и выяснение их структурных взаимоотношений позволило авторам сделать выводы о тесной парагенетической связи серпентинитов, габбро, основных вулканитов, груботерригенных комплексов, кремнистых и флишвидных толщ. Кроме того, установлено широкое развитие надвиговых дислокаций и тесно

связанная с ними односторонняя вергентность складчатости в пределах Джумгалского сектора, что позволяет сделать вывод об одностороннем направлении сил, сформировавших настоящую структуру.

Весьма специфичным является двойственный характер заложения эвгеосинклинального разреза, что выражается в несогласном наложении конглобрекций, слагающих основание караджоргинской свиты, на размытую поверхность кристаллических сланцев макбальского комплекса. Последний относится к протерозойским типично платформенным формациям, т.е. принадлежит коре континентального типа. Установлено также залегание караджоргинской свиты на слоистых габброидах. В долине р.Актой среди габброидов отмечаются реликты несколько редуцированного комплекса параллельных даек габбро-диабазов.

Таким образом, все вышесказанное указывает на пространственную тесную ассоциацию гипербазитов, габбро, дайкового комплекса и сменяющих их вверх по разрезу базальтовидных и кремнистых толщ, образующих офиолитовый фундамент эвгеосинклинали. Характерные признаки - строение (в описываемом случае нарушенное) разреза офиолитов, эвкритовый состав габброидов, состав вулканитов (спилиты, диабазы, базальты), особенности метасоматоза в ультраосновных породах (родингиты) - позволяют классифицировать описанный тип офиолитов как принадлежащий вулканическому поднятию в рифтовой зоне [3]. Последний довод подтверждается весьма специфическим набором отложений, слагающих караджоргинскую свиту. Основные вулканиты, конгломераты, граувакки, известняки, кремни, их многократная перемежаемость, полифаціальность, присутствие в разрезе тектоно-гравитационных олистостромов, слагающих низы разреза свиты (известняков, цветных кремней, реже обломков лав) свидетельствуют о принадлежности данных образований к комплексу грабеновых фаций, т.е. к зоне рифта. Наличие дайкового "щит-комплекса" служит доказательством образования коры океанического типа в рифтовой зоне и, возможно, поддвига ее под континентальную кору. В то же время в условиях постоянных раздвиговых движений в осевой части рифта происходило локальное внутрiformационное шарьирование первого рода в толще отложений, охватывающих собственно караджоргинскую свиту в направлении от оси рифта. При этом происходило одновременное разрушение пород, слагающих фронтальные части конседиментационных надвигов и образование тектоно-гравитационных олистостромов. Последнее, в частности, объясняет совместное нахождение различных по составу олистолитов, например известняков и кремней с разновозрастными органическими остатками в матриксе

одного состава, в конгломератах или в кремнях, т.е. в фациально резко отличных условиях в пределах единого бассейна.

Следовательно, в среднекембрийское-раннеордовикское время на месте современного Джумгалского хребта образовался и развивался рифтоподобный эвгеосинклинальный прогиб. Прогиб зародился на нижнепротерозойском метаморфическом основании путем деструкции с дальнейшим растяжением и образованием в осевой части прогиба коры океанического типа. Этот процесс сопровождался отложением специфических эффузивно-олистостромово-кремнистых осадков.

В дальнейшем, в раннеордовикское время, прекращается расширение рифтовой зоны. На этой стадии отлагаются некомпенсированные кремнистые осадки (актойдская свита) в наиболее глубоководных областях рифта, фациально сменяющиеся в направлениях к континентальному склону флишидными, существенно вулканогенными формациями (ташкельская и западно-суекская свиты).

На следующем этапе развития расширение рифтовой зоны сменилось односторонним сжатием. На этом этапе сжатие приводит к одностороннему образованию опрокинутых к северу складок и крупных надвигов. Разрезы офиолитов выводятся на поверхность, нарушается целостная картина их стратиграфического строения, образуются зоны меланжа.

ЛИТЕРАТУРА

1. БИСКЭ Г.С., ВАНИНА Л.В., ВОЙТОВИЧ И.И., ЖУКОВ В.В., КОТЕЛЬНИКОВ В.И., ЯГОВКИН А.В. Протерозой нерасчлененный. - В кн.: Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Фрунзе: Илим, 1982, т. I.
2. ГЕСЬ М.Д. Нижнепалеозойские олистостромы в Присонкулье (Северный Тянь-Шань). ДАН СССР, 1980, т. 252, №4.
3. ДОБРЕЦОВ Н.А., МОЛДАВАНЦЕВ Ю.Е., КАЗАК А.П., ПОНОМАРЕВА Л.Г., САВЕЛЬЕВА Г.Н., САВЕЛЬЕВ А.А. Петрология и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна. М.: Наука, 1977.
4. КНАУФ В.И. Краткий очерк геологического строения Киргизии. - В кн.: Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Фрунзе: Илим, 1982, т. I.
5. КЛИШЕВИЧ В.Л., КЮРОЛЕВ В.Г. Ордовикская-силурийская системы. - Там же.

6. КОЛОСОВ П.Н., МАКСИМОВА Р.А., КОРОЛЕВ В.Г., КОНОВОД А.В. Находка растительных микроорганизмов нижнего кембрия в каракаттинской свите Северного Тянь-Шаня. - Изв. АН СССР, сер. геол. 1983, №3.

7. КОРОЛЕВ В.Г. Позднекембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними осадочные полезные ископаемые. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1961, т. III.

8. КОРОЛЕВ В.Г. Докембрий. - В кн.: Геология СССР, т. XXV, кн. I, М.: Недра, 1972.

9. КОРОЛЕВ В.Г., МИСЮС П.П. Ордовикская система. - В кн.: Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии, т. I. Фрунзе: Илим, 1982.

10. КРИВОЛУЦКАЯ В.Н., КОРОЛЕВ В.Г. Кембрийская вулканогенно-осадочная толща в хребте Терской Ала-Тоо. - Изв. АН Кирг. ССР, сер. естеств. и техн. наук, т. II, вып. 6, 1960.

11. ЛЕОНОВ М.Г. Олигостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981.

В.А. Грищенко, М.Б. Зима, В.Г. Королёв

ГРАПТОЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО ОРДОВИКА В ВЕРХОВЬЯХ РЕКИ ЧОН-КЕМИН (СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

В хребтах Кунгей- и Заилийский Алатау прослеживается сравнительно узкая полоса развития верхнепротерозойских и нижнепалеозойских отложений. Наиболее полные их разрезы описаны в долинах рек Чон-Кемин и Чилик [12, II, 5]. Стратиграфия толщ, слагающих Чилико-Кеминскую зону и ее обрамление, до сих пор разработана недостаточно. Лишь в середине 60-х годов появились доказательства широкого развития ордовика в составе отложений, заполняющих западную часть Чилико-Кеминского геосинклинального трога. В долине р. Чон-Кемин выделяются два типа разрезов нижнего палеозоя [3]. Северный разрез пока изучен не очень хорошо, в нем много спорного. Южный имеет очень четкую последовательность. Предыдущими исследователями [3] в нем выделены чолпон-атинская свита терригенных пород верхнего рифея, долон-атинская свита карбонатных пород кембрия - нижнего ордовика, сланцевые и карбонатно-терригенные толщи аренига, лланвирна и лландейло.

В 1971-1972 гг. авторами данной статьи получены новые данные, позволяющие существенно уточнить представления о возрасте нижних толщ ордовикского разреза на левобережье р. Чон-Кемин. Литостратиграфические подразделения, выделенные здесь в свое время А.Б. Бакировым и К. Нурманбетовым [3], нами сохраняются (рисунок).

1. Чолпон-атинская свита внизу ограничена поверхностью надвига на сильно измененные основные эффузивы (или кембрийские, или позднеордовикские). Внутреннее строение свиты изучено плохо.

В.А. Грищенко выделяет следующие три толщи в составе чолпон-атинской свиты:

1. Переслаивание темно-серых с зеленоватыми, буроватыми оттенками алевролитов, песчаников, сланцев. Внизу - прослой конгломератов, известняков, порфиритов - 650 м.

2. Серые с коричневатым и зеленоватым оттенком массивные грубозернистые песчаники - 250-400 м.

3. Зеленые с прослоями красноватых алевролитов, песчаников, сланцев, прослой кремнистых пород - 450 м.

Рисунок. Стратиграфическая колонка ордовикских отложений на левобережье р. Чон-Кемин. 1. Чолпон-атинская свита - тремадок. 2. Долон-атинская свита - тремадок - нижний арениг. 3. Толща граптолитовых сланцев - верхний арениг. 4. Терригенно-карбонатная толща - нижний лланвирн. 5. Ритмично-слоистая терригенная толща - лланвирн. 6. Койсуйская свита - номера слоев соответствуют тексту.

№№ толщ	№№ паков	Литология	Мощность	Находки граптолитов	Индекс на таблице
6		▼▼▼▼▼	400-500		
5		○	16,0	●	III ₆
		○	16,4		
		○	15,5		
4	4	▬	30,0		III ₆
	3	▬	15,0		
	2	▬	60,0	●	
	1	▬	35,0	●	
		▬	50,0		
		▬	15,0		
3	6	▬	15,0		II ₃
	5	▬	20,0	●	
	3-4	▬	26,0		
	1-2	▬	21,0	●	
2		▬	10-26		
		▬	30-90		
1		○	25-30		I ₁
	12	▬	14,0		
	11	▬	23,0		
	10	▬	25,0		
	8-9	▬	15,0		
	7	▬	19,0		
	5-6	▬	17,5	●	
	4	▬	35,0	●	
	3	▬	32,5		
	2	▬	28,0		
1	▬	34,0			

Общая видимая мощность чолпон-атинской свиты около 1500 м. Р.А.Максумова в 1972 г., изучив разрез по долине р.Чолпон-Ата (Сев.), подразделила верхнюю часть чолпон-атинской свиты на следующие пачки:

I. Розовые и зеленые, до почти белых ритмично чередующиеся вулканомиктовые песчаники и алевролиты - 80-100 м. Мощность ритмов от 0,2-0,3 до 2-5 м. В основании ритмов залегают более грубозернистые породы, затем полосчатые алевролиты, аргиллиты, а в кровле - полосчатые кремнистые туффиты.

2. Пласты песчаников (от тонкослоистых до гравелитов) чередуются с пачками темно-серых алевролитов - 70-90 м.

3. Флишеподобное чередование серых песчаников и аргиллитов по 0,1-0,5 м - 50-70 м, до 200 м. Встречаются остатки беззамковых брахиопод и раннеордовикских граптолитов.

4. Вишнево-красные алевролиты и песчаники мощностью в 30-50 м. Красноцветная пачка с угловым несогласием перекрывается базальными конгломератами долон-атинской свиты.

Мощность описываемой свиты не менее 1500 м.

В целом для чолпон-атинской свиты, по Р.А.Максумовой, характерны ритмичное переслаивание, наличие тонкой линейной, косой и волнистой слоистости, оползневые текстуры и трещины взламывания и усыхания, гиероглифы, внутренние размывы и перемычки, знаки ряби, течений, следы ползания илоедов, пестрота окраски.

Породы свиты существенно вулканомиктовые. Среди обломков, преимущественно плохо окатанных, наряду с преобладающими кварцем, плагиоклазом и калишпатом, присутствуют основные и средние эффузивы, различные кварциты, хлоритовые, кремнистые, графитистые и кварцитовые сланцы с примесью обломочных метаморфических минералов: слюды, амфиболитов, эпидота, скаполита, гранатов.

В урочище Кызыл-Баш-Ат, в междуречье Долон-Ата - Западная Аксу (сев.склон Кунгей Алатау) в верхней части чолпон-атинской свиты М.Б.Зима обнаружил остатки раннетремадокских граптолитов и беззамковых брахиопод. Разрез здесь таков (по В.А.Грищенко):

I. Зеленовато-серые, зеленые от тонкозернистых до крупнозернистых вулканомиктовые песчаники с маломощными прослоями алевролитов - 36 м.

2. Переслаивание (1-1,5 до 3,0 м) темно-зеленых, бурых и вишневых от мелко- до крупнозернистых полимиктовых песчаников с прослоями темно-зеленых и вишневых полосчатых алевролитов - 28 м.

3. Темно-бурные крупнозернистые массивные песчаники с прослоями мелкозернистых и зеленых разностей - 32,5 м.

4. Темно-зеленые, зеленые от мелко- до крупнозернистых полимиктовые песчаники с прослоями через 0,5-2,0 м темно-зеленых алевролитовых, известковистых и вишневых полосчатых (по 1-15 см) алевро-глинистых сланцев - 35 м.

5. Темно-бурные с прослоями зеленых тонко-, мелко- и крупнозернистые песчаники, алевролиты пластами от 0,1 до 10 м - 14 м.

6. Темно-зеленые тонкослоистые мелкозернистые песчаники и алевролиты - 35 м.

7. Серовато-бурные, темно-бурные средне- и крупнозернистые, редко тонко-, мелко- и грубозернистые песчаники с прослоями вишневых алевролитов 0,1-1,0 м, редко до 2,5 м - 19 м.

8. Серо-зеленые тонко- и мелкозернистые песчаники, алевролиты и алевроитовые сланцы - 5 м.

9. Аналог слоя 7 - 10 м.

10. Переслаивание по 0,2-1,0 м бурых от мелко- до крупнозернистых песчаников и серо-зеленых, а также темно-зеленых тонко- и мелкозернистых песчаников - 25 м.

II. Красно-бурные, бурные массивные и тонкослоистые от тонкозернистых до крупнозернистых полимиктовые песчаники, иногда с косой слоистостью, со струями грубозернистых песчаников и гравелитов - 23 м.

12. Светло-серые массивные порфириты - 14 м.

В слоях 4-6 М.Б.Зима нашел и определил остатки граптолитов из рода *Aletograptus* (на таблице), а в слоях 7-9 - беззамковых. Граптолиты этого рода были установлены А.М.Обутом и Р.Ф.Соболевской [18] на Таймыре совместно с *Triograptus canadensis* Bulman. В разрезе самых низов ордовика Южного Казахстана, в горах Кендиктас, род *Aletograptus* находится вместе с *Dictyonema cf. sociale* (Salter), *Staurograptus dichotomus* Emmons, *Anisograptus richardsoni* Bulman [4] на таблице. Повсеместно род *Aletograptus* характеризует тремадок, скорее всего нижний. Таким образом, верхняя часть чолпон-атинской свиты несомненно имеет тремадокский возраст. Это подтверждается находками М.Б.Зимой в слоях 7-9 остатков беззамковых брахиопод *Obolus* sp., характерных, по заключению П.П.Мисюса, для паперортского горизонта нижнего тремадока Прибалтики.

Нижняя возрастная граница чолпон-атинской свиты неопределенна. Как показывают сопоставления разрезов Тянь-Шаня и Централь-

ного Казахстана, вероятно, что низы чолпон-атинской свиты охватывают верхнюю часть кембрия.

2. Долон-атинская свита, как показано ранее [3], залегает резко несогласно по поверхности размыва на чолпон-атинской. Она имеет двухчленное строение. В основании залегают серые и буровато-серые средне- и крупногалечные конгломераты, иногда красноватые. В них наблюдаются, особенно в кровле, прослой аркозовых грубозернистых песчаников и гравелитов. В составе гальки - средние и основные эффузивы, в том числе мадельштейны, их туфы, яшмы, кварциты, кварц, "чолпон-атинские" песчаники и сланцы, известняки, полевые шпаты. Мощность конгломератов 25-30 м.

Верхняя часть свиты слагается внизу серыми комковатыми водорослевыми известняками, местами с кремнистыми стяжениями, а сверху - органогенно-обломочными (иногда ракушечными) глинистыми известняками. Мощность колеблется от 40 до 110 м.

В нижней половине карбонатной толщи среди водорослей А.Г.Вологдин определил большое количество эпифитенов кембрийского, по его мнению, облика и среди них *Epiphyton carptum* Korde, *E. mirabile* Korde, *E. vulgare* Korde (сборы А.Б.Бакирова). Этот исследователь высказался за атдабанский возраст эпифитеновой флоры. На этом основании А.Б.Бакиров считал возраст нижней половины долон-атинской свиты раннекембрийским и соответственно подстилающую и отделенную угловым несогласием чолпон-атинскую свиту - позднеретрозойской.

К.Б.Корде пересмотрела эту коллекцию, а также изучила собранную А.Б.Бакировым позднее. Она подтвердила широкое распространение в долон-атинской свите эпифитенов, но из-за недостаточной хорошей сохранности затруднилась определить их видовую принадлежность. Наряду с *Epiphyton* она обнаружила остатки *Nuia* sp., которая характерна для усть-кутской свиты нижнего ордовика Сибирской платформы (усть-кутский ярус сопоставляется с тремадоком в целом [17]). З.А.Журавлева в образцах, переданных ей для изучения микрофитолитов, выявила *Nuia sibirica* Maslov. Таким образом, долон-атинская свита не может быть кембрийской по возрасту как по составу встречающихся в ней органических остатков, так и по несогласному залеганию на свите, содержащей вверху остатки тремадокских граптолитов и беззамковок. Следует отметить, что некоторые расхождения во мнениях палеонтологов относительно возраста весьма вероятно вызваны тем, что водорослевые остатки полностью или частично находятся в перестроенном состоянии.

В верхних слоях долон-атинской свиты брахиоподовые ракушки состоят из остатков раковин *Taffia* sp. и *Orthis* sp., которые, по заключению П.И.Мисюса, характеризуют верхнюю половину нижнего ордовика.

Следовательно, долон-атинская свита в целом относится к нижнему ордовика, но ее нижняя граница в пределах этого отдела пока что неопределенна. Судя по наличию усть-кутских водорослей, она может опускаться в тремадок. Верхняя же граница не может быть поднята выше середины аренига, ибо в вышележащих граптолитовых сланцах содержится богатый комплекс позднеаренигских форм.

3. Толща граптолитовых сланцев согласно сменяет карбонатную. Для нее характерно переслаивание серых и темно-серых глинистых, алевроито-глинистых и алевролитовых сланцев с тонкозернистыми песчаниками. Мощность достигает 200 м.

Уже в самых нижних слоях встречаются остатки граптолитов *Isograptus* sp. и *Didymograptus* sp. [3]. В 30-40 м выше М.Б.Зима обнаружил богатый комплекс позднеаренигских граптолитов. Разрез этой части, по В.А.Грищенко, таков. Выше глинистых органогенно-обломочных известняков в урочище Кызыл-Баш-Ат залегают:

1. Черные и темно-серые алевролиты и сланцы с граптолитами *Isograptus* sp. indet. - 16 м.
2. Зеленовато-серые алевроито-глинистые сланцы - 5 м.
3. Темно-серые и черные тонкослоистые плитчатые алевролиты и сланцы - 22 м.
4. Согласная дайка темно-серых андезитовых порфиритов - 4 м.
5. Черные и темно-серые мелко- и тонкослоистые плитчатые алевролиты с многочисленными остатками граптолитов и с маломощными (до 5 см) прослоями тонкозернистых песчаников и сланцев - 20 м.
6. Переслаивание черных, темно-серых алевролитов и светло-серых, а также буровато-серых мелко-, средне- и крупнозернистых песчаников - 15 м.

Состав граптолитового комплекса из слоя 5 включает следующие формы (сборы и определения М.Б.Зимы - на таблице II₂): *Tetragraptus serrata* Brong., *T. quadribrachiatum* Hall, *Tristichograptus ensiformis* (Hall), *Acrograptus acutidens* (Larw.), *A. gracilis* (Tönnqw.), *Isograptus caduceus* Harris, *I. divergens* (Harris), *Dichograptus octobrachiatum* Hall.

Таким образом, позднеаренигский возраст основной части толщи граптолитовых сланцев не может вызывать сомнений.

4. Терригенно-карбонатная толща, по-видимому, залегает с разрывом на нижележащей. В ее основании выделяется [3] песчаниковая пачка с линзами (до 8 м мощности) крупногалечных до глыбовых известняковых конгломератов, сменяющихся кверху средне- и мелкозернистыми песчаниками массивного сложения. Выше наблюдается переслаивание пачек известняков, известковистых алевролитов, известковистых песчаников. Мощность толщи доходит до 190 м. Разрез ее выше базальной конгломерато-песчаниковой пачки (до 50 м мощности), по В.А.Гриценко, характеризуется такой последовательностью:

1. Серые и зеленовато-серые песчанистые известняки с прослоями серых и темно-серых средне- и крупнозернистых песчаников - 35 м. В 17 м от подошвы М.Б.Зима описал богатый комплекс раннелланвирских граптолитов.

2. Черные и темно-серые алевролиты с многочисленными прослоями мелко- и тонкозернистых песчаников, известняков и глинистых известняков - 60 м. В этой пачке также многочисленны остатки граптолитов раннего лланвирна.

3. Серые тонкослоистые известняки и глинистые известняки - 15 м.

4. Светло-серые известняки с примесью туфогенного материала и кремней, а также туфы с линзами известняков - 30 м.

Граптолиты из пачек 1 и 2, собранные и определенные М.Б.Зимой, представлены следующими формами (таблица - III₆): *Dendrograptus* sp., *Ptilograptus cf. delicatulus* Rued., *Dichograptus octobrachiatus* Hall, *Phyllograptus anna* Hall, *Ph. ilicifolius* Hall, *Cardiograptus crawfordi* Harris, *Tristichograptus ensiformis* (Hall), *Expansograptus robustus* (Ekström), *Holmograptus spinosus* (Rued.), *H. nodosus* (Harris), *Acrograptus leptograptoides* (Monsen), *A. linealis* (Няй), *Isograptus ex gr. caduceus* (Harris), *Pseudoclimacograptus scharenbergi* (Lapw.), *Ps. romanovskyi* Keller, *Diplograptus crassitestus* Rued., *Amplexograptus maxwelli* Decker, *Cryptograptus minimus* Rued., *Glossograptus hincksii* Нопк.

Комплекс граптолитов состоит из смешения скандинавских, североамериканских, австралийских и китайских форм и очень близок по своему составу раннелланвирскому комплексу из копалинского горизонта Чу-Илийских гор [7].

Совместно с граптолитами встречаются остатки трилобитов, собранных А.Б.Бакриным [3] и определенных М.К.Аполлоновым как *Bathyuriscops* sp., *Lonchodomas rostratus* Angelin, *Lisogorites* ko-

КОРРЕЛЯЦИЯ НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО ОРДОВИКА БАССЕЙНА Р. ЧОН-КЕМИН,
КЕНДЫКТАСА, ЧУ-ИЛИЙСКИХ ГОР И ЗАПАДА КИРГИЗСКОГО ХРЕБТА

Таблица

Общая шкала		Региональная шкала Казахстана И.Ф.Никитин, [16]		р. Чон-Кемин		Горы Кендыктас		Чу-Илийские горы, Бетпак-Дала			Киргизский хр.	
				левобережье	правобережье	р. Агалатас	р. Ргайты	Конур-Тюлькули	г. Байгара	Кипчакбай	Кызыл-Кайнар	
Отдел	Ярус	Горизонт	Зона	А.Б.Бакиров [3], дополнения авторов		Б.М.Келлер, Т.Б.Рукавишникова [9]	Т.Б.Рукавишникова, Б.А.Салин [21]	А.А.Недовизин [15]	Л.М.Палец [19]	Б.М.Келлер, И.Ф.Никитин [16]	М.Б.Зима [6]	
Средний		Перекрывающие толщи		Койсуйская св. - вулканиты		Кескентас-ская св. - порфириты	Ргайтин-ская св. - порфириты	Порфириты	Пестро-цветная св.	Савидская св. - порфириты	Пестроцвет-ная толща	
	Лланвирн-ский	Анрахайский	<i>C. macoris</i>	Толща пес-чаников и конгломе-ратов	Таранчи-булак-ская св.	Шербактин-ская св.	Шербактин-ская св.	Шербактин-ская св.	Караталь-ская св.	Каракан-ская св.	Кепташская св.	
		Копалинский	<i>D. bifidus</i>	Терригенно-карбонат-ная толща Ш ₆								Ш ₇
Нижний	Аренитский	Когашинский	<i>D. hirundo</i>	Толща грап-толитовых сланцев П ₃	Алмаатин-ская св.	Курдайская св.	?	Акмаль-ская св.	Акмаль-ская св.	?	П ₁₀	П ₅
		Рахметовский	<i>T. approxi-matus</i>	Долонати-нская св.				Акмаль-ская св.				
	Тремадок-ский	Олентинский	<i>Anisograp-tus-Bryo-graptus</i>			Агалатас-ская св.	Кендыктас-ская св.	?	И ₂	Джамбуль-ская св.	Тумсай-ская св.	
		Сатпацкий	<i>D. flabel-liforme</i>	Чолпон-атинская св. ? - I ₁	Талгар-ская св.							
		Подстилающие толщи						PR				

rolevi sp.nov., *Bunastides betpakensis* Weber, *Mileus* cf. *tengriensis* Weber, свойственные караганскому горизонту лланвирна [16]. Очевидно, что трилобитовая фауна требует внимательного изучения.

Вышележащие отложения нами не изучались. По данным А.Б.Бакирова и К.Нурманбетова [3], на терригенно-карбонатной толще залегает ритмично построенная толща. В основании каждого из ритмов залегают известняковые конгломераты мощностью от 5 до 16 м, а в верхней части — переслаивающиеся известковистые песчаники и глинисто-алевроитовые сланцы. Песчаники содержат остатки тех же трилобитов, что и в подстилающей толще, а также плохой сохранности остатки граптолитов, среди которых М.Б.Зима определил *Amplexograptus* sp. indet., *Diplograptus* (s.l.) sp. indet., *Phyllograptus* sp., *Azigraptus* (?) sp. indet. Возраст — лланвирнский. Выше с размывом на разных горизонтах залегает вулканогенная койсуйская свита.

С о п о с т а в л е н и я . Как уже говорилось, в северной части Чилико-Кеминской структурно-формационной зоны развит иной тип разреза ордовика, чем описанный выше. Сопоставление северокеминского разреза ордовика с кжнокеминскими было произведено ранее [3]. Сильная дислоцированность нарушает первичную последовательность толщ, развитых на правобережье долины р.Чон-Кемин, а отсутствие граптолитовых остатков делает корреляцию не вполне корректной. Особенно неясно строение нижних частей разреза. Так, на правобережье р.Чон-Кемин развита пестроцветная свита, названная А.Б.Бакировым талгарской и отнесенная им к нижнему карбону. Она состоит из светло-серых аркозовых песчаников с косой, волнистой, линейной слоистостью, лилово-серых алевроитовых и алевроитоглинистых сланцев с очень редкими прослоями водорослевых известняков. В целом она напоминает чолпон-атинскую свиту и содержит желваки колоний водорослей *Actinophycus obrutshevi* Korde, *A. gamosus* Vologdin, *Galinia* sp., найденных в 1961 г. В.Г.Королевым, А.Б.Бакировым и В.В.Киселевым. По заключению А.Г.Вологодина и Л.Г.Вороновой, определявших ископаемые остатки водорослей, эти формы известны в Сибири из самых верхов верхнего кембрия, но массово встречаются в самых низах нижнего ордовика, в усть-кутской свите. Это, по-видимому, позволяет сопоставлять талгарскую свиту с чолпон-атинской.

Более высокая часть нижнего ордовика в северокеминском типе разреза представлена алма-атинской свитой туфогенных алевролитов и песчаников мощностью до 1300 м, выделенной В.Н.Охотниковым. От-

ношения с талгарской свитой повсеместно тектонические. В алма-атинской свите И.Л.Захаровым найдены *Megalazpis saltensis* (Kauver), а другими исследователями - *Protoperliomerga* sp. [3], свидетельствующие о том, что свита в основной своей части является раннеордовикской, но не древнее позднего тремадока. В пользу этого свидетельствует то, что *Protoperliomerga* распространен в алгаинском горизонте Алтае-Саянской области [20] и в усть-кутском горизонте тремадока Сибири [17], а род *Megalazpis* в основном характеризует аренигский ярус, но поднимается и в лланвири. Это дает основание сопоставить алма-атинскую свиту с долон-атинской свитой и какой-то частью, видимо значительной, перекрывающих ее отложений.

Залегающая на алма-атинской таранчибулакская свита туфоконгломератов, агломератовых туфов андезитовых и дацитовых порфири-тов, также выделенная Б.Н.Охотниковым, судя по остаткам *Isotelus romanovskii* Web. (сборы и определения В.И.Гончаровой), вряд ли моложе раннего карадока и ее сопоставление с койсуйской свитой южнокемнинского разреза, сделанное А.Б.Бакировым, вероятно.

Большой интерес представляют сопоставления южнокемнинского разреза низов ордовика с разрезами в Северном Тянь-Шане и Южном Казахстане, которые содержат остатки раннеордовикских и лланвири-ских граптолитов.

Ближайшим из них является разрез по долине р.Агалатас в Кендыктасских горах (таблица). Он детально изучен и описан Б.М.Келлером и Т.Б.Рукавишниковой [9], К.А.Лисогор [13]. Дополнительный материал изложен в статье А.Бакирова, М.Б.Зимы и др. [4]. Находки остатков граптолитов *Aletograptus* sp. indet., *Anisograptus richardsoni* Bulman, *Staurograptus dichotomus* Emmons, *Dictyonema* cf. *rosale* (Salter) (таблица - I) позволяют сопоставить кендыктасскую свиту с верхней частью чолпон-атинской и относить их к нижнему тремадоку. Прямые аналоги агалатасской (верхний тремадок) и курдайской (нижний арениг) свит в разрезах левобережья р.Чон-Кемин достоверно не доказаны, т.к. нижняя часть долон-атинской свиты, которая могла бы с ними сопоставляться, в палеонтологическом отношении не изучена. В том случае, если *Miaia sibirica* Maslov из нижней половины карбонатной толщи долон-атинской свиты является не переотложенной, следует считать вероятной близкую одновозрастность базальных конгломератов агалатасской свиты и соответствующих образований долон-атинской. Аналогов верхней части последней, всей толщи граптолитовых сланцев и терригенно-карбонатной толщи в Агалатасском прогибе не обнаружено. Она, вероятно,

размыта перед отложением кескентасской свиты основных и средних вулканитов, имеющей в базальной части толщу красноцветных конгломератов и песчаников.

Но непосредственно к северу от Агалатасского прогиба, в долине р.Ргайты, сохранились от размыва аналоги наддолонатинских отложений. Они представлены здесь шербактинской свитой, которая, по данным Т.Б.Рукавишниковой и Е.А.Салина [21], содержит остатки позднеаренигских-раннелланвири-ских граптолитов, а в кровле - караганские *Bathyuriscops* cf. *granulatus* (Weber).

Отложения с граптолитами верхнего аренига - нижнего лланвири широко распространены по обрамлению Джалаир-Найманского прогиба, в зоне его сочленения с срединными массивами. Строение разреза напоминает южнокемнинский тип, равно как тектоническая позиция в отношении каледонских стабильных массивов.

Так, в верховьях р.Тюлькули и по р.Конур, по А.А.Недовизину [15] так называемая "акжальская свита", несогласно залегающая на докембрийском гнейсовом основании, имеет двухчленное строение. В нижней части располагаются базальные конгломераты и гравелиты, сменяются толщей известняков, содержащих остатки гастропод и криноидей. Эта толща может быть сопоставлена с долон-атинской свитой. Вышележащая толща переслаивающихся известковистых песчаников и алевролитов, по Д.Т.Чаю, содержит остатки позднеаренигских граптолитов (*Dichograptus octobrachiatus* Hall, *D. separatus* Elles et Wood, *Tetragraptus aff. quadribrachiatus* (Hall), *Didymograptus* cf. *hirundo* Salt., *Expansograptus suecicus* Tullb., *Isograptus* ex gr. *gibberulus* (Nich.), *Trigonograptus ensiformis* (Hall), свойственных, по Б.М.Келлеру, когашикскому горизонту. Это несомненный аналог толщи граптолитовых сланцев р.Чон-Кемин. Вверху по долине р.Тюлькули располагается толща туфов и лав андезитовых порфири-тов, напоминающая койсуйскую и кескентасскую свиты.

В долине р.Копалы-Сай в нижней части ордовикского разреза также выходят известняки, основание которых срезано разломом. Они именуются Б.М.Келлером [7] акжальскими и сопоставляются с агалатасскими. Но более вероятно их сравнение с долон-атинскими карбонатными породами. Скучные остатки трилобитов и брахиопод не позволяют уточнить возрастное положение этой толщи. Выше с размывом залегают копалынская свита, начинающаяся конгломератами, кверху сменяющимися песчано-алевролитовой толщей, в кровле которой содержатся крупные линзы комковатых известняков. По составу граптолитовой и трилобитовой фауны вполне вероятно сопоставление ко-

палинской свиты и терригенно-карбонатной толщи р. Чон-Кемин. Аналогии толщи граптолитовых сланцев верхнего аренига в районе р. Копалы-Сай выпадают вследствие "предкопалинского" размыва. Возможно так же сравнение толщи песчаников и конгломератов Чон-Кемина с "караканским горизонтом" Копалы-Сая, но фаунистических данных для этого недостаточно. Сходны лишь трилобитовые сообщества, сопоставимые с зоной *Bathyuriscops granulatus* - *Bumastides betpakensis* схемы М.К. Аполлонова [1]. Но они таковы же и в толще с раннелланвирскими граптолитами.

В юго-восточной части гор Джамбул "акжальская" свита несогласно залегает на "джамбульской" свите [15]. Верхняя часть последней сложена маломощной толщей кремнистых пород, вероятно, отделенной скрытым несогласием от основной части свиты. Судя по находкам остатков беззамковых брахиопод, сделанных Б.А. Салиным, Э.С. Кичманом и др., а также по литологическому составу, эта толща является аналогом бурубайталской свиты или ее части и должна, как и последняя, относиться к кембрию - нижнему ордовика. "Акжальская" свита, сложенная внизу известняками (около 100 м), а вверху алевролитами (30 м), содержит остатки трилобитов, свойственных копалинско-караканскому уровню. Таким образом, "акжальские" известняки в горах Джамбул и "акжальские" известняки в юго-восточной части Чу-Илийских гор разновозрастны. В горах Джамбул они по составу остатков идентичны терригенно-карбонатной толще и толще песчаников и конгломератов в долине р. Чон-Кемин. Так же, как последние, они перекрываются толщей туфов и лав андезито-базальтового состава, напоминающей по составу и положению койсуйскую и кескентасскую свиты.

Северо-западнее, в районе горы Байгара, описываемые под тем же названием "акжальской" свиты известняки также залегают несогласно на джамбульской свите, но характеризуются аренигской фауной трилобитов, что позволяет сравнивать их в общем виде с долон-атинской свитой. По межформационному разлому (?), вероятно, осложняющему первично трансгрессивный контакт, известняки перекрываются так называемой каратальской свитой зеленых и бурых песчаников, алевролитов и аргиллитов, включающих пачки туфов кисло-средних эффузивов [19]. Каратальская свита в своей средней части содержит остатки граптолитов *Didymograptus nanus* Lapw., *Phyllograptus tyrus* Hall, *Ph. densus* Törnq., *Tetragraptus similis* (Hall), *T. bigsbyi* (Hall), *Isograptus* sp., *Goniograptus thureaui* McCoy (сборы и определения Д.Т. Чае, таблица - II-III₃). Приведенный комплекс скорее свидетельствует о позднеаренигском возрасте средней части кара-

тальской свиты, нежели о лланвирском, как полагал И.Ф. Никитин [16]. Гониограрты такого облика характеризуют средне-верхнеаренигскую толщу бендигония, а остальные рода, хотя и переходят в лланвир, но шире распространены в позднем арениге, в то время как ни одного типично лланвирского рода или вида в каратальской свите не встречено. Свита в целом может отвечать толще граптолитовых сланцев Чон-Кемина и предположительно перекрывающим ее толщам до подошвы койсуйской свиты. Пестроцветная свита, несогласно перекрывающая каратальскую, содержит остатки среднеордовикских брахиопод [16].

Несомненный интерес представляет сравнение с разрезом из района могильника Кипчак-Бай, где В.Н. Вебером был выделен стратотип караканской свиты. Подробное описание этого разреза имеется в работе Б.М. Келлера [8]. Оно прокорректировано И.Ф. Никитиным [16] и прокомментировано М.К. Аполлоновым [2]. Основание разреза скрыто под наносами. Кушекинская свита, начинающаяся аркозовыми песчаниками, сложена в основном кремнистыми алевролитами, а также яшмами. В средней части обычно находки позднеаренигских граптолитов (когашикский горизонт Б.М. Келлера), а в верхней - раннелланвирских (копалинский горизонт). В кремнистую толщу вклиниваются караканские известняки с фауной трилобитов и брахиопод того же состава, что в терригенно-карбонатной толще и в толще песчаников и конгломератов Чон-Кемина. Как в районе Кипчак-Бая, так и в районе Чон-Кемина караканская ракушняковая фауна заключена в толщах с раннелланвирскими граптолитами. Наши данные лишь подтверждают мнение, высказанное М.К. Аполлоновым о том, что караканские известняки стратотипа попадают на тот же уровень, что и копалинский горизонт Чу-Илийских гор. Но в Чу-Илийских горах караканская ракушняковая фауна замещает и более молодые граптолитовые слои вплоть до нижнего лландейло с типичной граптолитовой фауной зоны *Glyptograptus teretiusculus* [7].

И, наконец, сравнение с разрезами ордовика в западной части Киргизского хребта, где также нами исследовались граптолитовые фауны ордовика. Они заполняют так называемый Кепташский прогиб, расположенный между Макбальским поднятием на юге и Аспаринским на севере. На южном крыле прогиба, по-видимому, несогласно на карбонатно-кремнистой толще, содержащей остатки трилобитов низов верхнего кембрия - зоны *Arheleavis* вверху [22], залегает тупксайская свита пестроокрашенных вулканомиктовых песчаников, выделенных В.В. Киселевым и В.Г. Королевым [10]. Мощность ее - до 2000 м. Нижняя

часть должна относиться к верхам верхнего кембрия, судя по находкам остатков брахиопод *Billingsella*. Верхняя же часть характеризуется присутствием тремадокских трилобитов *Leiaagnostus ovalis* Lis., *Geragnostus ternarius* Lis., *Shumardia insuata* Lis., *Amzaskiella minima* Lis. К.А.Лисогор [14], изучавшая фауну, пришла к заключению о раннетремадокском возрасте комплекса. Однако, по данным Э.Е.Петруниной [20], те же рода трилобитов встречаются во второй зоне алгаинского горизонта верхнего тремадока. Вероятно, тужсайская свита соответствует как чолпон-атинской и кандыктасской свитам, так и агалатасской, или какой-то ее части.

Залегающая с размывом на разных толщах кембрия и ордовика кепташская свита, выделенная А.В.Григорьевым и др., начинается конгломератами и гравелитами, но в основном сложена песчаниками и алевролитами. Наряду с ракушничковыми фациями в ней распространены и граптолитовые сланцы. Особенно подробно изучен разрез по саю Кызыл-Кайнар на северном склоне Киргизского хребта. Здесь в верхней половине кепташской свиты, в трехсотметровой толще сланцев М.Б.Зима собрал и изучил остатки граптолитов, образующие два четко обособленных комплекса.

Нижний комплекс (II₅ на таблице) характеризуется как позднеаренигский и включает *Tetragraptus serra* Brong., *T.bigbyi* Hall, *Phyllograptus angustifolius* Hall, *Ph. anna* Hall, *Ph. ilicifolius* Hall, *Cardiograptus crawfordi* Harris, *Tristichograptus ensiformis* (Hall), *Expansograptus hirundo* (Salter), *E.decens* (Törnqw.), *E.robustus* (Ekström), *E.suecicus* (Tullberg), *E.aff.grandis* (Monsen), *Acrograptus acutidens* (Lapworth), *A.gracilis* (Törnqw.), *A.dilatans* (Hall, T.S.), *Isograptus manubriatus* Harris, *I.divergens* (Harris), *I.gibberulus* (Nicholson), *I.victoriae* (Harris), *I.maxima* (Harris), *I.walcottorum* Ruedemann, *I.furcula* Rued., *I.maximo-divergens* (Harris), *I.schrenki* Obut et Sobolevskaja, *Azygograptus cf. coelebs* *Corymbograptus aff. V-fragosus* Obut et Sobolevskaja.

В составе верхнего комплекса распространены формы, обычные в нижнем лланвирне (III₆): *Ptilograptus sp.indet.*, *Expansograptus sp.indet.*, *Acrograptus acutidens* (Lapw.), *Glyptograptus austrodentatus* Harris et Keble, *Amplexograptus maxwelli* Decker, *Cryptograptus sp.*, *Glossograptus hincksi* Hopkinson, *G.armatus* (Nichols.), *Hallograptus etheridgei* (Harris), *H.echinatus* (Ruedemann), *H.major* (Rued.).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что основная часть кепташской свиты является позднеаренигской – раннелланвирнской. Достаточно вероятным является ее сопоставление с долон-атинской свитой и перекрывающими ее толщами вплоть до подошвы койсуйской свиты. Аналогом последней может быть баркольская эффузивная свита и подстилающая ее джаргартская свита красноцветных конгломератов, залегающая резко несогласно на кепташской [10].

На основании изложенного выше авторы делают следующие выводы:

1. На левобережье р.Чон-Кемин в едином, но прерывистом разрезе выделяются три граптолитовых комплекса: тремадокский, позднеаренигский и раннелланвирнский. Позднеаренигский и лланвирнский комплексы непосредственно сменяют друг друга.

2. Прослеживание этих комплексов показало их важнейшее значение для расчленения и корреляции разрезов ордовика в обрамлении Мункумского и Иссыккульского (Кунгей-Терскойского) срединных массивов. Особенно устойчиво прослеживаются позднеаренигский (II – на таблице) и раннелланвирнский (III) комплексы. Очень важным представляется обособление тремадокского комплекса граптолитов (I), пока что выделенного в районах р.Чон-Кемин (предположительно) и р.Агалатас. Есть все основания предполагать, что тремадокские отложения, в разрезе тесно связанные с верхнекембрийскими, широко распространены в туфито-кремнисто-терригенных пестроцветных толщах, образующих полосу по южному обрамлению Мункумского массива. Эта полоса протягивается по южным склонам Киргизского хребта на востоке, через горы Орток, южный склон Джумгалского хребта к Кепташскому прогибу на западном окончании Киргизского хребта. Позднетремадокские, ранне- и среднеаренигские граптолитовые комплексы на исследованной территории пока не обнаружены.

3. Все изученные разрезы отличаются прерывистостью. Наиболее значительные размывы и несогласия наблюдаются в нижней части аренига, благодаря чему почти повсеместно (за исключением р.Агалатас) отсутствуют тремадокские и раннеаренигские отложения. Верхнеаренигские отложения залегают трансгрессивно на различных более древних толщах от докембрия (Анрахайское поднятие, СВ склон Мункумского массива) до тремадока (р.Чон-Кемин, Кепташский прогиб). В долине р.Чон-Кемин резко выражено угловое несогласие.

4. В большинстве случаев толщи, перекрывающие нижнелланвирские образования, залегают также с глубоким размывом (вплоть до нижнего аренига, например, в Агалатасе) и в основном представлены

андезито-базальтовыми лавами и туфами (р.Чон-Кемин, р.Агалатас, р.Тьлькули, горы Джамбул, ур.Кипчак-Бай, Кепташский прогиб). Возраст этих вулканогенных толщ не во всех случаях доказан с достаточной определенностью. Лишь в долине р.Копалысай, в юго-восточной части Чу-Илийских гор, наблюдается, по-видимому, непрерывный переход от лланвиерна к лландейло. Но это еще нуждается в изучении.

5. Известняковые ракушничковые фации развиты на трех стратиграфических уровнях. Это: а) агалатасские известняки верхнего тремадока, с размытом залегающие на кендыктасских терригенных отложениях с граптолитами нижнего (?) тремадока; б) долон-атинские и акжальские (исключая горы Джамбул) известняки с остатками трилобитов и брахиопод аренига; в) караканские известняки и их аналоги с *Bathyriscops granulatus* - *Bumastides betrakensis* вклинивающиеся в толщу граптолитовых сланцев нижнего лланвиерна (р.Чон-Кемин, ур.Кипчак-Бай).

Название "акжальская свита" применяется к известнякам, находящимся на различных стратиграфических уровнях: в горах Джамбул они соответствуют нижнему лланвиеру, а в горах Байгара, по рекам Конур и Тьлькули, залегают под верхнеаренигскими граптолитовыми сланцами. Сопоставление "акжальской" свиты с агалатасской, проводившееся Б.М.Келлером, вряд ли справедливо [7].

По-видимому, не на одном стратиграфическом уровне находятся известняки с так называемой караканской фауной. В стратотипе они, как справедливо отметил М.К.Аполлонов [2], вклиниваются в толщу нижнелланвиерских граптолитовых сланцев, как и по р.Чон-Кемин, а по р.Копалы-Сай поднимаются выше, в толщу с лландейльскими граптолитами.

Наши выводы не могут считаться безоговорочными. Однако, представленный нами материал может оказаться полезным при дальнейшем уточнении унифицированной схемы ордовика Казахстана (в ее нижней части), а изученные разрезы быть опорными при определении границы между аренигом и лланвиером в каледонских структурах Северной Киргизии и Южного Казахстана.

ЛИТЕРАТУРА

1. АПОЛЛОНОВ М.К. Зональная шкала средне- и верхнеордовикских отложений Казахстана, основанная на трилобитах, и ее корреляция со шкалами Европы и Америки. - Тр. XXIII сессии Междунар. геол. конгресса. М., 1968.

2. АПОЛЛОНОВ М.К. О некоторых дискуссионных вопросах стратиграфии ордовика Казахстана. - В кн.: Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана. Тез. докл. Алма-Ата, 1971.

3. БАКИРОВ А.Б., НУРМАНБЕТОВ К.Н. О двух типах разрезов палеозоя в бассейне р.Чон-Кемин. В кн.: Тектоника западных районов Тянь-Шаня". Фрунзе: Илим, 1964.

4. БАКИРОВ А.Б., ЗИМА М.Б., КОРОЛЕВ В.Г., МИСКИС П.П. Находка граптолитов тремадока в кендыктасской свите (хр.Кендыктас, Южный Казахстан). - ДАН СССР, 1968, т. 182, № 6.

5. Геология СССР. Т. XXV. Киргизская ССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1972.

6. ЗИМА М.Б. Граптолитовые комплексы пограничных слоев аренига и лланвиерна Северного Тянь-Шаня. - В кн.: Граптолиты и стратиграфия. Таллин, 1976.

7. КЕЛЛЕР Б.М. Стратиграфия ордовика Чу-Илийских гор. - В кн.: Ордовик Казахстана. Т. II. Тр. ГИН АН СССР, 1956, вып. I.

8. КЕЛЛЕР Б.М., ЛИСОГОР К.А. Караканский горизонт. - В кн.: Ордовик Казахстана. Т. I. Тр. ГИН АН СССР, 1954, вып. I54.

9. КЕЛЛЕР Б.М., РУКАВИШНИКОВА Т.Б. Тремадокские и смежные с ними отложения хребта Кендыктас. - В кн.: Ордовик Казахстана. Т. I. Тр. ГИН АН СССР, 1961, вып. I8.

10. КИСЕЛЕВ В.В., КОРОЛЕВ В.Г. Новые данные по стратиграфии докембрия и палеозоя западной части Киргизского хребта. - В кн.: Материалы по геологии Тянь-Шаня. Изд. АН Кирг. ССР, 1964.

11. КНАУФ В.И. Тектоническое районирование Северной Киргизии. - Геотектоника, 1966, № 5.

12. КОРОЛЕВ В.Г. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных регионов. Изд. Киргиз. фил. Всес. геогр. об-ва, 1961, вып. 3.

13. ЛИСОГОР К.А. Трилобиты тремадокских и смежных с ними отложений Кендыктаса. - Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. I8.

14. ЛИСОГОР К.А. Трилобиты тремадокских отложений Малого Каратау и Киргизского хребта. - Ежегодник Всес. палеонт. об-ва, т. XIX, 1968.

15. НЕДОВИЗИН А.А. К стратиграфии акжальской свиты Чу-Илийских гор. - Изд. АН Каз. ССР, сер. геол., 1961, вып. 2.

16. НИКИТИН И.Ф. Ордовик Казахстана. Ч. I. Стратиграфия. Алма-Ата: Наука, 1972.

17. НИКИФОРОВА О.И., АНДРЕЕВА О.Н. Стратиграфия ордовика и силура Сибирской платформы и ее палеонтологическое обоснование. Л.: Гостоптехиздат, 1961.

18. ОБУТ А.М., СОБОЛЕВСКАЯ Р.Ф. Граптолиты раннего ордовика на Таймыре. - Тр. НИИГА, т.127, 1962, вып.3.
19. ПАЛЕЦ Л.М. Стратиграфия отложений ордовика северо-западного окончания Чу-Илийских гор (район лога Каратал). - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. Вып. 3 (25). Алма-Ата: Наука, 1965.
20. ПЕТРУНИНА З.Е. Трилобиты и биостратиграфия тремадока западной части Саяно-Алтайской горной области. Автореф. канд.дисс. Алма-Ата, 1966.
21. РУКАВИШНИКОВА Т.Б., САЛИН Б.А. Новые данные по стратиграфии ордовика гор Кендыктас. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана, вып.3 (28). Алма-Ата: Наука, 1965.
22. СТЕПАНЕНКО А.Ф. Новые данные о докембрийских (синийских) и нижнепалеозойских отложениях западной части Кыргызского хребта (Северный Тянь-Шань). Изд.АН СССР, сер.геол., 1958, № 9.
23. ЦАЙ Д.Т. Граптолиты раннего ордовика Казахстана. М.: Наука, 1974.

К.Дж.Боконбаев, М.Д.Гесъ

ГРАНИТОИДЫ ТЯНЬ-ШАНЯ: ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА, РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ, РУДОНОСНОСТЬ

Тянь-Шань - один из регионов широкого развития гранитоидного магматизма, играющего ведущую роль в формировании континентальной коры и образовании рудных месторождений. Установлены основные эпохи (циклы) гранитоидного магматизма - докембрийская, каледонская, герцинская, выделены формации и конкретные многофазные комплексы гранитоидов, выявлена закономерная гомодромная эволюция гранитоидных комплексов в сторону накопления в конечных дифференциатах кремния, щелочей и ряда рудных редких элементов.

Ныне накоплен новый материал по гранитоидам Киргизии, позволяющий внести существенные коррективы, а по ряду вопросов и пересмотреть сложившиеся представления о гранитоидном магматизме Тянь-Шаня, его роли в формировании континентальной коры и эндогенной рудной минерализации.

Нами в пределах Кыргызского Тянь-Шаня выделяются две петрогенетические серии гранитоидов: автохтонная и аллохтонная, отличающиеся условиями залегания и взаимоотношениями с рамой. В докембрии преобладали автохтонные гранитоиды, в последующее время - аллохтонные. Часть автохтонных и параавтохтонных гранитоидов (формировалась в палеозое.

К серии автохтонных и параавтохтонных гранитоидов относятся массивы, условия размещения, характер взаимоотношений с вмещающими породами, петрография и минералогия которых указывают на их автохтонное залегание и ультраметаморфогенный и метасоматически-метаморфогенный генезис. Такие гранитоиды обнаружены в Тасакеминском, Кастекском, Кыргызском, Терскейском, Кунгейском хребтах и в Среднем Тянь-Шане. Ультраметаморфогенные граниты в докембрийских толщах Киргизии описаны также Л.Н.Бельковой [1].

Метасоматически-метаморфогенные граниты рассмотрим на примере гранитов в архейской каргышской свите Тахтамысской гряды. Она сложена биотит-кварц-полевошпатовыми гнейсами и розовыми аплито-гнейсами, участками переходящими в мигматиты. В гнейсах заключены разрозненные мелкие, от долей метра до нескольких метров, гнездообразной и линзовидной формы межпластовые бескорневые тела гранитов, которые через гранито-гнейсы постепенно переходят во вмещающие гнейсы и сланцы. В гранитах хорошо выражены директивные текстуры, наследующие первичную слоистость и сланцеватость гнейсов, что подчеркивается реликтами гнейсов с ненарушенным залеганием. В составе гранитов кроме обычных микроклина, плагиоклаза, кварца, альбита, мусковита постоянно присутствуют эпидот, гранат, кордиерит, которые являются индикаторными для метаморфогенных пород.

Таким образом, все породы каргышской свиты представляют собой единую генетическую серию. Поведение петрогенных и акцессорных компонентов своеобразное. Содержания железа, кальция, магния, титана существенно снижаются от гнейсов к гранитам. В гранитах значительно меньше потерь при прокаливании, т.е. группы легко летучих элементов, в них повышаются содержания кремнезема и калия. Следовательно, при образовании этого типа гранитов происходила дебазификация исходного субстрата. В гранитах валовое содержание акцессорных минералов и их видовое разнообразие заметно уменьшаются. Особенно это относится к минералам железа, титана, глинозема, кальция, редких земель, летучих (фтора, фосфора), т.е. в процессе гранитизации выносятся не только петрогенные, но и ряд ак-

цессорных элементов - цирконий, ванадий, фтор, редкие земли и др.

Ультраметаморфогенные граниты представляют собой продукт совокупного действия качественно различных, но взаимосвязанных и взаимообусловленных процессов - гранитизации, переплавления, магматического замещения, развивающихся на протяжении длительного времени. Они образуют сложные геологические тела, состоящие из петрографически разных пород, но связанных взаимопереходами и получивших название гранито-гнейсовых куполов. Смена петрографических разновидностей может осуществляться и через интрузивные контакты - в случаях анатексиса и реоморфизма. Например, Тасакеминский и Бериктасский массивы, Кочкорский массив в восточном окончании Киргизского хребта, Зексайский комплекс автохтонных массивов в Чаткальском хребте [5]. Они локализируются в ядрах крупных антиклинальных структур, сложенных метаморфизованными породами нижнего протерозоя или, реже, рифея.

Строение гранито-гнейсового купола видно на примере Тасакеминского массива, расположенного в кеминской серии раннего протерозоя, представленной альбит-актинолитовыми, хлорит-эпидотовыми сланцами, гнейсами и мигматитами с реликтами биотитовых сланцев и амфиболитов. В нем обнаруживаются все признаки, свойственные гранито-гнейсовым куполам [9]. Массив сложен неравновесными по составу породами, связанными взаимопереходами: кварцевыми диоритами, монцодиоритами, плагиигранитами, адамеллитами, гранодиоритами, гранитами. Внутренняя зональность Тасакеминского массива отражает его конформность в структуре гнейсового купола. От периферии массива к ядру намечается смена трех зон: внешняя (апикальная и эндо-контактная фации), промежуточная (переходная) и центральная (глубинная).

Наиболее пестрой по набору пород, преимущественно меланократовых, является внешняя зона. В северо-восточном обрамлении массива наблюдаются широкие поля гнейсовидных, иногда полосчатых, неравновесных пород от диоритов до плагиигранитов. К ядру они постепенно сменяются гранодиоритами и адамеллитами с сохранением директивных текстур, выраженных обилием меланократовых шпиров в виде темных полосовидных обособлений, отчетливой субпараллельностью темноцветных минералов, гнейсовидностью. В крайних фациях породы имеют грубогнейсовидную, переходящую в полосовидную текстуру, которая к центру сменяется гнейсовидной и далее массивной. Наряду

с постепенным переходом гнейсов в гранитоиды отмечаются и интрузивные взаимоотношения, особенно в северном обрамлении.

При преобразовании пород кеминской серии в гнейсы и мигматиты фиксируется некомпенсированный вынос железа, магния, титана, кальция и привнос кремния, щелочей, глинозема.

Сходное с Тасакеминским плутоном строение имеют также Бериктасский массив и массивы зексайского комплекса в западной части Срединного Тянь-Шаня. Как и в Тасакеминском, в этих массивах часто встречаются гранат и обломочный циркон, являющиеся индикатором для ультраметаморфогенных гранитоидов. Таким образом, рассмотренные гранитоидные массивы сформировались в результате метасоматического преобразования исходных пород, магматического замещения и частичной интрузии. Ведущую роль играли два первых процесса, которые и обязаны эти массивы своим автохтонным строением.

Автохтонные гранитоиды обычно входят в состав дифференцированных комплексов наиболее распространенных в Тянь-Шане габродиорит-гранодиоритовой, гранит-гранодиоритовой, гранит-лейкогранитовой и аляскитовой формаций, свойственных главным образом орогенному этапу развития. Они образуют интрузивы трещинного характера. Линейные зоны проницаемости различной глубины заложения, возникшие в связи с орогенными блоковыми движениями, обусловили удлиненную дискордантную по отношению к складчатым структурам форму массивов.

Интрузивный характер взаимоотношений массивов этой серии гранитоидов с вмещающими породами, как и происхождение их из магматических расплавов, не вызывает сомнений. Проблема состоит в происхождении самих расплавов.

Генерация расплавов гранитоидов Тянь-Шаня осуществлялась различными способами, с разной долей участия мантийного вещества: от механизма, где основные расплавы играли существенную роль, через "промежуточные" варианты, до выплавления "чистой" эвтектики без заметного влияния интрателлурических потоков, а также ультраметаморфогенных с анатексисом и метаморфогенных без существенного переплавления субстрата. Две последние модели мы рассмотрели выше.

Примером, когда основные расплавы принимали непосредственное участие в формировании гранитоидов, может служить средне-верхнекарбонный сонкульский габродиорит-гранодиоритовый комплекс, хорошо изученный В.Н. Богдеевым [2]. Габроиды и диориты в этом коматматичном комплексе впадают интрузивы первой фазы, гранодиориты и сиенито-диориты - второй, граниты - третьей. Генетическая

общность всех пород комплекса доказывается их пространственной и структурной совмещенностью, возрастной близостью и сходством вещественного состава. Важным аргументом в пользу генетического родства этих интрузий является петрографо-минералогическая двойственность состава габброидов. В них одновременно присутствуют группа минералов, типоморфных для основных пород (оливин, ортопироксен, лабрадор) и минералы, характерные для кислых пород (андезин, калишпат, кварц). Физические свойства и состав, в том числе по некоторым микроэлементам, минералов второй группы имеют сквозной, присущий им во всех интрузивах комплекса, характер. Комагматичность пород комплекса нашла отражение в их геохимических особенностях. Она подчеркивается избытком мафических элементов (никеля, хрома) в гранитоидах и повышенными содержаниями рубидия, бериллия, циркония, олова и других элементов во всех разновидностях пород комплекса, включая габброиды. Таким образом, мы видим тесную взаимосвязь габброидов и гранитов. Эту двойственность можно объяснить глубинным гибридным, когда высокотемпературная основная магма, взаимодействуя с субстратом коры, не только выплавляла гранитоидные расплавы, но и частично смешивалась с ними.

Сходную модель формирования можно предложить и для так называемых самостоятельных малых интрузий, широко развитых на территории Тянь-Шаня. Это дайковые породы от габбро-порфиритов до гранит-порфиров, для которых характерны геолого-структурное временное единство и сквозная ярко выраженная двойственность вещественного состава [4]. Сонкульский комплекс и пояса самостоятельных малых интрузий как контрастные по составу серии формировались в зонах проницаемости, возможно, достигших мантии и характеризовавшихся пониженными давлениями, способствовавшими выплавлению расплавов.

Во всех складчатых зонах Тянь-Шаня наиболее распространены гранит-гранодиоритовая и гранит-лейкогранитовая формации. С гранит-лейкогранитовой формацией связывается большинство рудных месторождений. Ее представителями являются в Северном Тянь-Шане интрузии орто-кугандинского, чон-кызылсуйского, кумбельского комплексов, массивы Кумшатагский, Курганский, Копурелисайский, Талдинский, Верхнетонский и др. В Южном Тянь-Шане это ранее известный как единый верхнекарбонново-пермский интрузивный комплекс в составе Аtdжайлыгского, Майдадырского, Иньльчекского, Суходольского, Учкочконского, Пикертыкского и других массивов, в Среднем Тянь-Шане - алмасайский комплекс.

В составе формаций большой объем занимают интрузивы лейкогранитов, выделяемые как петрогенетический тип [3]. Для него характерно отсутствие видимой связи с интрузиями основного и среднего состава, типично гранитный состав как по пороодообразующим, так и по минерало-геохимическим признакам, ярко выраженная геохимическая и акцессорно-минералогическая специализация на широкий спектр элементов, высокая рудогенерирующая способность. Эти граниты, сформировавшиеся из расплавов, насыщенных водой, летучими элементами, щелочами и редкими элементами при относительно пониженных температурах (600-700°), относятся к типу субсолъвусных гранитов. Вместе с тем для лейкогранитов характерен "налет мафичности", выражающийся в сравнительно повышенных содержаниях кальция, магния, титана. Это обстоятельство, а также обогащенность рудными, в том числе мафического профиля, и редкими элементами, трудно объяснить с позиции селективного выплавления вещества коры, в этом случае образовались бы гиперсолъвус-граниты. Особенности состава лейкогранитов можно удовлетворительно объяснить выплавлением их расплавов при непосредственном воздействии интрателлурических потоков из мантии [8]. В разных интрузивных комплексах степень воздействия этих потоков, по-видимому, в зависимости от глубины генерации, была различной. Так, ранее выделявшийся фергано-кокшаальский верхнекарбонново-пермский гранитоидный комплекс в настоящее время разделяется на два самостоятельных [3, 12]. Кипчакский комплекс в петрографическом, петрохимическом, минералогическом и геохимическом составе содержит следы большей мафичности, чем атбаши-иньльчекский. Рудная минерализация, сопровождающая комплексы, также имеет различия. Если с атбаши-иньльчекским связана олово-редкометаллическая формация, то с кипчакским - полиметаллически-оловянная.

Интрузивы аляскитовой формации выявлены в Кастекском (Утаский, Кыржоольский и др.), Кунгейском (Таштаратинский, Каджисайский и др.), Чаткальском (Туюкский и др.) хребтах, в западном окончании Киргизского хребта (Бурханская группа). Л.И.Соломовичем аляскиты описаны в Адырторских массивах, в верховье Сарыджаза, а Я.И.Колесниковым - в Байбиченсаурском массиве. Как правило, интрузивы аляскитовой формации формировались в этапы тектоно-магматической активизации консолидированных областей с мощной континентальной корой. По составу это моношатовые "сухие" граниты, содержащие повышенные количества извести, магния, титана. Геохимически и акцессорно-минералогически они не специализированы на рудные и

редкие элементы. В аляскитах, в отличие от лейкогранитов, распределение акцессорных элементов характеризуется нормальным законом и сравнительно редкой значимой парной корреляцией акцессорных элементов между собой. Но выявляется частая положительная корреляция их с петрогенными элементами. Такая закономерность распределения и коррелятивных связей акцессорных элементов, отсутствие акцессорно-минералогической специализации свидетельствуют о преобладании процессов рассеивания над концентрацией, что обусловлено особенностями состава расплавов аляскитов и термодинамическими условиями кристаллизации. Высокие температуры кристаллизации, как известно, повышают изоморфную емкость породообразующих минералов, а для аляскитов нижний предел температуры кристаллизации по замерам расплавных включений в кварце около 800° . Маловодность расплавов аляскитов, нижекарповые содержания летучих (бора, фтора) не способствовали развитию эманационной дифференциации в их интрузивах; геолого-петрографическим отражением этого явилось отсутствие зон автометасоматического изменения в массивах аляскитов.

Петрографические и минералого-геохимические особенности, присущие этому типу гранитов, т.е. гиперсольвус-гранитам, наиболее удовлетворительно объясняются с позиций их анатектического генезиса. Выплавление гранитной эктектики осуществляется из субстрата преимущественно обезвоженного и гранитизированного процессами регионального метаморфизма. Вследствие потери воды и летучих выплавка "сухих" магм осуществляется при более высоких температурах и в результате образуются моношатовые гиперсольвус-граниты, т.е. аляскиты.

Один из основных аспектов геологии гранитоидов Тянь-Шаня - всестороннее изучение роли гранитообразования в формировании континентальной коры. Остановимся на некоторых выводах из исследований по этой проблеме. Северный и Срединный Тянь-Шань - яркий пример области с длительным формированием континентальной коры. Здесь ее становление началось местами уже в раннем протерозое и закончилось только к девону. К такому выводу мы приходим, анализируя развитие процессов метаморфизма и гранитообразования, являющихся одним из основных признаков формирования гранитно-метаморфического слоя.

В Северном и Срединном Тянь-Шане выделяются несколько этапов гранитообразования, различающихся по отношению к стадиям тектонического развития и составу продуктов этого процесса, что обуславливает зональную разновозрастность гранитно-метаморфического слоя.

Начало гранитообразования, означавшее зарождение разрозненных участков последнего, выразилось в локальной фельдшпатизации и плагиомитматизации пород меланократового фундамента и его вулканогенно-осадочной покрывки. По радиологическим и геологическим данным эти процессы проявились одновременно: от 2 млрд до 700 млн лет - в Северном Тянь-Шане и около 1 млрд лет - в Срединном Тянь-Шане.

Созревание гранито-метаморфического слоя продолжалось в следующем этапе гранитообразования, когда формировались автохтонные массивы кварцевых диоритов, тоналитов, плагиогранитов диорит-плагиогранитной формации, позже неравномерно калишпатизированных. Время их образования определяется в 1100-700 млн лет для разных зон Северного Тянь-Шаня и в 880-515 млн лет - для Срединного Тянь-Шаня. Гранитоиды локализованы как в вулканогенных образованиях океанической стадии, так и в терригенно-карбонатно-сланцевых толщах переходной стадии и указывают на формирование достаточно обширных зон зрелого гранито-метаморфического слоя. В восточной части Срединного Тянь-Шаня формирование гранитоидов этой формации завершилось внедрением многочисленных мелких тел калиевых гранитов. Их образование и последующие излияния вулканитов липаритовой формации (свиты Большого Нарына) с изохронным радиологическим возрастом 705 ± 10 млн лет [6] отражают появление в Срединном Тянь-Шане участков зрелой континентальной коры.

Наряду с зонами зрелого гранитно-метаморфического слоя, сформировавшегося в указанное время, оставались отдельные зоны, в которых гранитно-метаморфический слой начал формироваться лишь в венде при образовании массивов диорит-плагиогранитной формации. Зрелую стадию формирования этого слоя здесь представляют интрузивы кембрийских (480-510 млн лет) гранодиоритов и кварцевых монзонитов, внедрившиеся также в края соседних зон с более зрелым гранитно-метаморфическим слоем, наращивая его при этом.

Гранитообразование следующего этапа - наиболее интенсивное - развивалось в позднем ордовике-силуре и охватило всю территорию Северного Тянь-Шаня, что способствовало выравниванию степени зрелости гранитно-метаморфического слоя. Огромные массивы гранитоидов гранодиорит-гранитной формации позднего ордовика (450-460 млн лет) сформировались при участии нескольких взаимосвязанных процессов гранитообразования - от метасоматического и магматического замещения вмещающих пород до магматического внедрения с преобладанием последнего. Штоки силурийских (404-440 млн лет) гранитов гранит-

лейкогранитовой и аляскитовой формаций обычно распространены в пределах крупных верхнеордовикских массивов. Их внедрение в основном завершило формирование континентальной коры. По мнению А.А. Моссаковского [11], они являются составной частью вулканических поясов, расположенных на краях континентальных масс вдоль границ с позднепалеозойскими палеоокеаническими структурами.

Изменение представлений о гранитообразовании в Тянь-Шане неизбежно влечет за собой пересмотр взглядов на связь этого процесса с рудообразованием. Связь оруденения с гранитоидами далеко не всегда так прямолинейна, как представлялось, а имеет сложный характер и, более того, рудоносность или нерудоносность гранитов во многом зависит от способа их формирования.

В процессе гранитизации субстрата вместе с водой и летучими из системы удаляется и ряд рудных компонентов - происходит их "отгонка" от образующихся гранитов. Мобилизация рудного вещества при региональном метаморфизме уже не вызывает сомнений у большинства исследователей [10] и др.

Автолизия от ряда петрогенных и акцессорных минералов, как было показано выше, установлена для метасоматически-метаморфогенных гранитов в каргылской свите.

Геолого-геохимическая история масс флюидов, освобождающихся при гранитизации, в зависимости от структурных, петрофизических, гидродинамических условий может протекать по-разному. Либо будет происходить вторичное рассеивание, либо - при благоприятных условиях - концентрация в форме минерализованных зон и месторождений метаморфогенного генезиса. Таким образом, в данном случае метаморфогенные граниты, ультраметаморфогенные граниты и рудная минерализация связаны парагенетически. Например, в одном из районов Тянь-Шаня все разнообразные месторождения и рудопроявления традиционно генетически связываются с одним небольшим штоком лейкогранитов. Однако эта гипотеза противоречит известным геохимическим и петрологическим закономерностям. В частности, трудно объяснить концентрацию в рудных телах геохимически разнотипных элементов (siderофилов, халькофилов, литофилов), отсутствие унаследованности геохимической специфики гранитов в составе рудных тел, отсутствие выраженной вертикальной зональности, различный возраст свинцов и др. В то же время в этом районе проявились интенсивные процессы метаморфизма и ультраметаморфизма, сопровождающиеся дегазацией с выносом siderофильных и халькофильных элементов, которые, по-видимому, концентрировались в виде метасо-

матически-метаморфогенных рудопроявлений и месторождений железа, титана, полиметаллов и др. Это не исключает генетической связи проявлений некоторых гранитофильных редких элементов с упомянутой интрузией. Таким образом, месторождения региона полихронны, полигенны и обязаны своим происхождением как процессам метаморфизма, так и, в меньшей степени, магматизма.

Рудоносность аллохтонных гранитоидов как будто бы находится в большой зависимости от глубины и способа генерации их расплавов. Действительно, с габбро-диорит-гранодиоритовой формацией и формацией самостоятельных малых интрузивов, в формировании которых, как было показано выше, доля мантийного вещества была весьма существенна, генетически связаны разнообразные по составу редкометалльно-сульфидные и другие месторождения. Характерной особенностью этих рудных формаций является та же двойственность их состава, выражающаяся в составе рудных компонентов, присутствии типоморфных элементов основных и кислых пород.

По мере сокращения притока мантийного вещества в процессах гранитообразования и рудогенеза, масштабность оруденения и число рудных компонентов, участвующих в его формировании, уменьшается. С интрузиями гранит-лейкогранитовой формации связаны уже преимущественно редкометалльные месторождения, состав которых, как было показано выше на примере кипчакского и атбашинильчекского рудоносных гранитных комплексов, зависит от глубины формирования их расплавов.

Формация аляскитов в Тянь-Шане нерудоносна - ни в одной из ее интрузий геолого-поисковыми работами не установлено сколько-нибудь значимой рудной минерализации. Нерудоносность интрузий аляскитов обусловлена их палингенно-анатектическим генезисом.

На основе изложенного материала можно выделить следующие особенности гранитообразования в Тянь-Шане:

1. Гранитообразование в Тянь-Шане осуществлялось несколькими способами: метасоматически-метаморфогенным, ультраметаморфогенным и анатектически-палингенным с различной долей участия мантийного вещества.

2. В процессах гранитообразования намечаются некоторые закономерности направленного формирования гранито-метаморфического слоя и континентальной коры в целом: длительность гранитообразования, возникновение первых гранитоидов метасоматически-метаморфогенным путем, сменявшиеся становлением крупных массивов посредством магматического замещения и внедрения расплавов, постепенным

расширением ареалов гранитообразования с захватом все новых неграницитизированных участков и направленной сменой ведущей роли натрия в первых и преобладанием калия в завершающих продуктах процесса.

3. Рудоносность гранитоидов зависит от ряда факторов, среди которых генезис, способ образования являются ведущими. Метасоматически-метаморфогенные и ультраметаморфогенные гранитоиды и аляскиты сами по себе нерудоносны, но в парагенетической связи с ними в районе их развития могут находиться метаморфогенные рудопоявления. С гранит-лейкогранитовой формацией генетически связаны редкометалльные и сульфидно-редкометалльные месторождения, состав которых зависит от степени участия в процессах гранит- и рудообразования интрателлурических потоков вещества.

ЛИТЕРАТУРА

1. БЕЛЬКОВА Л.Н. Докембрий Тянь-Шаня и проблема регионального метаморфизма. Л.: Недра, 1978.
2. БОГДЕЦКИЙ В.Н. Сонкульский интрузивный комплекс и связанные с ним постмагматические образования. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1983.
3. БОКОНБАЕВ К.Дж., ГРОШЕВ А.К., КОЛЕСНИКОВ Я.И., ТУРОВСКИЙ С.Д. Генетические типы гранитов Киргизии и их рудоносность. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение. Фрунзе: Илим, 1978.
4. БОКОНБАЕВ К.Дж., НОГАЕВ Э.Д. Генетические типы даек и связанная с ними рудная минерализация (на примере Киргизии). - Мат-лы УП Всесоюз. металлогенического совещания. Ташкент: ФАН, 1979.
5. ГЕСЬ М.Д. Палеозойская структура Чаткальской подзоны и положение в ней гранитоидов (Срединный Тянь-Шань). Автореф. канд. дисс. М., 1972.
6. КИСЕЛЕВ В.В., КОРОЛЕВ В.Г., АПАЯРОВ Ф.Х. и др. Кислые вулканы в докембрийских разрезах Северного и Срединного Тянь-Шаня. - В кн.: Соотношение геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1981.
7. КОЛЕСНИКОВ Я.И., БОКОНБАЕВ К.Дж., ГРОШЕВ А.К. К вопросу о генезисе верхнепалеозойских гранитоидов восточной части Фергано-Кокшаальской области Южного Тянь-Шаня. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение. Фрунзе: Илим, 1978.

8. КУЗНЕЦОВ Ю.А., ИЗОХ Э.П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования. - В кн.: Проблема петрохимии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969, т. I.

9. ЛЕТНИКОВ Ф.А. Гранитоиды глубоких областей. Новосибирск: Наука, 1975.

10. Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. М.: Наука, 1981.

11. МОССАКОВСКИЙ А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в формировании континентальной земной коры. М.: Наука, 1975.

12. РУБ М.Г., ПАВЛОВ В.А. Рудоносные гранитоидные комплексы Сарыджазского района (Южный Тянь-Шань). - В кн.: Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород. М.: Наука, 1982.

Л.В.Ванина

О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ГЕРЦИНИДАХ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНОГО КАРАЧАТЫРА И СМЕЖНЫХ РАЙОНОВ АЛАЙСКОГО ХРЕБТА)

В герцинидах Южного Тянь-Шаня широким распространением пользуется комплекс нижнепалеозойских отложений, обладающий специфическим составом и выходящий на поверхность в виде блоков и глыб разной величины и формы. До сегодняшнего дня остается невыясненной тектоническая природа этого комплекса, а также характер залегания и тектоническая позиция сложенных им блоков и глыб в структуре региона. Сосуществует несколько точек зрения. Согласно одной из них [9, 14, 15, 10], нижнепалеозойские отложения являются автохтонными и характеризуются кремнисто-терригенно-карбонатным составом, малыми мощностями (до первых сотен метров), локальным проявлением эффузивов, формированием в обстановке субплатформенного тектонического режима. Согласно другой [12, 13, 20, 21, 22, 18, 19, 1], мощность нижнепалеозойского разреза значительна, и в нем широко представлены автохтонные эвгеосинклинальные образования. Третья точка зрения [6, 2, 16, 4] обосновывает бескорневую обвальную оползневую природу выходов нижнепалеозойских пород. Противоречи-

вость изложенных взглядов отражает сложность геологической ситуации, в которой выходят на поверхность нижнепалеозойские отложения. По-видимому, она может быть разрешена только путем изучения вещественного состава и тектонической позиции нижнепалеозойских образований в герцинской структуре региона. Геологическим полигоном для подобного рода исследований нами был выбран Восточный Карачатыр. Фактический материал, положенный в основу настоящей статьи, собран автором в течение нескольких полевых сезонов (1976, 1977, 1981-1983 гг.) при содействии геологов Улугтаусской партии ККГЭ.

Восточный Карачатыр расположен в низких предгорьях Алайского хребта, в пределах Копурбашинской гемиянтиклинали [10] и отличается сложным геологическим строением. Последние сводки по геологии этого района, впервые отразившие его покровную структуру, опубликованы в работах Г.С.Поршнякова [10, 11] и В.С.Буртмана [3].

Отложения нижнего палеозоя в Восточном Карачатыре образуют многочисленные выходы, для выяснения структурной приуроченности которых к конкретной тектонической зоне района исследований автором проведено геологическое картирование его площади в масштабе 1:50 000. Составленная схематическая структурно-геологическая карта (рис.1) отразила главную черту геологии Восточного Карачатыра - его покровно-надвиговое строение. Выделены три аллохтонные структуры (снизу вверх): покров глинисто-кремнисто-терригенных отложений чаувайского типа разреза, покров основных лав араванского типа разреза, покров канских метаморфических сланцев (названия приведены по Г.С.Поршнякову [10]). Установлено, что все без исключения выходы отложений нижнего палеозоя располагаются в пределах контура распространения пород чаувайского покрова или структурной единицы Абшир по В.С.Буртману [3]. В контуры этого же поля заключена и известная в районе спорностью своего происхождения вулканогенная структура - Южная "антиклиналь", имеющая, по И.Л.Тесленко и др. [18, 19] каледонский возраст. В результате с помощью составленной карты сделан важный вывод о структурной приуроченности выходов нижнепалеозойских отложений к нижнему чаувайскому аллохтонному комплексу Алайского хребта. Этот вывод следует дополнить новыми сведениями о Южной "антиклинали", которая, как выяснилось, залегает на границе двух фациальных зон нижнего покрова - Западной (глинисто-кремнисто-терригенной) и Восточной (глинисто-кремнистой), сочленяясь с ними по тектоническим контактам взбросово-надвигового характера. Взбросо-надвижки наклонены к западу под углами от 45 до 80° и трассируются на некоторых участках

серпентинитами, заключающими мелкие тела габбро-пегматитов. За пределами Южной "антиклинали", к северо-востоку и юго-западу от нее, указанные разломы сочленяются в единый шов (рис.1). Изложенный материал свидетельствует, что Южная "антиклиналь" структурно принадлежит чаувайскому покрову и образует одну из слагающих его чешуй. Характер контактов этой структуры с чаувайским разрезом подтвержден буровыми работами Улугтаусской партии ККГЭ.

Ниже приводится последовательное описание чешуй и соответствующих им фациальных зон нижнего аллохтона в Восточном Карачатыре.

Глинисто-кремнисто-терригенная фациальная зона сложена глинистыми и углисто-глинистыми сланцами, алевролитами, кремнями, массивными слюдястыми песчаниками. Последние количественно преобладают. В этой части разреза И.Л.Тесленко и др. в 1967-1971 гг. (устное сообщение) в прослоях глинистых сланцев были собраны граптолиты лландоверийского яруса нижнего силура - *Demirastrites* cf. *triangulatus* (Mark.), *Streptograptus exiguus* (Nich.) , а также граптолиты лудловского яруса верхнего силура - *Pristiograptus bohemicus* (Barr.), *Saetograptus* cf. *chimaera* (Barr.), *Plectograptus macilentus* (Tornø.) (определения Р.Е.Риненберг), которые позволили датировать возраст вмещающих отложений чаувайского разреза как ранне-позднесилурийский. В этой же фациальной зоне в горизонтах кремней, переслаивающихся с песчаниками и алевролитами, автором (1983) собраны радиолярии фаменского яруса - *Entactinophaera foremanae* Ort., *Polientactinia* aff. *tortispina* Ort. (определения С.М.Лихомана) и конодонты нижнефаменского подъяруса *Palmatolepis romboidea* Saunemann, *Ozarkodia* sp., *Palmatolepis glabra pectinata* Ziegler, *Jeriodus* (?) sp., *Palmatolepis* sp. (определения В.Н.Чернышук), позволившие датировать возраст отложений зоны как раннесилурийско-позднедевонский.

В герцинской структуре района описанная часть нижнего покрова по разлому (Западный взбросо-надвиг, рис.1, 2) с углом падения сместителя к западу 60-80° взброшена на вулканогенные отложения Южной "антиклинали".

Глинисто-кремнистая фациальная зона представлена толщей кремней, включающих единичные горизонты глинистых сланцев и редкие покровы диабазов. В этой части разреза Восточного покрова И.Л.Тесленко и др. в 1967-1971 гг. (устное сообщение) в прослоях глинистых сланцев найдены граптолиты венлокского яруса нижнего силура - *Monograptus* cf. *flemingi* (Salter), *Paraplectograptus ei-*

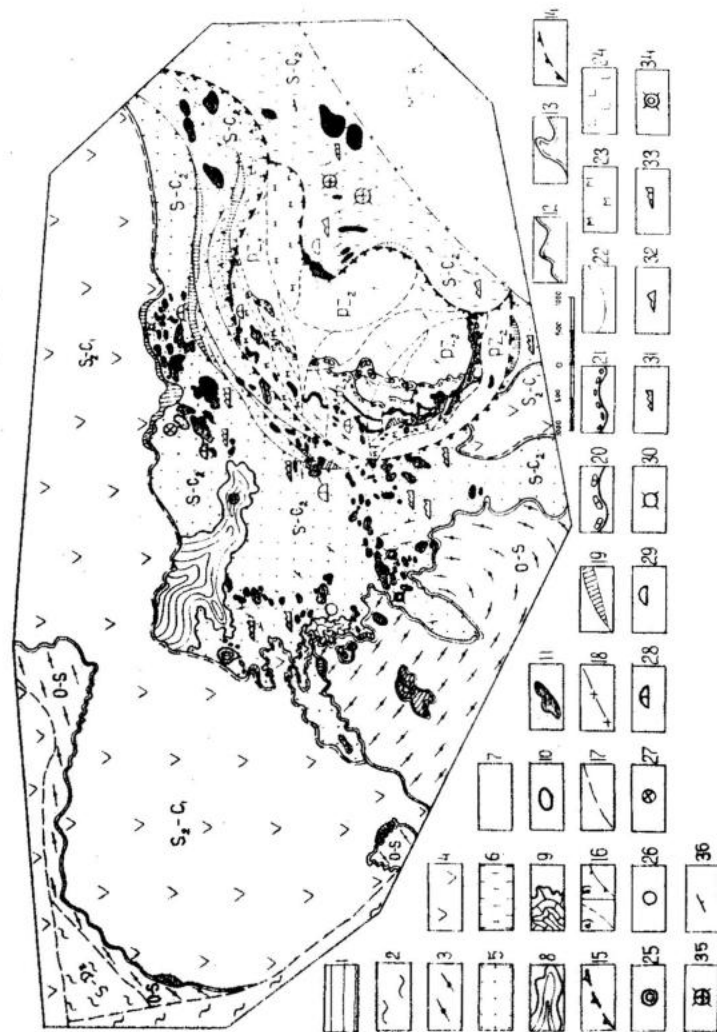


Рис.1. Схематическая структурно-геологическая карта Восточного Карачагьра. Составила Л.В.Ванина, 1983 г. I. Мезокайнозойские отложения Найманской впадины. Средний палеозой (PZ₂) (геосинклинальный тектонический комплекс) - верхний покров: 2 - кандинская свита (S-D₂), 3 - канские метаморфические сланцы (O-S); средний покров: 4 - основные лавы араганского типа разреза (S₂-C₁); нижний покров (структурная единица Абшир) - чаубайский тип разреза (S-C₂): 5 - глинисто-кремнисто-терригенная фациальная зона, 6 - глинисто-кремнистая фациальная зона. Дедебулакский тип разреза (PZ₂) - Южная "антиклиналь": 7 - эффузивно-пирокластические отложения. Аутигенные отторженцы (олистолиды) чаубайского типа разреза: 8 - карбонатный массив, гора Улу-Тай (S₁ln), 9 - карбонатный отторженец (S₂ld), 10 - карбонатный отторженец (C₁v-n). Нижний палеозой (C-O) - субплатформенный комплекс в аллотигенных отторженцах: II - фрагменты нижнепалеозойского разреза в олистолидах и олистоплаках в чаубайском и дедебулакском разрезах. Тектонические нарушения герцинского возраста. А - горизонтальные (основания покровов): 12 - канского, 13 - араганского; Б - пологие (взбросо-надвиги): 14 - Западный, 15 - Восточный; В - крутопадающие: 16 - а) внутренние продольные и поперечные разломы Южной "антиклинали", б) разломы, оперяющие Западный взбросо-надвиг. Г - Г7 - прочие разломы. 18 - тектоническое ограничение мезо-кайнозойской Найманской впадины, 19 - меланжи и протрузии серпентинитов с телами габбро-пегматитов герцинского возраста. Геологические границы в пределах Южной "антиклинали": 20 - подошва отложений среднего вулканического цикла, 21 - подошва отложений позднего вулканического цикла, 22 - геологические границы, 23 - зоны дробления, катаклаза, милонитизации, 24 - зона лиственитизации. Места отбора фауны в олистолитах - а) предшественниками (И.Л.Тесленко и др., 1967-1971, 1974, 1983 гг.): 25 - кораллы лlandoверийского века, 26 - брахиоподы лудоовского века, 27 - кораллы визейского и намюрского веков, 28 - археоциаты, трилобиты, брахиоподы и др. органические остатки раннего-среднего кембрия; б) автором (1983): 29 - онколиты нижнепалеозойского облика, 30 - радиолярии и конодонты раннего-среднего ордовика. Места отбора фауны в матриксах - а) предшественниками (И.Л.Тесленко и др., 1967-1971): 31 - граптолиты лудоовского века, 32 - граптолиты венлокского века, 33 - граптолиты лlandoверийского века; б) автором: 34 - радиолярии и конодонты фаменского века, 35 - радиолярии франского и фаменского веков, конодонты девонско-каменноугольного облика, 36 - элементы залегания.

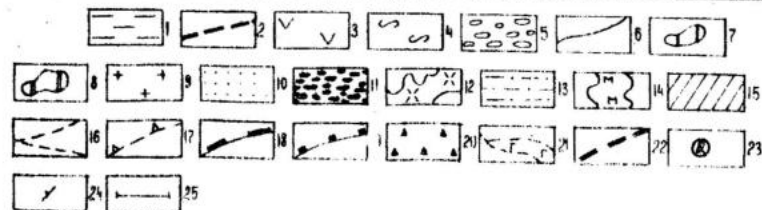
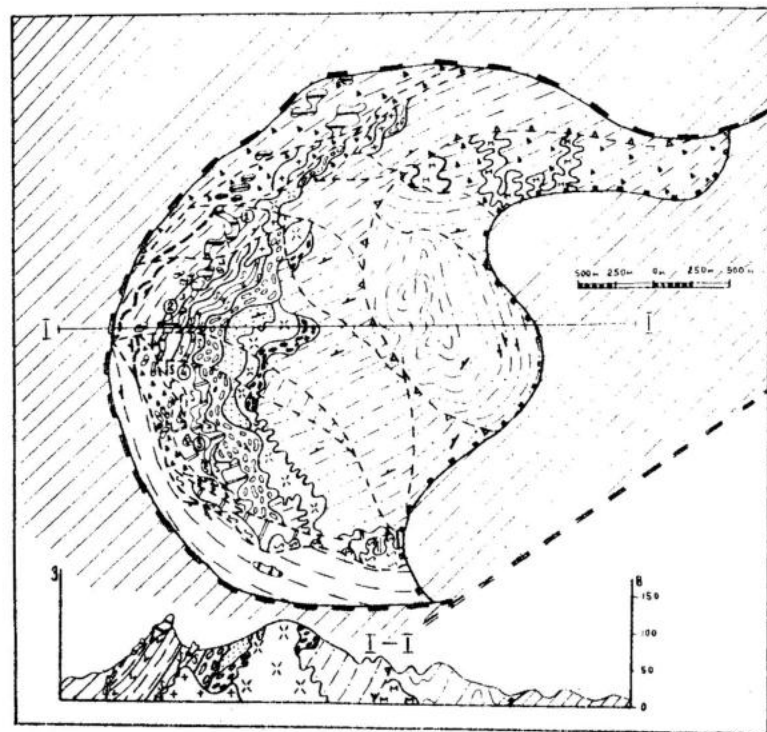


Рис. 2. Структурно-геологическая карта Южной "антиклинали". Составила Л.В.Валина, 1983 г. Средний палеозой (Р₂). А - Южная "антиклиналь". I. Поздний вулканический цикл. I-I - стратифицированные образования - матрикс дедбулакского олистострома: I - эффузивные и пирокластические отложения позднего вулканического цикла, 2 - маркирующий горизонт доломитов гидрохимического происхождения, 3 - плагиоклазовые базальты, 4 - игниспумит, 5 - базальный горизонт - туфы, 6 - геологические границы; I-II - аллотигенные включения ранне-среднекембрийского возраста: 7 - олистолиты, приуроченные к стратиграфическому уровню распространения плагиоклазовых базальтов, 8 - олистоплак, приуроченный к стратиграфическому уровню распространения игниспумитов; I-III - субвулканические образования: 9 - риолиты. II. Средний вулканический цикл. II-I - стратифицированные образования: 10 - отложения среднего вулканического цикла, 11 - базальный горизонт - туфы; II-II - субвулканические образования: 12 - риолиты. III. Ранний вулканический цикл. III-I - стратифицированные образования: 13 - отложения раннего вулканического цикла; III-II - субвулканические образования: 14 - милонитизированные, выщелоченные риолиты. Б - 15 - распространение отложений чаувайского олистострома. В - тектонические нарушения герцинского возраста: 16 - крутопадающие разрывы; взбросо-надвиги: 17 - Центральный, 18 - Западный, 19 - Восточный. Г - прочие обозначения: 20 - зоны дробления, катаклаза, милонитизации; 21 - серпентинизированный габбро-пегматит, протрузия; 22 - разлом, отделяющий мезо-кайнозойские отложения Найманской впадины от чаувайского типа разреза, 23 - места зарисовок складок в олистолитах, 24 - элементы залегания, 25 - линия разреза.

zeli (Manck.), *Monograptus cf. testis* (Barr.) (определения Р.Е.Риненберга). В кремнях этой же фациальной зоны автором (1983) собраны радиоларии франского и фаменского ярусов верхнего девона - *Entactinosphaera vetusta* (Hinde), *Entactinosphaera assidera* Nas. (определения С.М.Лихомана) и конодонты, представленные обломками, имеющими, по мнению В.П.Чернышука, девонско-каменноугольный облик. Эти находки указывают на большой временной интервал накопления отложений зоны - от венлокского века раннего силура до фаменского века позднего девона и, возможно, до ранне-, среднекарбоневой эпохи включительно.

В герцинской структуре района Южная "антиклиналь" вместе с описанной выше глинисто-кремнисто-терригенной частью разреза нижней пластины взброшена по пологому нарушению (Восточный взбросо-надвиг), с углом падения сместителя к западу не более $45-50^{\circ}$, на глинисто-кремнистую ее часть (рис. 1, 2).

Новые палеонтологические данные, полученные автором из отложений чаувайского типа разреза, значительно расширяют и уточняют представления о временном интервале его формирования в Восточном Карачатре. Они свидетельствуют о большей продолжительности интервала, длившегося от раннего силура до раннего и возможно среднего карбона включительно. Этот вывод подтверждается развитием в чаувайском типе разреза смежных районов, по данным Г.С.Поршнякова [10] и В.С.Буртмана [3], всех подразделений среднего палеозоя.

Для выходов отложений нижнего палеозоя в Восточном Карачатре характерны разнообразные морфологические формы - линзовидные, эллипсоидные, округлые или неправильные, нередко сглаженного, обжатого облика. Размер выходов колеблется от первых десятков сантиметров до 750 м. Преобладающий размер от 50 м и более. Характер их структурных сочленений с вмещающими породами чаувайского покрова спорный. Большинство геологов считают эти сочленения тектоническими и выходы пород нижнего палеозоя рассматривают как блоки, ограниченные со всех сторон разломами. Наблюдениями автора эта точка зрения не подтверждается. В большинстве случаев выходы нижнепалеозойских пород имеют нормальные стратиграфические соотношения с отложениями чаувайского разреза. Последние облекают их, и за их пределами образуют единый непрерывный разрез. Следует отметить, что очень сложно называть тектоническими блоками мелкие выходы нижнепалеозойских пород, размер которых не превышает нескольких десятков сантиметров или первых метров, "плавающих" к тому же в чаувайских отложениях. Иногда контакты выходов нижнепалеозойского разреза с чаувайскими породами бывают осложнены значительно более поздними нарушениями, не имеющими отношения к первичным взаимоотношениям совмещенных в пространстве нижне- и среднепалеозойских отложений. Выходы нижнепалеозойского комплекса пород представляют собой, таким образом, аллотигенные, чужеродные (термин М.Г.Леонова [7]) включения в чаувайском разрезе.

Аллотигенные обломки, глыбы, блоки хаотично, неравномерно насыщают вмещающий нормально-осадочный стратифицированный чаувайский разрез Восточного Карачатра, служащий для них матриксом.

Наиболее широко чужеродные включения распространены в Западной фациальной зоне чаувайского покрова. В последнее время подобные образования установлены и в его Восточной зоне (рис. 1).

Фрагменты нижнепалеозойского разреза представлены характерной ассоциацией пород: известняками, доломитизированными известняками, доломитами, онколитовыми и халцедоновыми известняками, а также эффузивами основного и среднего состава, агломератовыми и псефито-псаммитовыми туфами [8] на карбонатном цементе, черными, коричневыми и светлыми коричнево-серыми кремнями, полимиктовыми песчаниками. Карбонатные породы обычно битуминозны. При этом аллотигенные обломки, глыбы, блоки имеют или моногенный состав и сложены какой-либо одной разновидностью кембро-ордовикских отложений, или полигенный, когда они представлены переслаиванием нескольких литологических типов нижнепалеозойских отложений. Простирания слоев в отторженцах и вмещающих толщах часто не совпадают. Более того, в некоторых аллотигенных включениях автором наблюдалась автономная складчатость. На поверхности включений и внутри, в трещинах, развиты зеркала скольжения, тектонические борозды, глинка трения, катаклазиты. Перечисленные складчатые и разрывные деформации не переходят во вмещающие породы и указывают на тектоническую переработку пород нижнепалеозойского разреза, предшествовавшую их перемещению в герцинский седиментационный бассейн или сопровождавшую его. Приведенное описание состава и строения отторженцев, а также их соотношений с вмещающими породами показывает, что по своей природе они являются олистолитами.

Возраст аллотигенных олистолитов обоснован фауной. Так, по данным И.Л.Тесленко и др. (устное сообщение) в 1967-1971 гг. в карбонатных породах глыб и блоков, расположенных к северу от Южной "антиклинали", собраны трилобиты майского яруса среднего кембрия *Solenopleura* sp. Lerm., *S. ferganensis* Lerm., *Doripuge richthofeniformis* Lerm., *Olenoides Calvus* Laz. и др. (определения В.И.Гончаровой), а также брахиоподы, вероятнее всего, среднекембрийского возраста - *Paterina* sp., *Lingulella* sp., *Acrotretidae*, *Orhistotreta* sp., *Mikromitva* sp. и др. (определения В.Ю.Горянского). Позднее в глыбах, сложенных кремнями, автором собраны (1983) радиолярии нижнего-среднего ордовика - *Entactinia* aff. *diversita* Naz., *Astractactinia* (?) *micella* Naz., радиолярии среднего ордовика *Entactinia elongata* Naz., *E. sp.*, *Entactinophraera* aff. *inconstans* Naz. (определения С.М.Лихомана), а также

конодонты нижнего ордовика - *Scandodus aff. pseudoquadratus* (Bransonet Mehl) (определения В.П.Чернышук).

Помимо олистолитов аллотигенного происхождения в отложениях чаувайского типа разреза в Восточном Карачатре известны единичные аутигенные (термин М.Г.Леонова, [7]) отторженцы, сложенные породами силура и нижнего карбона. К одному из них можно отнести карбонатный массив горы Улуг-Тау. Аутигенный отторженец горы Улуг-Тау имеет тектонический контакт с матриксом, который плавно обрисовывает его контуры (рис.1) и является по своей природе вторичным наложенным нарушением. Это нарушение сформировалось, скорее всего, в ходе герцинской складчатости, когда в процессе смятия отторженец выталкивался (выдавливался?) из матрикса и, возможно, испытывал вращение. На контакте матрикса и аутигенного олистолита во время складчатости возникло трение, которое привело к интенсивному преобразованию контактирующих литологически разнородных отложений. В результате и карбонатные породы аутигенного отторженца, и терригенные породы матрикса интенсивно брекчированы, катаклазированы, выщелочены и пропитаны по трещинам гидроокислами железа. Терригенные породы матрикса превращены в зоне контакта в сливную неоднократно катаклазированную кварцевую породу, тонкой коркой (до 1 метра) покрывающую поверхность аутигенного карбонатного олистолита. Аутигенный отторженец не несет следов первичной тектонической переработки.

Возраст аутигенных отторженцев обоснован фауной. В карбонатном массиве горы Улуг-Тау, по устному сообщению И.Л.Тесленко и др. в 1967-1971 гг. собраны кораллы лландоверийского яруса нижнего силура *Catenipora* sp., *Favosites* sp. (*aff. subgothlandicus* Sor.), *Favosites* sp. *indet* (определения И.А.Черновой и А.П.Павловой), а в близлежащем отторженце того же состава обнаружены (рис.1) брахиоподы лудловского яруса верхнего силура *Conchidium kirgiskum* Nikiff. (определение А.А.Малыгиной). В карбонатном олистолите, расположенном к северу от Южной "антиклинали" И.Л.Тесленко и др. в 1967-1971 гг. (устное сообщение) найдены рудозы визейского и намурского ярусов нижнего карбона - *Carcinophyllum lonsdaleiforme* Salle (определения А.П.Павловой).

Таким образом, для чаувайского типа разреза на изученной территории характерно залегание среди нормально-осадочных стратифицированных отложений среднего палеозоя многочисленных отторженцев чужеродного кембро-ордовикского разреза-аллотигенных олистолитов. Геологический материал свидетельствует, что поступление

аллотигенных олистолитов в бассейн осадконакопления сопровождалось фрагментированием осадков самого бассейна с образованием аутигенных олистолитов. Ассоциация аллотигенных и аутигенных олистолитов показывает, что в составе чаувайского типа разреза Восточного Карачатра совмещены по времени и пространству два генетических типа олистостромовых образований: тектоно-гравитационный ($\alpha\beta$ - микстит) и гравитационный (β - микстит) [7]. Гравитационные микститы указывают на высокую тектоническую активность дна седиментационного бассейна. Разновидности микститов взаимосвязаны и взаимообусловлены, так как в основе их образования лежит единая причина (о чем будет сказано ниже), и вместе они образуют хаотический олистостромовый комплекс необычно большой продолжительности развития. Палеонтологические данные свидетельствуют, что его образование длилось с нижнесилурийской эпохи по среднекарбонную включительно. Поскольку матриксом в олистостромовом комплексе являются осадки чаувайского типа разреза, то ему следует, по мнению автора, присвоить название чаувайского.

Вулканогенная зона - Южная "антиклиналь" (рис.1,2). Разрез структуры сложен вулканическими породами контрастного состава - основными и кислыми, представленными в эффузивной и пирокластической фациях, и сформированными в течение трех последовательных вулканических циклов. В отложениях позднего вулканического цикла залегают палеонтологически охарактеризованные существенно карбонатные тела нижнего-среднего кембрия [18,19], характер контактов которых с вмещающими их породами Южной "антиклинали" является спорным. Автор считает эти тела чужеродными разрезу Южной "антиклинали". В доказательство приводит следующие факты:

1. Карбонатные тела нижнего-среднего кембрия залегают на разных стратиграфических уровнях разреза позднего вулканического цикла и образуют в целом скопления изолированных тел (рис.1,2), для которых характерна форма крупных пластин (длиной от 1,3 км до 2,8 км и мощностью до 30-80 м, выклинивающихся по простиранию и часто разбитых на более мелкие фрагменты), или форма мелких "линз" (от 3 м x 10 м до 30-50 м x 300 м).

2. Основание пластин обычно тектонизировано - превращено в интервале 0-15 см от подошвы в глину трения. Истиранием захвачена и кровля (10-15 см) подстилающих отложений.

3. Своей подошвой пластины выпихивают залегающие ниже по разрезу эффузивно-пирокластические пачки и разделяющие их поверхности напластования (рис.2), т.е. их нижнюю границу можно назвать

эрозионно-стратиграфической, свидетельствующей о первичной деформации подстилающих пластины отложений и отражающей их перемещение в процессе осадконакопления по дну седиментационного бассейна. В кровле контакт пластин с вмещающими породами не нарушен и является согласным, нормально-стратиграфическим.

4. Пластины и линзы обладают автономным складчатым строением (рис. 2-23, рис. 3 - 1, 2, 3, 4), не связанным с моноклиналильным строением вмещающих вулканогенных отложений. Складки обычно сжатые, до изоклиналильных. Если они отсутствуют, то наблюдается прикрытие под острым углом поверхностей напластования внутри пластин и "линз" к их подошве и кровле.

5. Нижне-среднекембрийские отложения, заключенные в контуры аллохтонных тел, представлены преимущественно известняками, доломитизированными известняками, доломитами, содержащими нередко гнезда, линзы, а также неправильной формы скопления халцедона, прослой черных и коричневых массивных и тонкослоистых кремней, мелкообломочных туфов основного состава с характерным карбонатным цементом. Карбонатные породы обычно битуминозные.

Как видно из описания, по своему вещественному составу, особенностям внутренней структуры, а также по характеру соотношений с вмещающими породами пластины и "линзы" нижнепалеозойских отложений верхней части разреза Южной "антиклинали" неотличимы от аллотигенных глыб того же возраста, состава и строения, распространенных в окружающем Южную "антиклиналь" чаувайском олистостромовом комплексе, и являются по своей природе аллотигенными олистолитами. Становится ясным, что верхняя часть разреза Южной "антиклинали" представляет собой олистостром с необычным вулканогенным матриксом, сложенным здесь как эффузивными, так и пирокластическими образованиями. Принимая во внимание своеобразие состава "антиклинали", автор предлагает назвать венчающий ее разрез олистостром *дедебулакским* - по названию родника на южном краю структуры, а слагающий ее вулканогенный комплекс выделить в *дедебулакский* тип разреза. Дедebuлакский олистостром входит в состав чаувайского хаотического комплекса, является его разновидностью и относится к тектоно-гравитационному генетическому типу олистостромовых образований [7].

Южная "антиклиналь" находится в определенных структурных и возрастных взаимоотношениях с чаувайским типом разреза. Ее залегание в виде чешуи между фациально-разнородными пластинами последнего, распространение аллотигенных олистолитов одного и того

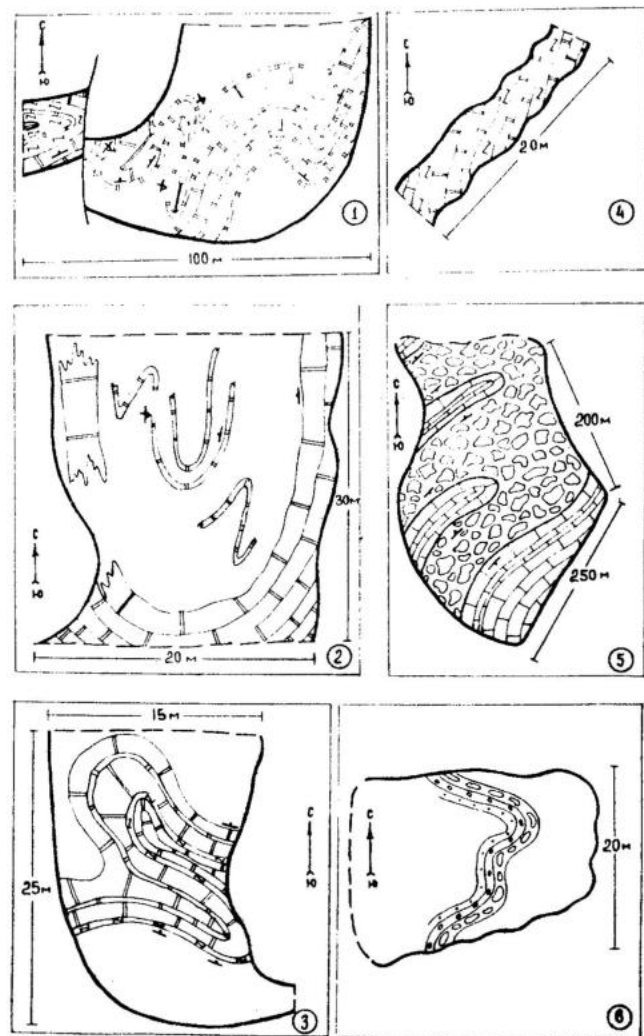


Рис. 3. Зарисовки складок в олистолитах (по данным автора). Дедebuлакский олистостром: зарисовки 1, 2, 3, 4 соответствуют олистолитам 1, 2, 3, 4 (цифры в кружках) на структурно-геологической карте Южной "антиклинали" (рис. 2). Чаувайский олистостром: зарисовка 5 - складки в олистолите в верховьях сая Куль (приток р. Чиле); зарисовка 6 - складки в олистолите на левом борту долины р. Киргизата.

же состава и возраста как в верхней части разреза вулканогенной структуры, так и в смежном чаувайском разрезе, свидетельствуют, по мнению автора, с одной стороны, о принадлежности Южной "антиклинали" как составного структурного элемента к телу нижнего покрова Восточного Карачатра, с другой — об одновременности ее формирования с породами чаувайского разреза в пределах единой палеотектонической структуры. Одновозрастные аллотигенные олистолиты в данном случае играют роль фауны, маркирующей принадлежность разноформационных отложений к одному и тому же возрастному интервалу. Следовательно, аллохтонный характер карбонатных тел Южной "антиклинали" исключает ее нижнепалеозойский возраст.

Чаувайский олистостромовый комплекс Восточного Карачатра прослеживается в смежные районы Алая, где он развит на северном и южном крыльях Охнинско-Талдыкского синклинория и наблюдался автором по рекам Чиле, Абшир, Киргизата. Следует отметить идентичность литологического состава нижнепалеозойских олистолитов этих районов развития олистостромового комплекса с составом аллотигенных олистолитов Восточного Карачатра, что позволяет легко выделять их среди отторженцев среднепалеозойского возраста. К югу от Восточного Карачатра размеры включений нижнепалеозойского разреза и насыщенность ими чаувайских отложений заметно возрастают. Это указывает на направление сноса обломочного материала с юга на север. Так, на бортах р. Киргизата у пос. Шамшалы нижнепалеозойские отложения залегают в виде большой пластины — покрова скольжения (олистоплака), протяженность которого превышает 5 километров при мощности в несколько сотен метров. К западу покров будируется, растаскивается на отдельные олистолиты, сформировавшиеся, по-видимому, при его движении по дну седиментационного бассейна, а также расчленяется на отдельные блоки при последующей тектонической переработке вмещающей толщи.

В чаувайском разрезе на крыльях Охнинско-Талдыкского синклинория развиты и аутигенные олистолиты. Они представлены карбонатными, кремнистыми и терригенными породами, возраст которых требует изучения и уточнения. Так, по устному сообщению С. И. Белова и В. Н. Бобылева, фокалитидеры нижнего карбона обнаружены в глыбе пластинообразной формы (100 м x 400 м), сложенной ритмичным переслаиванием кремней и известняков, залегающей на левом борту р. Киргизата среди терригенных осадков неогеного возраста, имеющих с ней, по мнению автора, нормальные контакты. К северу от этой глыбы в разрезе чаувайского хаотического комплекса появляется, на-

ряду с включениями известняков и кремней заведомо кембрийского возраста, большое количество глыб среднего размера (до 50–70 м), имеющих, по мнению В. Н. Бобылева, сильное сходство с отложениями толубайской свиты среднего карбона. По мнению автора, глыбы этого состава характеризуются нормальными контактами с вмещающими отложениями. По данным С. А. Куренкова [5], на этом же борту р. Киргизата обнаружены олистолиты, сложенные кремнями лландоверийско-лудловского и девонского возраста. Автором предполагается здесь присутствие олистолитов, сложенных терригенными породами силура.

В некоторых олистолитах (рр. Киргизата и Чиле) хорошо выражена автономная складчатая структура (рис. 3–5, 6), а также несоответствие простирания пород в олистолитах с простираниями в матриксе. В одном из олистолитов на левом борту р. Киргизата (к северозападу от пос. Шамшалы), представленном переслаиванием туфов основного состава с характерным карбонатным цементом и известняков, автором найдена археоциата. По своему составу этот олистолит идентичен крупному нижнепалеозойскому отторженцу, расположенному в верховьях р. Чиле (рис. 3–5), содержащему остатки археоциат и брахиопод кембрия. Брахиоподы кембрийского облика плохой сохранности содержатся в породах олистоплака на левом борту р. Киргизата, напротив пос. Шамшалы. В матриксе олистострома на левом борту р. Киргизата (крайние северные обнажения) автором были обнаружены радиоларии среднего–верхнего девона *Entactinosphaera* (?) *aff. grandis* Naz., *E.* (?) *aff. echinata* (Hinde) (определения С. М. Лихомана). С учетом этих сборов, а также более ранних данных [10, 3], стратиграфический объем матрикса хаотической толщи на р. Киргизата соответствует силуру — верхнему девону, а с учетом олистолитов толубайской свиты — силуру–среднему карбону.

В Туркестанском хребте в Южной Сулуктинской гряде Ю. С. Биска и Д. А. Старшининим в 1965 г. [2] была описана терригенная толща, содержащая в своем составе многочисленные "линзы" битуминозных известняков. На основании собранной ими фауны возраст терригенной толщи датирован как нижнеудловский, а возраст карбонатных линз — как кембрийский. Эти данные позднее, в 1974 г., еще раз были подтверждены Д. А. Старшининим [16]. В этой же терригенной толще А. В. Ягошкиным и Л. В. Фомченко в 1969, а затем М. М. Кухтинским и И. Н. Черенковым в 1963 г. [6] во многих точках в карбонатных прослоях были обнаружены органические остатки нижнего–среднего карбона. Анализ этих данных и фактический материал, полученный автором, свидетельствует о распространении чаувайского олистостромового

комплекса и в Туркестанский хребет, где он формируется, так же как и в Алайском хребте, в течение всего среднего палеозоя, включая ранний и средний карбон. В таком случае чаувайский олистостромовый комплекс прослеживается по простиранию более чем на 300 км.

Обзор геологического строения чаувайского олистостромового комплекса позволяет сулмировать главные особенности, заключающиеся в преобладании в его составе чужеродных отторженцев, сопоставленных иногда по величине с покровами скольжения, в их значительном площадном распространении и перигично-нормальных взаимоотношениях с матриком, в наличии следов первичной тектонической переработки аллотигенных олистолитов, предшествовавшей их перемещению в седиментационный бассейн или сопровождавшей его, в ассоциации с аутигенными олистолитами и т.д. Перечисленные особенности строения хаотического комплекса свидетельствуют о том, что аллотигенные олистолиты и олистоплаки в его составе являются по сути экзотическими останцами среднепалеозойского покрова отложений, сложенного породами более древнего нижнепалеозойского формационного комплекса чуждого бассейна седиментации, перемещавшегося с юга на север на собственно геосинклинальном (океаническая и переходная стадии) этапе развития Южного Тянь-Шаня. При перемещении покров фрагментировался и рассеивался в среднепалеозойских осадках континентального склона палеоокеанической структуры.

Ранее описанный хаотический комплекс изучался С.А.Куренковым [5]. Он рассматривал его как геологическое тело, венчающее автохтонные разрез Алая, т.е. в составе смежной структурно-фациальной зоны, залегающей в геологическом разрезе под покровом структурной единицы Абшир. По аналогии с отдаленными районами Восточного Алая, Гиссаро-Алая и Туркестанского хребта С.А.Куренков датировал возраст матрикса олистострома как намюр-раннемосковский, а его происхождение связывал с процессами герцинского шарьяеобразования.

Иначе трактовала происхождение чаувайской хаотической толщи Л.Н.Котова (устное сообщение), изучавшая ее в 1975-1976 гг. в бассейнах рек Киргизата и Абшир. Она отмечала широкое распространение в ней глыб раннепалеозойского возраста, представлявших, по ее мнению, остатки рифтовых фаций и связывала образование этой хаотической толщи со становлением герцинской рифтовой структуры Южного Тянь-Шаня. К сожалению, ее материалы не были опубликованы.

А.В.Ждан [4] выделяет в чаувайских отложениях Южного Тянь-Шаня отчетливо стратифицированный, сформированный в ограниченном

интервале времени верхнеелюкско-нижнелудловский олистостромовый глыбный комплекс. Он подчеркивает пестроту состава глыб комплекса и большую неравномерность их распределения. Указывая на присутствующие отторженцы нижнепалеозойского и силурийского возраста, он фактически признает развитие олистолитов аллотигенного и аутигенного происхождения. По мнению автора, стратифицированный силурийский олистостром, описанный А.В.Жданом, является лишь частным выражением, фрагментом единого чаувайского хаотического комплекса, характеризующегося крайне неравномерным распределением обломочного материала.

Интересные результаты получены В.П.Чернышуком (см. стр. 147 настоящей работы). Им из заведомо нижнекаменноугольных отложений Алайского и Туркестанского хребтов выделен комплекс конодонтов позднего кембрия и ордовика, что подтверждает высказанную автором точку зрения о размыве и перетолжении нижнепалеозойских отложений в течение среднего палеозоя, в том числе и в раннем карбоне.

Автором аллотигенные олистолиты и олистоплаки чаувайского и дедебулакского олистостромов рассматриваются как тектоно-оползневые образования, сформировавшиеся вследствие шарьирования с юга на север в область континентального склона раскрывающейся герцинской океанической структуры платформенного чехла древнего Алайского континента (название континента дается по В.С.Буртману [3]). Шарьирование продолжалось с ранних этапов раскрытия палеоокеанической структуры (с раннего силура) до момента ее замыкания в ранне-среднемосковском веке, т.е. в течение всего среднего палеозоя. Шарьирование нижнепалеозойских отложений в область континентального склона сопровождалось мощными оползнями и обвалами, которыми были охвачены не только отторженцы перемещавшегося чехла, но и осадки среднепалеозойского бассейна с образованием аутигенных олистолитов. Причиной шарьирования кембро-ордовикских отложений чехла являлся, по мнению автора, подвиг Алайского континента под герцинскую палеоокеаническую структуру Южного Тянь-Шаня. Подвиг продолжался в течение всего времени, пока в ее осевых частях формировалась новая океаническая кора и был причиной возникновения напряжений (условий) сжатия в пределах континентального склона. Под действием поддвига континентальной плиты чехол был сорван со своего основания, сброшен в раскрывающийся бассейн, рассеян и захоронен в течение среднего палеозоя в виде олистолитов и олистоплаков в осадках чаувайского разреза. Для сравнения: близкая продолжительность подвига наблюдалась на Урале,

где подвиг Русской плиты под палеоокеаническую структуру начался в конце силура и продолжался до нижнего карбона включительно [17].

В ходе герцинского шарьятеобразования (в среднем карбоне) чаувайский и дедобулакский олистостромы были перемещены к югу в составе нижнего покрова Алайского хребта (структурная единица Абшир) на залегающие южнее автохтонные комплексы герцинид Алая. Нижнепалеозойские отторженцы вторично участвовали в шарьятеобразовании, перемещаясь на этапе закрытия структуры в противоположном направлении. Таким образом, в современной структуре Южного Тянь-Шаня мы наблюдаем совмещение в пределах одной чаувайской тектонической зоны двух разновозрастных покровов, или иными словами — залегание покрова в покрове.

Обобщение результатов проведенных исследований привело к следующим выводам:

1. Выходы отложений нижнего палеозоя в Восточном Карачатyre (включая верхнюю часть разреза Южной "антиклинали") и смежных районах Алайского хребта являются по своей природе аллотигенными бескорневыми образованиями.

2. Аллотигенные включения нижнепалеозойского возраста входят в состав вещественного выполнения нижнего аллохтона Алайского хребта. Их поступление в бассейн осадконакопления происходило на среднепалеозойском собственно-геосинклинальном (океаническая и переходная стадии) этапе развития Южного Тянь-Шаня, в область континентального склона раскрывающейся герцинской океанической структуры (чаувайский палеобассейн).

3. Залегание включений аллотигенного происхождения одного и того же возраста, состава и строения как в отложениях чаувайского разреза, так и в верхней части разреза Южной "антиклинали" свидетельствует об одновозрастности этих разноформационных комплексов отложений, и, следовательно, о структурной приуроченности разреза "антиклинали" к нижнему покрову Алайского хребта, т.е. о ее принадлежности к его вещественному выполнению.

4. Разрез Южной "антиклинали" формировался на континентальном склоне герцинской океанической структуры, в пределах чаувайского палеобассейна.

5. Помимо аллотигенных, в нижнем покрове Алайского хребта развиты аутигенные олистолиты, сложенные отторженцами отложений чаувайского типа разреза. Вверх по разрезу покрова возраст аутигенных олистолитов омолаживается и соответствует возрасту матрикса или несколько древнее его.

6. Среднепалеозойский чаувайский хаотический комплекс представлен двумя генетическими типами олистостромовых образований: тектоно-гравитационным и гравитационным. Среднепалеозойский дедобулакский олистостром — только тектоно-гравитационным типом. Последний является составной частью, разногидностью чаувайского тектоно-гравитационного микстита. Чаувайский тектоно-гравитационный олистостром характеризуется глинисто-кремнисто-терригенным, дедобулакский — вулканогенным матриксом. Тектоно-гравитационные олистостромы сложены отторженцами нижнепалеозойского разреза — аллотигенными олистолитами, гравитационный олистостром — фрагментами среднепалеозойского чаувайского разреза — аутигенными олистолитами.

7. Обоснован генезис хаотического олистостромового комплекса нижнего аллохтона Алайского хребта. Его происхождение связывается с поддвигом Алайской континентальной плиты под формирующуюся герцинскую океаническую кору на собственно геосинклинальном (океаническая и переходная стадии) этапе развития Южного Тянь-Шаня.

8. Кластический материал чаувайского и дедобулакского тектоно-гравитационных микститов формировался под действием тектонического фактора — подвига Алайского континента. Подвиг обусловил срыв и интенсивное дробление чехла континента, перемещавшегося под действием тектонических напряжений сжатия в область континентального склона. С ним связано также фрагментирование среднепалеозойских осадков чаувайского палеобассейна. Подвиг сопровождался интенсивными тектоно-гравитационными и гравитационными процессами.

9. Чаувайский олистостромовый комплекс прослеживается в Туркестанский хребет.

Таким образом, тектоническое положение нижнепалеозойских отложений в герцинидах Южного Тянь-Шаня определяется их залеганием в виде отторженцев чехла древнего Алайского континента в составе вещественного комплекса нижнего аллохтона Алайского хребта.

Несомненно, что сложное строение и история развития чаувайского хаотического комплекса требуют дальнейших детальных исследований. До последнего времени описания аналогов этого типа хаотических образований автором в литературе не встречено.

ЛИТЕРАТУРА

1. АБДУЛЛАЕВ Р.А., БОРИСОВ О.М., ИСКАЖАНОВА Г., ЗАСЛАВСКАЯ Н.М. О возрасте вулканогенных образований гор Улу-Тау (Карачатыр). Узбекск. геол. журн., 1978, № 3.
2. БИСКЭ Ю.С., СТАРШИН Д.А. К геологии палеозойских отложений Сулюктинского района (Туркестанский хребет). Вестн. ЛГУ, №24, сер. геол. и географ., 1965, вып.4.
3. БУРГМАН В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976.
4. ЖДАН А.В. О тектонической приуроченности некоторых рудных проявлений Алайского хребта. Геотектоника, 1985, № 2.
5. КУРЕНКОВ С.А. Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня (Алайский и Атбашинский хребты). - Тр. ГИН АН СССР, вып. 354, М.: Наука, 1983.
6. КУХТИКОВ М.М., ЧЕРЕНКОВ И.Н. О возрасте палеозойских терригенных толщ Сулюктинского района (Юго-Западная Фергана). Материалы по региональной стратиграфии СССР, М., 1963.
7. ЛЕОНОВ М.Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 344. М.: Наука, 1981.
8. МАЛДЖЕВ Е.Ф. Вулканыты (справочник). М.: Недра, 1980.
9. ПЕЙВЕ А.В., СИНИЦЫН В.М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 4.
10. ПОРШНЯКОВ Г.С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Изд. ЛГУ, 1973.
11. ПОРШНЯКОВ Г.С. Этапы формирования тектонических структур различных сегментов Южного Тянь-Шаня. - В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983.
12. РЕЗВОЙ Д.П. Новые находки кембрийских отложений в Туркестанско-Алайской горной системе. - ДАН СССР, т.ХСШ, 1953, № 5.
13. РЕЗВОЙ Д.П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. - В кн.: Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня. Изд. Львовск. ун-та, 1959, т.1.
14. СИНИЦЫН Н.М. Тектоника горного обрамления Ферганы и ее влияние на пространственное размещение эпitherмального оруденения. Автореф. докт. дисс. ЛГУ, 1949.
15. СИНИЦЫН Н.М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд. ЛГУ, 1960.

16. СТАРШИН Д.А. О возрасте сулюктинской свиты Южной Ферганы. - В кн.: Новые данные по геологии Таджикистана. Вып.3. Душанбе: Дониш, 1974.

17. Тектоника Северной Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5 000 000). М.: Наука, 1980.

18. ТЕСЛЕНКО И.Л., ЖУРАВЛЕВА И.Т. Нижний кембрий в горах Карачатыр. - В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Северной Азии. М.: Наука, 1974.

19. ТЕСЛЕНКО И.Л., МАМБЕТОВ А.М., ЖУРАВЛЕВА И.Т., МЯГКОВА Н.П. Дедебулакская биогермная гряда и история ее развития. - В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. - Тр. Ин-та геол. и геоф. Сиб. отд. АН СССР, вып. 569. Новосибирск: Наука, 1983.

20. ЯСКОВИЧ Б.В. Новые данные к стратиграфии кембрийских отложений Южной Ферганы. - Тез. докл. совещ. по унификации стратиграфических схем Средней Азии. М., 1958.

21. ЯСКОВИЧ Б.В. К стратиграфии кембрийских отложений Южной Ферганы. - Тр. Узбекск. геол. управл., сб. № 1. Геология. Ташкент, 1960.

22. ЯСКОВИЧ Б.В. Палеогеография раннего палеозоя Южного Тянь-Шаня. - В кн.: Сборник научных трудов (XXII сессия МГУ), вып. 4. Ташкент, 1964.

Р.Е. Риппенберг, А.В. Ждан

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СИЛУРИЙСКОЙ ГЛЫБОВОЙ
ТОЛЩИ В ТУРКЕСТАНО-АЛАЕ (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Силурийские отложения Туркестано-Алайского района Южного Тянь-Шаня ранее относились к аспидной формации, сформированной в морских условиях на платформенном этапе или начальных стадиях заложения и развития Южно-Тяньшаньской геосинклинали. Существенно терригенный состав свит, присутствие их во всех структурно-фациальных зонах, сказались на стратиграфическом расчленении и выводах генетического и структурного смысла. Присутствие совместно с терригенными отложениями вулканических, кремнистых и карбонатных фаций вносило поправки только в свитное деление. В возрастном отношении выделялись две взаимосвязанные части разреза: нижняя относилась к нижнему отделу силура - сюгетская свита [2], верхняя -

к верхнему венлоку—верхнему отделу силура с завершением разреза то лудловскими, то придольскими отложениями. Последние разделились на ряд сменяющих друг друга по латерали свит [2,4]. Расположение свит по возрасту практически не проводилось: все они принимались за синхронные образования [3].

Проведенный авторами формационный анализ и уточнение в ряде мест литологического состава слагаемых толщ позволяют внести существенные коррективы как в стратиграфическое расчленение силурийских отложений, так и в историю развития данного района в силурийский период. Основой для этого послужили исследования глубоких отложений, установленных и прослеженных в ряде структурно-фациальных зон северного склона Алайского хребта и в других структурах Туркестано-Алайского региона. Они занимают строго определенное положение в разрезе и структуре как образования осадочных формаций и только в отдельных случаях могут участвовать в строении меланжевых зон [1].

Большую часть разреза глубокой толщи составляют накопления обломков (от гравийной разности до гигантских, в десятки метров, отторженцев) с различной степенью окатанности, помещенных в шламмовую или илисто-алевритовую массу. "Собственными" осадками являются илисто-алевритовые образования с множеством мелких (1-30 мм) зерен — обломков кремней и других пород. По ним образовывались алевриты со слабо выраженными плоскостями наслоения (неправильная, плитчатая, шестоватая и мелкоцебенчатая отдельность), с гофрированной шероховатой поверхностью и обычным для них внутренним "графическим" рисунком, с расположением штрихов черного и рыжеватого цвета (за счет марганцевых и железистых разводов), то в параллельных, то в пересекающихся направлениях. Такие породы, а иногда также алеврито-глинистые и песчано-глинистые ритмично-слоистые отложения, выделяются в самостоятельную пачку или горизонт в верхней части толщи, перекрывающиеся подобными песчано-глинистыми породами верхнего силура (пульгонская свита и ее аналоги). В итоге вся толща делится на две части: нижнюю, существенно глыбовую, состоящую из отторженцев инородных пород без собственной цементирующей массы, и верхнюю — алеврито-глинистую. По латерали седиментационных структур соотношение этих частей толщи существенно изменяется при сохранении общего положения в разрезе.

Исходными породами для переотложенной сланцевой массы и цементирующего материала служили углеродистые глинистые и кремнистые сланцы лландовери (перемещенные еще в недостаточно литифици-

рованном виде) и углеродистые фтаниты и лидиты древних (докембрийских) формаций, создававшие тон толщи с черной или на выветренной поверхности пестроцветной (малиновой, сиренево-фиолетовой, рыжеватой-желтой, пепельно-серой) окрасками пород. Распределение окраски пятнистое и определяется контурами разнородных отторженцев с различной степенью измененности в условиях формирования палеокоры выветривания. Переотложение пород и продуктов палеокоры происходило в эрозионно-тектонических прогибах в континентальной и континентально-водной обстановке. Различия в составе отторженцев из мягких сланцевых пород устанавливается по внешним признакам (цвет и вещественный состав), по выделениям гипсов и серы в отдельных обособленных глыбах (то же относится к окристым образованиям марганца и железа), по элементам внутренней структуры, а также по характеру распределения в глыбах остатков граптолитовой фауны, контрастно меняющейся от одной глыбы к другой по видовому составу и возрасту. Среди нагромождений подобных "мягких" сланцевых масс, не позволяющих внешне расшифровать внутренний состав толщи, содержится множество (10-60%) фрагментов таких жестких пород, как фтаниты, доломиты, известняки, песчаники, конгломераты, магматические и метаморфические породы, выступающие в рельефе в виде экзотических глыб. Все они группируются в наборы пород, принадлежащие к различным комплексам докембрийских и нижнепалеозойских образований, с характерными для них органическими остатками, специфическими геохимическими особенностями, такими как повышенная фосфатность или обогащенность рядом элементов и т.д. Качественный и количественный состав глыб довольно резко меняется как в пределах одной, так и в различных структурах.

В сложенных верхнесилурийскими отложениями структурах самими древними являются образования глыбовой толщи, относящиеся по прежним представлениям к сикетской свите нижнего силура. Ее нижняя граница обнажается крайне редко, но в ряде мест можно говорить о непосредственных взаимоотношениях с более древними формациями. Так, по долине р.Хосчан у слияния с р.Араван (к южные сланцевые склоны хр.Ялгызарча) лландоверийские отложения перекрываются с размывом глыбовой толщей и контакт прослеживается на протяжении нескольких километров. Лландоверийские отложения здесь представлены тремя горизонтами (сверху вниз): 1 — черные углеродистые сланцы с граптолитами зоны *Spirograptus turriculatus*; 2 — вулканогенные гравелиты и песчаники с базальтами и туфами, сменяющиеся по простиранию "чистыми" базальтами и андезитами, их порфиритами

и туфами своеобразного цвета — от грязно-зеленого до ярко-олигово-го или желтобато-зеленого; 3 — сланцы и песчаники черные, с тонкими прослойками кремней. Породы глыбовой толщи залегают на нижнем горизонте лландоверийских образований. Цементирующая масса глыбовой толщи состоит из детритуса лландоверийских углеродистых пород — горизонтов I и 3, а также других пород, не обнажающихся здесь, — и "плавающих" в ней разновеликих глыб вулканитов и песчаников из горизонта 2, зеленых сланцев канской серии, лютенитоподобных пород, серпентинитов, кремнистых и карбонатных пород. По первым в этом списке породам, а также по граптолитосодержащим сланцам отчетливо фиксируется факт переотложения близко расположенных пород субстрата глыбовой толщи. Верхний возрастной предел формирования глыбовой толщи определяется находками остатков граптолитов основания лудлова — *Hectograptus macilentus* (Törnquist), *Neodiversograptus nilssoni* (Lapworth) — среди черных алевролитов в верхах разреза и в перекрывающих флишевых песчано-сланцевых отложениях лудлова, а также кремнисто-карбонатно-терригенных отложениях верхнего силура-нижнего карбона. Неясным здесь пока остается положение верхневенлокского интервала осадконакопления, т.к. остатки граптолитов зоны *Monograptus testis* найдены в пограничных слоях глыбовых и алевролитовых пород не только в переотложенном виде, но и, возможно, в нормальном залегании.

По долине р.Киргизата, ниже устья сая Шамшалы, наблюдается взаимоотношение глыбовых отложений с докембрийско-нижнепалеозойскими образованиями, представленными своеобразными вулканическими конгломератами, основными эффузивами, известняками с включениями эффузивного материала неправильной формы, карбонатно-фтанитовыми породами с многочисленными онколитами и остатками трилобитов. Отторженцы таких пород в большом количестве содержатся в низах разреза глыбовой толщи, имеющей матрицу из пород алевроито-сланцевого флиша. В составе обломков здесь также много метабазитов, слоистых метакремней, лландоверийских осветленных кремнистых алевролитов, различных фтанитов. Зеленосланцевые породы канской серии, имеющиеся в составе глыб, развиты в этом районе южнее выходов нижнего палеозоя.

К западу по простиранию этой структуры, по долинам рек Капка, Чачме, Чиле, можно наблюдать хорошо выраженную зависимость состава обломочного материала глыбовой толщи от состава пород субстрата области сноса. Здесь глыбовые накопления представлены вулканическими образованиями, почти нацело сложенными материалом ос-

новных эффузивов докембрийско-нижнепалеозойских толщ. По долине р.Чиле, где обнажается обширный блок немых слабометаморфизованных углеродистых сланцев с прослоями кислых эффузивов, состав материала глыбовой толщи обогащается этими породами. Подобные взаимоотношения глыбовой толщи с древними формациями можно наблюдать в междуречье Чиле-Абшир, по долине ручья Джусалы, в бассейне р.Гульча, в урочище Ичкесу — южнее пос.Баткен, в Ошских горах и других местах. Во всех этих случаях переотложению подвергаются не только отдельные обломки пород, но даже целые фрагменты разрезов разновозрастных толщ, по которым можно восстановить историю допозднесилурийских эпох.

Глыбевая толща является основанием для флишеидных песчано-сланцевых формаций верхнего силура и кремнисто-терригенных, с известняками, отложений верхнего силура-нижнего карбона. Переходы к ним в большинстве структур осуществляются посредством черных углеродистых алевролитов и сланцев, в которых уже появляется граптолитовая фауна, располагающаяся на различных интервалах разреза, но близкая по своим стратиграфическим уровням. По долине р.Абшир и сая Малаяран остатки граптолитов (зона *Neodiversograptus nilssoni*) были собраны в нижних слоях алевролитовой толщи, мощность которой достигает 200–300 м и является максимальной для всего рассматриваемого региона. Она представлена однообразными неясно-слоистыми плитчатыми алевролитами с редкими прослоями слабо углеродистых песчаников. Перекрываются они пачкой грубослоистых олигомиктовых и полимиктовых песчаников с остатками граптолитов основания лудлова и более молодыми осадками.

На левобережье р.Сох в урочище Кызылкат в верхней части разреза глыбовой толщи присутствуют "нормальные" отложения — ритмично-слоистые углеродистые аргиллиты и кварц-полевошпатовые песчаники с большим количеством пирита (3–7%), с частым линзованием и будинированием слоев, общей мягкостью, присутствием оползневых складок. В таких отложениях появляются пакеты, насыщенные разновеликими глыбами метапород, серпентинитов и вулканитов. Однако такие отложения наблюдаются редко, имеют незначительную суммарную мощность до 100–150 м. Основная же масса глыбовых образований, имеющая весьма обширную полосу выходов (4–7 км), сложена детритом различных пород. Детритус лландоверийских пород развит отдельными полосами (пакетами). Среди них преобладают верхнелландоверийские отложения.

В междуречье Исфайрам–Сох в Алып–Пульгонской полосе выходов силурийских пород и на левобережье р.Сох глыбовые отложения перекрываются песчаниковыми и флишеидными песчано–сланцевыми лудловскими отложениями, разрез которых везде начинается пачкой черных алевролитов (они же венчают разрез глыбовой толщи, т.е. могут являться переходными слоями), но мощность их небольшая – 20–60 м. В самых нижних частях пачки алевролитов, перекрывающей глыбовую толщу, в разобренных выходах собраны остатки граптолитов *Pristiograptus dubius* (Suess), *Plectograptus macilentus* (Törnquist), *Colonograptus roemeri* (Zarr.), указывающие на конец позднего венлока – начало лудлова (левобережье р.Сох, сай Бешбулак в долине р.Исфайрам, ур.Карагур в верховье р.Акбура и др.). Иногда между фаунистически охарактеризованными флишеидными отложениями и алевролитами залегают локально развитые грубозернистые песчаники с прослоями сланцев и базальными брекчиями в основании из перемытого материала подстилающих алевролитов и глыбовых накоплений (реки Шунк, Сарыкамш), образованных еще, возможно, в континентально–водных условиях. Признаки несогласного залегания на них флишеидных отложений можно обнаружить почти во всех структурах Туркестано–Алая. В ряде мест в основании флишеидных и кремнистых верхнесилурийских отложений присутствует верхневенлокская часть разреза. На северном склоне хр.Катранбаши она представлена тонкослоистыми глинистыми известняками со слойками и желваками кремней и алевролитами (20–40 м), сменяющимися вверх по разрезу алевролитами лудлова с прослоями обломочных известняков (250 м). Они являются основанием для карбонатного разреза среднего палеозоя. По сай Пешкаут в Охнинской долине верхневенлокскими углеродистыми алевролитами начинается непрерывный кремнисто–карбонатно–терригенный разрез, включающий лудловский и пржидольский ярусы верхнего силура, весь девон, местами нижний карбон. Общая мощность среднего палеозоя здесь не превышает 200 м.

В Охнинской долине, как и по всей Тамашинской полосе развития силурийских отложений, чисто терригенная часть верхнего силура имеет ограниченные выходы, а в составе глыбовой толщи встречаются фрагменты разрезов кремнистых пород с остатками граптолитов *Pristiograptus dubius* (Suess) и даже более молодыми формами (сай Ташбулак). Переотложение раннелудловских пород отмечается и в других районах.

Таким образом, глыбовые отложения занимают достаточно отчетливое стратиграфическое положение. Время ее формирования пред-

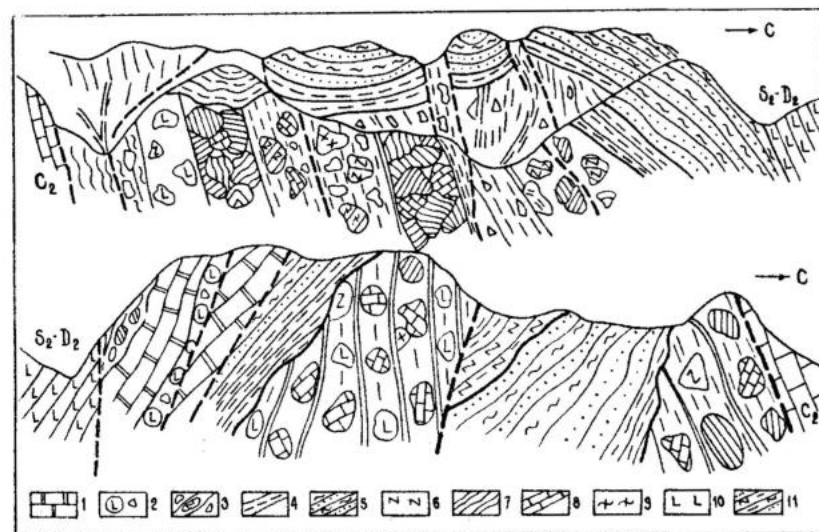


Рисунок. Структурное и стратиграфическое положение глыбовых отложений: обобщенные профили по левому борту р.Исфайрам (вверху) и по левому борту руч.Калка (внизу). Докембрийские и нижнепалеозойские отложения: I – доломиты, известняки, фтаниты; местами с онколитами, 2 – лавобрекчии диабазов. Лудловские отложения: 3 – глыбовые со шламмовой матрицей, 4 – алевролитовый горизонт, 5 – песчаники и песчаниково–сланцевый флиш; глыбы: 6 – фтаниты, лидиты, 7 – сланцы углеродистые, филлиты, 8 – доломиты, известняки битуминозные, 9 – метасланцы, 10 – диабазы, габбро. Верхнесилурийско–нижнекаменноугольные отложения: II – кремни, кремнистые алевролиты, глинистые алевролиты, известняки.

ставляется весьма кратковременным и соответствует концу позднего венлока–началу лудловского времени. Этому интервалу отвечает момент резкой дифференциации тектонических движений в позднем венлоке, способствовавших заложению наложенных прогибов с морским флишеидным осадконакоплением и еще более узкому проявлению спазматического вулканизма. Формирование глыбовых отложений происходило в различных условиях – континентальных, континентально–род-

ных и лагунных - с выполнением резких понижений рельефа эрозионного и тектонического происхождения. Основными способами переноса обломочного материала представляются обвальнo-осыпной и оползневой.

Отдельные глыбы-отторженцы, особенно из фтанитов и карбонатных пород, можно встретить местами в разрезе верхнесилурийских терригенных отложений в локальных структурах, но они не имеют массового характера и к глыбовой толще не относятся. Эти образования лишь подчеркивают сохранение контрастного рельефа на протяжении всего позднесилурийского времени.

Установление стратифицированной глыбовой толщи позволяет внести существенные коррективы в разработку стратиграфических схем силурийских отложений, реконструкцию истории развития и тектонического режима указанного времени, а также в основу геолого-тектонических построений Туркестано-Алайского региона Южного Тянь-Шаня. Эти образования являются следствием заключительных фаз каледонского тектогенеза, их накопление происходило в наложенных прогибах за счет интенсивного разрушения каледонских сооружений, состоящих из нижнеландоверийских, нижнепалеозойских и докембрийских структур.

ЛИТЕРАТУРА

1. БИСКЭ Ю.С. Сланцевый меланж Майдана и тектонические покровы Южной Ферганы. - Л.: Вестн. ЛГУ, 1983, №6.
2. ПОРШНЯКОВ Г.С., МИКЛУХО-МАКЛАЙ А.Д. К стратиграфии силура Южной Ферганы. - Уч. зап. ЛГУ, Л., 1955, № 189, сер. геол., вып. 6.
3. РИНЕНБЕРГ Р.Е. Граптолиты и стратиграфия терригенных силурийских отложений в Южной Фергане (Тянь-Шань). Автореф. канд. дисс., Фрунзе, 1968.
4. Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии Кн. Г., Фрунзе: Илим, 1982.

ПЕРЕОТЛОЖЕНИЕ КОНОДОНТОВ И ПРОБЛЕМА НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ В ТУРКЕСТАНО-АЛАЕ

Проблема нижнего палеозоя в Южном Тянь-Шане вообще и в Туркестано-Алае в частности возникла около тридцати лет назад и связана с двумя подходами к оценке тектонического режима региона в раннем палеозое.

Первый подход основан на ранних представлениях А.В.Пейве и В.М.Синицына [7] о заложении геосинклиналей Тянь-Шаня на силурийской коре путем ее раздробления. Считается, что в раннем палеозое в условиях платформенного режима осадконакопления происходит местами размыв древних толщ, местами накопление маломощных мелководных отложений. Эту идею поддерживали и поддерживают Н.М.Синицын, В.Г.Королев, А.Е.Довжиков, Г.С.Поршняков, М.М.Кухтиков, М.А.Ахмеджанов, О.М.Борисов.

В основе второго подхода лежит идея о существовании в Туркестано-Алае в раннем палеозое прогиба геосинклинального типа, высказанная Д.П.Резвым [8]. Дальнейшее развитие она получила в работах Б.В.Ясковича, Г.И.Макарычева и В.С.Буртмана. При таком подходе предполагается широкое развитие мощных эффузивно-кремнистых толщ нижнего палеозоя. Поводом к такой позиции послужили находки кембрийской и ордовикской фауны в известняках, находящихся в мощных сланцево-эффузивных толщах [8, 12, 6].

Изучение разрезов, указанных этими авторами, показывает, что находки нижнепалеозойской фауны сделаны из глыб известняков. В большинстве мест в цементирующих сланцах найдены граптолиты силура, а в районе горы Сулюкта вмещающие толщи содержат даже фораминиферы нижнего-среднего карбона [11]. Все достоверные выходы нижнепалеозойских отложений маломощны и имеют мелководный характер [2, 10, 5]. Исключение составляют эффузивы с яшмоидами в ур.Сарта-ла, где Б.Б.Назаровым в шлифах определены ордовикские радиолярии [4]. Автору не удалось повторить эти находки методом растворения в плавиковой кислоте. Следовательно, достоверным пока надо считать силурийский (по граптолитам) возраст этой толщи.

Пространственное расположение достоверных выходов нижнего палеозоя и глыб с фауной нижнего палеозоя показано на рисунке. Отчетливо видно, что все они тяготеют к окраинам Туркестано-Алая. В центральной же его части выходы нижнего палеозоя не обнаружены

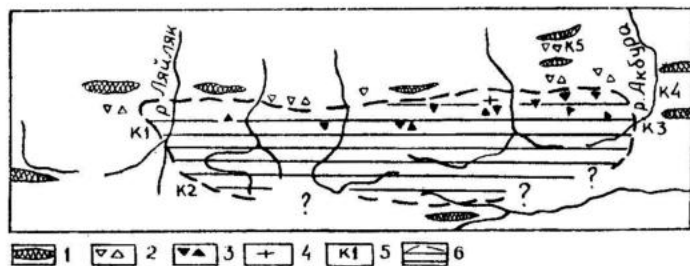


Рисунок. Предполагаемая раннепалеозойская суша в Туркестано-Алае. 1 - выходы нижнепалеозойских пород, 2 - глыбы нижнепалеозойских пород в сланцах силура и карбона, 3 - глыбы допалеозойских пород в силурийских отложениях, 4 - стратиграфический контакт протерозойских и силурийских пород, 5 - местонахождения проб с переотложенными нижнепалеозойскими конодонтами, 6 - контур предполагаемой суши.

и силурийские отложения содержат глыбы лишь сильно метаморфизованных пород, не содержащих ни микро-, ни макрофауны, т.е. скорее всего допалеозойских. Многочисленные попытки фаунистически обосновать возраст этих глыб, предпринятые Г.С.Бисек и автором (обработано более трехсот проб), не увенчались успехом. Кроме того, в пределах центральной части Туркестано-Алая установлено налегание силурийских отложений на протерозойские (?) сланцы [9]. На контакте наблюдается осветление и разрыхление кристаллических сланцев в зоне около двух метров, что очень похоже на древнюю кору выветривания.

Все вышесказанное довольно убедительно свидетельствует о правильности первого подхода.

Последние пять лет автор занимался стратиграфией и конодонтами глубоководных кремнистых толщ Туркестано-Алая. При этом выявились факты, косвенно свидетельствующие в пользу первого подхода. Изложим их кратко.

Кремнистые разрезы Центральной части Туркестано-Алая маломощны (100-150 м), но накапливались в течение длительного времени - почти весь девонский период и нижнюю эпоху каменноугольного периода, что доказывается присутствием в них в нормальной после-

довательности почти всех зон стандартной конодонтовой шкалы девона и полной конодонтовой последовательности для раннего карбона [1]. При этом в большинстве разрезов установлен факт переотложения конодонтов, начиная с дамена. В даменском веке переотложение происходит в пределах двух-четырех зон - совместно с комплексом конодонтов зоны *Palmatolepis marginifera* встречаются конодонты *P. gigas*, *P. crepida* и др., характерные для зон *P. gigas* и *P. crepida*. В серпуховском веке наряду с зональным комплексом *Gnathodus bilineatus* встречаются турнейские, лизейские и даменские конодонты родов *Siphonodella*, *Protognathodus*, *Polygnathus* и *Palmatolepis*. Во флюидных отложениях московского яруса, уже в олистолитах, встречаются конодонты не только верхнего девона, но и среднего, нижнего, вплоть до зоны *Polygnathus veretinus*, а также сланцевые олистолиты с грантолитами силура. Более древних олистолитов или переотложенных комплексов конодонтов в центральной части Туркестано-Алая не встречено, хотя растворено более тысячи проб, половина из которых содержит конодонты.

Иные результаты дало растворение проб из краевых частей Туркестано-Алая. Растворены первые десятки проб и уже в четырех получены переотложенные ордовикские и кембрийские конодонты. В пробе K1 вместе с деклиногнотодусами серпуховского века выделены три экземпляра раннеордовикских *Cistodus* sp. В пробе K2 вместе с идионогнотодусами башкирского возраста выделены три экземпляра позднекембрийских-раннеордовикских *Oneotodus* sp. и один обломок среднеордовикского *Phragmodus* sp. В пробе K3 вместе с комплексом конодонтов турнейской зоны *Scaliognathus anchoralis* встречены 2 экземпляра ордовикских *Paltodus* sp. В пробе K4 из известняка с гониатитами совместно с богатым комплексом идионогнотодусов и деклиногнотодусов башкирского возраста выделены позднекембрийские *Furnishina asymmetrica* Müller, *Proconodontus longiformis* Jac Lungi, *Scandodus* sp., *Oneotodus* sp., *Problemoconites* sp. и среднепозднеордовикские *Microcoelodus* sp., *Dichognathus* sp. В пробе K5 из глыбы кремней в силурийских сланцах выделены 2 экземпляра раннеордовикского *Scandodus* aff. *pseudoquadratus* (Br. et M.).

Все нижнепалеозойские конодонты черного цвета, а находящиеся совместно с ними среднепалеозойские - светло-коричневые. Большая разница в цвете свидетельствует о том, что еще до переотложения конодонты были сильно метаморфизованы. Следует отметить, что цвет девонских и каменноугольных переотложенных конодонтов одинаков. Причины переотложения конодонтов очевидны. Инверсия и склад-

частость геосинклинали, начавшаяся в фаменском веке, выводила в зону денудации все более древние породы и к серпуховско-башкирскому времени обнажились наиболее древние – силурийские и ордовикские отложения.

В центральной части Туркестано-Алая, несмотря на большое (более тысячи) количество проб, переотложенные нижнепалеозойские конодонты не обнаружены, следовательно, отсутствовали и породы, из которых они могли переотлагаться. В крайних частях Туркестано-Алая наряду с коренными выходами нижнепалеозойских пород и их глыбами в силурийских сланцах широко развито переотложение нижнепалеозойских конодонтов. Факты переотложения конодонтов в совокупности с другими данными дают возможность уверенно оконтурить участок раннепалеозойской суши в центральной части Туркестано-Алая, а отсутствие грубообломочных пород, в окружающих выходах позволяет считать эту сушу выровненной.

ЛИТЕРАТУРА

1. АРИСТОВ В.А., ЧЕРНЫШУК В.П. Новые данные по стратиграфии кремнистых отложений Южного Тянь-Шаня. – ДАН СССР, 1984, т. 275, № 2.
2. БИЛИЧЕВА Г.И. Зона Туркестанского глубинного разлома. – В кн.: Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня. Изд. Львовского ун-та, 1973.
3. БУРТИМАН В.С. Геология и механика шарьяжей. М.: Наука, 1973.
4. БУРТИМАН В.С., КЛИШЕВИЧ В.Л., КОТОВА Л.Н., КУРЕНКОВ С.А., НАЗАРОВ Б.Б., ЧЕРНЫШУК В.П. Новые данные о палеозойском океане в Южной Фергане. – ДАН СССР, 1977, т. 237, № 3.
5. КЛИШЕВИЧ В.Л., КОРОЛЕВ В.Г. Кембрийская-ордовикская система. – В кн.: Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Фрунзе: Илим, 1982.
6. МАКАРЬЧЕВ Г.И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978.
7. ПЕЙВЕ А.В., СИНИЦЫН В.М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 4.
8. РЕЗВОЙ Д.П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Изд. Львовского ун-та, 1959.
9. РИНЕНБЕРГ Р.Е., ЧЕРНЫШУК В.П. Типовой разрез палеозойских эффузивно-карбонатно-кремнистых отложений Южной Ферганы. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1981, № 11.

10. ТЕСЛЕНКО И.Л., ЖУРАВЛЕВА И.Т. Нижний кембрий в горах Карачатир. – В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Северной Азии. М.: Наука, 1974.

11. ЧЕРЕНКОВ И.Н. Верхнепалеозойская флишевая формация Гиссаро-Алая. Душанбе: Дониш, 1973.

12. ЯСКОВИЧ Б.В. Кембрий Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1968.

От редактора	3
А.Б.Бакиров, В.В.Котов, Л.С.Котова. Стратиграфия метаморфических толщ западной части Киргизского хребта	8
А.Ю.Беккер. О соотношении тектонических структур Узунхматского и Карагаинского блоков Таласо-Каратауской структурно-формационной зоны (Северный Тянь-Шань)	21
А.Ю.Беккер. О реконструкции первичной ориентировки складчатых ансамблей при помощи графического анализа синскладчатого кливажа	36
Р.А.Максумова, А.Б.Коновод, Р.Н.Огурцова. Вулканогенные толщи нижнего палеозоя западной части Киргизского хребта.....	43
В.В.Киселев, Ф.Х.Апаяров. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя хребта Каракатты	64
С.Е.Христов, В.П.Чернышук. Стратиграфия и структурные элементы нижнепалеозойских отложений западной части Джумгалского хребта (Северный Тянь-Шань).....	79
В.А.Грищенко, М.Б.Зима, В.Г.Королев. Граптолитовые комплексы нижнего и среднего ордовика в верховьях реки Чон-Кемин (Северный Тянь-Шань).....	92
К.Дж.Боконбаев, М.Д.Гесъ. Гранитоиды Тянь-Шаня: проблема генезиса, роль в формировании континентальной коры, рудоносность	108
Л.В.Ванина. О тектонической позиции нижнепалеозойских отложений в герцинидах Южного Тянь-Шаня (на примере Восточного Карачатыра и смежных районов Алайского хребта).....	119
Р.Е.Гиненберг, А.В.Идан. Стратиграфическое положение силурийской глибовой толщи в Туркестано-Алае (Южный Тянь-Шань).....	139
В.П.Чернышук. Перестроение конодонтов и проблема нижнего палеозоя в Туркестано-Алае	147

Стратиграфия метаморфических толщ западной части Киргизского хребта. Бакиров А.Б., Котов В.В., Котова Л.С. "Каледониды Тянь-Шаня", Фрунзе, 1987. В разрезе толщ Макбальского поднятия мраморы и карбонатные сланцы, представляемые прежними исследователями в виде отдельных горизонтов, относящихся к разным свитам, нами объединены на основании результатов картирования в самостоятельную толщу, названную чимынсайской свитой. Установлено трансгрессивное залегание последней на подстилающих толщах. Резко различный характер метаморфизма пород, лежащих ниже основания чимынсайской свиты, и пород, лежащих выше ее основания, позволяет выделить соответственно две серии: акжонскую (нижний протерозой) и шаркыракскую (верхний протерозой).

Рисунков 2. Библиогр.: 8 назв.

О соотношении тектонических структур Узунхматского и Карагаинского блоков Таласо-Каратауской структурно-формационной зоны (Северный Тянь-Шань). Беккер А.Ю. "Каледониды Тянь-Шаня", Фрунзе, 1987. На основе изучения ориентировки и морфологии тектонических структур различного масштаба получены новые данные по структурной эволюции Таласо-Каратауской зоны в позднем докембрии. Установлено, что Узунхматский и Карагаинский блоки отличаются не только возрастом слагающих их пород, но и разным возрастом конечной складчатости. Во время основной, предвендской складчатости в породах Карагаинского блока, в уже смятых в складки породах Узунхматского блока формировался кливаж, пространственная ориентировка которого согласуется с полем напряжений в породах, испытывавших складчатость.

Рисунков 4. Библиогр.: 15 назв.

О реконструкции первичной ориентировки складчатых ансамблей при помощи графического анализа синскладчатого кливажа. Беккер А.Ю. "Каледониды Тянь-Шаня", Фрунзе, 1987. В работе предлагается мето-

дика восстановления первичного наклона складчатых структур, испытавших повторную коаксиальную складчатость. Методика основана на изучении соотношений между залеганием плоскостей слоистости и синскладчатого кливажа. Рассмотрен пример применения этой методики для реконструкции ориентировки складок байкальского этапа в верхнерифейских толщах Таласского хребта.

УДК 551.732/733:552.323 (235.216)

Вулканогенные толщи нижнего палеозоя западной части Кыргызского хребта (стратиграфия, петрохимическая характеристика, тектоническая позиция). Максумова Р.А., Коновод А.В., Огурцова Р.Н. "Каледониды Тянь-Шаня", Фрунзе, 1987. Приводится описание стратотипического разреза караарчинской свиты основных эффузивов и туфов. Органические остатки характеризуют возраст свиты от кембрия по нижний ордовик включительно. В терекской вулканогенной свите, ранее принимавшейся за стратотип верхнерифейской вулканогенной свиты, обнаружены органические остатки, позволяющие коррелировать ее с караарчинской свитой. Петрохимическое изучение вулканогенных пород позволяет отнести их к океаническим толеитам, породы верхней части серии - к островодужным комплексам. Соотношения вулканогенной караарчинской серии с подстилающими образованиями свидетельствуют скорее всего о начально рифтогенной природе нижнепалеозойских геосинклинальных прогибов Северного Тянь-Шаня.

Рисунков 17. Библиогр.: 25 назв.

УДК 551.732+551.733(575.2)

Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя хребта Каракатты. Киселев В.В., Апаиров Ф.Х. "Каледониды Тянь-Шаня", Фрунзе, 1987. Рассматривается геологическое строение хребта Каракатты в свете новых данных, проводится сравнение разрезов нижнего палеозоя Северного Тянь-Шаня, впервые приводится определение радиолярий из кремнистых толщ.

Рисунков 2. Библиогр.: 14 назв.

УДК 551.732/.733+551.24 (235.216)

Стратиграфия и структурные элементы нижнепалеозойских отложений западной части Джумгалского хребта (Северный Тянь-Шань). Христов С.Е., Чернышук В.П. "Каледониды Тянь-Шаня", Фрунзе, 1987. На основе новых данных создана схема стратиграфии нижнепалеозойских отложений западной части Джумгалского хребта. Описаны: вулканогенно-терригенная караджоргинская свита (C_2-O_1), впервые выделенные актойская (кремнистая), западносуекская (флишoidalная) и ташкелская (флишoidalно-вулканогенная) свиты ранне-среднеордовикского возраста, которые сменяют друг друга в латеральном направлении. Возраст свит установлен на основе находок водорослей, трилобитов, брахиопод, радиолярий и конодонтов. Последние выделены из кремнистых пород. Описаны тектоно-гравитационные олистостромы в составе караджоргинской свиты и стратиграфические контакты пород караджоргинской свиты с кристаллическими сланцами нижнего протерозоя и габбро-амфиболитами. Выделены четыре структурных элемента: автохтон, параавтохтон, зона меланжа и аллохтон. Сделан вывод о зарождении рифтоподобного эвгеосинклинального прогиба на нижнепротерозойском метаморфическом основании путем деструкции с дальнейшим растяжением и образованием коры океанического типа. Закрывание прогиба происходило путем одностороннего сжатия.

Рисунков 3. Библиогр.: 11 назв.

УДК 551.733 (235.216)

Граптолитовые комплексы нижнего и среднего ордовика в верховьях реки Чон-Кемин (Северный Тянь-Шань). Грищенко В.А., Зима М.Б., Королев В.Г. "Каледониды Тянь-Шаня", Фрунзе, 1987. Описывается разрез нижней части ордовика на левобережье долины р. Чон-Кемин в Северном Тянь-Шане. Выделены три комплекса граптолитов: раннетремадоковский, позднэреннигский и раннелланвирский. Они прослежены по обрамлению Мухникумского срединного массива. Предэреннигский разрыв является региональным, местами между эреннигом и тремадоком прослеживается угловое несогласие. На трех уровнях выделены ракушняковые известняковые фации. Показано, что "акжальские" известняки располагаются на разных уровнях от эреннига до нижнего лланвирна, а известняки с караганской ракушняковой фауной встречаются внутри граптолитовых сланцев нижнего лланвирна.

Таблиц 1. Рисунков 1. Библиогр.: 23 назв.

УДК 552.321+553.2(235.216)

Гранитоиды Тянь-Шаня: проблема генезиса, роль в формировании континентальной коры, рудоносность. Боконбаев К.Дж., Гесь М.Д. "Каледониды Тянь-Шаня", 1987. Показано, что вопреки традиционным представлениям в Тянь-Шане широко развиты метасоматически-метаморфогенные и ультраметаморфогенные гранитоиды. Процессы гранитообразования отображают закономерности формирования континентальной коры, заключающиеся в постепенном расширении ареалов гранитизации и смены во времени способов формирования. Рудоносность гранитоидов и характер связи с ними минерогенических процессов зависят от ряда факторов, среди которых генезис гранитоидов является решающим.

Библиогр.: 12 назв.

УДК 551.2.03(235.216)(04)

О тектонической позиции нижнепалеозойских отложений в герцинидах Южного Тянь-Шаня (на примере Восточного Карачатъра и смежных районов Алайского хребта). Л.В.Ванина. "Каледониды Тянь-Шаня", Фрунзе, 1987. Доказывается бесспорное происхождение и структурная приуроченность к нижнему аллохтону Алайского хребта выходов нижнепалеозойских отложений, широко распространенных в Алайском секторе Южного Тянь-Шаня. Обосновывается выделение двух генетических типов олистостромов среднепалеозойского возраста: тектоно-гравитационного, сложенного отторженцами нижнепалеозойского разреза и гравитационного, сложенного фрагментами среднепалеозойского разреза. Возникновение олистостромового хаотического комплекса объясняется поддвигом Алайского континента под океаническую кору на собственно геосинклинальном (океаническая и переходная стадии) этапе развития Южного Тянь-Шаня.

Рисунков 3. Библиогр.: 22 назв.

УДК 551.733.3 (235.216)

Стратиграфическое положение силурийской глыбовой толщи в Туркестано-Алае (Южный Тянь-Шань). Риненберг Р.Е., Ждан А.В. "Каледониды Тянь-Шаня", Фрунзе, 1987. Приводится описание впервые выделенных силурийских стратифицированных глыбных отложений. Время

формирования глыбовой толщи соответствует интервалу с конца раннего венлока до начала лудловского времени. Ее формирование происходило в различных условиях — континентальных, континентально-водных и лагунно-морских. Эта толща отражает начало проявления качественно нового этапа седиментогенеза в позднем силуре и вносит существенные коррективы в основу геолого-тектонических построений указанного региона. Описанные образования могут свидетельствовать о проявлениях фаз тектогенеза, относимых рядом исследователей к каледонскому орогенезу.

Рисунков 1. Библиогр.: 4 назв.

УДК 56.016.3+551.73(235.216)

Переотложение конодонтов и проблема нижнего палеозоя в Туркестано-Алае. Чернышук В. П. «Каледониды Тянь-Шаня», Фрунзе, 1987. Приводятся данные о переотложенных комплексах конодонтов позднего кембрия и ордовика, выделенных из заведомо нижнекаменноугольных отложений. Анализ пространственного распространения переотложенных комплексов в совокупности с другими геологическими данными позволяет считать, что в раннем палеозое осадконакопления в этом районе не происходило и дает возможность оконтурить предполагаемую раннепалеозойскую сушу.

Рисунков 1. Библиогр.: 12 назв.

КАЛЕДОНИДЫ ТЯНЬ-ШАНЯ

Редактор издательства *И. С. Власова*
Обложка художника *Н. А. Кожегуловой*
Технический редактор *Р. Р. Хусаинова*

ИБ № 1489

Подписано к печати 21. I. 87. Д—01195. Формат 60×90^{1/16}.

Бумага писчая. Безнаборная печать. Объем 10,0 п. л.,

9,3 уч.-изд. л., 10,13 усл. кр. отт.

Тираж 300 экз. Цена 1 руб. 42 коп. Заказ 17.

Типография Академии наук Киргизской ССР,
720001, Фрунзе, ул. Пушкина, 144

Издательство «Илим»

720071, Фрунзе, Ленинский проспект, 265 а