

КАЛЕДОНИДЫ ТЯНЬ-ШАНЯ



ФРУНЗЕ «ИЛИМ» 1987

СОДЕРЖАНИЕ

От редактора	3
А.Б.Бакиров, В.В.Котов, Л.С.Котова. Стратиграфия метаморфических толщ западной части Кыргызского хребта	8
А.Ю.Беккер. О соотношении тектонических структур Узунхатского 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 Кыргызского хребта.....	43
В.Е.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.Гесь. 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.Риненберг, А.В.Ждан. Стратиграфическое положение силурийской глыбовой толщи в Туркестано-Алае (Южный Тянь-Шань).....	139
В.П.Чернышук. Переотложение конодонтов и проблема нижнего палеозоя в Туркестано-Алае	147

А.Е.Факиров, Л.Л.Котор, И.С.Котора

СТРАТИГРАФИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КИРГИЗСКОГО ХРЕБТА

Изучалась часть Макбальского поднятия. По гипотезам его стратиграфии развивалось несколько точек зрения. Л.А.Николаев [3] выделял нижнепротерозойские образования как нижний Тяньшанский комплекс из трех свит: 1) макбальская - кварциты, реже гранат-слюдисто-кварцевые сланцы, мраморы, амфиболиты; 2) нельдинская - слюдястые и гранат-слюдястые сланцы, мраморы, амфиболиты; 3) кайндинская - слюдясто-хлоритовые сланцы, слюдястые 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 Л.Н.Огнев [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. Н и ж н я я ч а с т ь из свит: 1) макбальская - кварциты, мраморы, кристаллические сланцы, эклогиты, амфиболиты; 2) нельдинская - кристаллические сланцы, эклогиты, амфиболиты. Б. В е р х н я я ч а с т ь из свит: 3) ачикташская - мраморы, амфиболиты; 4) кайндинская - мусковит-хлоритовые сланцы, амфиболиты. Принципиальное отличие от схемы В.Г.Королева и В.Б.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^х; гранат-мусковитовые сланцы и их диафторированные аналоги относятся к ниже лежащей 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 саяу 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

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

Названные группы пород отделены друг от друга временем крупных тектонических перестроек и глубокого разрыва. После отложений нельдинской свиты происходило внедрение гранитных интрузий (гнейсограниты Канджайлоо нижнего протерозоя). Эти данные позволили выделить здесь тектонические циклы: киргизский, охватывающий процессы формирования макбальской и нельдинской свит, и караджилгинский, охватывающий процессы формирования чимэнсайской 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).

А к д ж о н с к а я с е р и я (по учению 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-хлоритовид-тальковыми 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 утончаются вплоть до выклинивания, в замковых частях сильно раздуваются. На поздних этапах преобразования пород широко проявлено их

^X Одновозрастность караджилгинской серии и чимэнсайской 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 тюекарынской 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.Тюкарын):

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 слойков, 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, диафоритами этих пород. Подчиненную роль в составе свиты играют мраморы, кварциты и гранат-хлоритовид-тальковые сланцы. Среди слюдяных сланцев встречаются горизонты графитистых разностей, которые часто сульфидизированы. Нельдинская свита согласно залегает на макбальской и трансгрессивно перекрывается чимнсайской 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 чимынской свит.

Породы нельдинской свиты сильнее диафторированы в верхней части, у контакта с чимынской 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 чимынской 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-хлоритовид-талльковные 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 составляют 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 шаркыракской 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 приконтактовые 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, протекавшие в условиях последовательно сменяющихся фаций: дистеновых сланцев, эпидот-амфиболитовой, зеленых сланцев и пренит-пумпеллиитовой. Наивысший этап метаморфизма кварцитов и мусковит-кварцевых сланцев соответствует фации дистеновых сланцев и изофациален второму этапу минералообразования в апоэклогитовых породах. С этого момента течение метаморфизма в апоэклогитах и в кварцитах со сланцами совпадает.

Возраст акджонской серии устанавливается как раннепротерозойский: по циркону из кварцитов макбальской 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 саю - левому притоку р.Утор, где она наиболее широко представлена, сложена двумя свитами: чимынсайской и кандинской.

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.Нельды, 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 канджайлууской свиты, выделенной при геологическом картировании в районе урочища Ойджайлуу 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 чимынской^х. Итак, установлены прямые признаки, доказывающие трансгрессию залегание рассматриваемой свиты на нельдинской. Чимынская свита сверху согласно перекрывается кайндинской. Мощность свиты 100-300 м. В замковых частях складок она сильно возрастает.

Ниже придется разрез чимынской свиты, сделанный между реками Кичи-Сарыбулак и Чон-Согаты. На гранат-слюдяных 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-слюдисто-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 серицит-карбонатные сланцы - 3 м.

5. Серые мелкокристаллические плитчатые мраморы - 37 м.

6. Переслаивание мраморов и серицит-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.

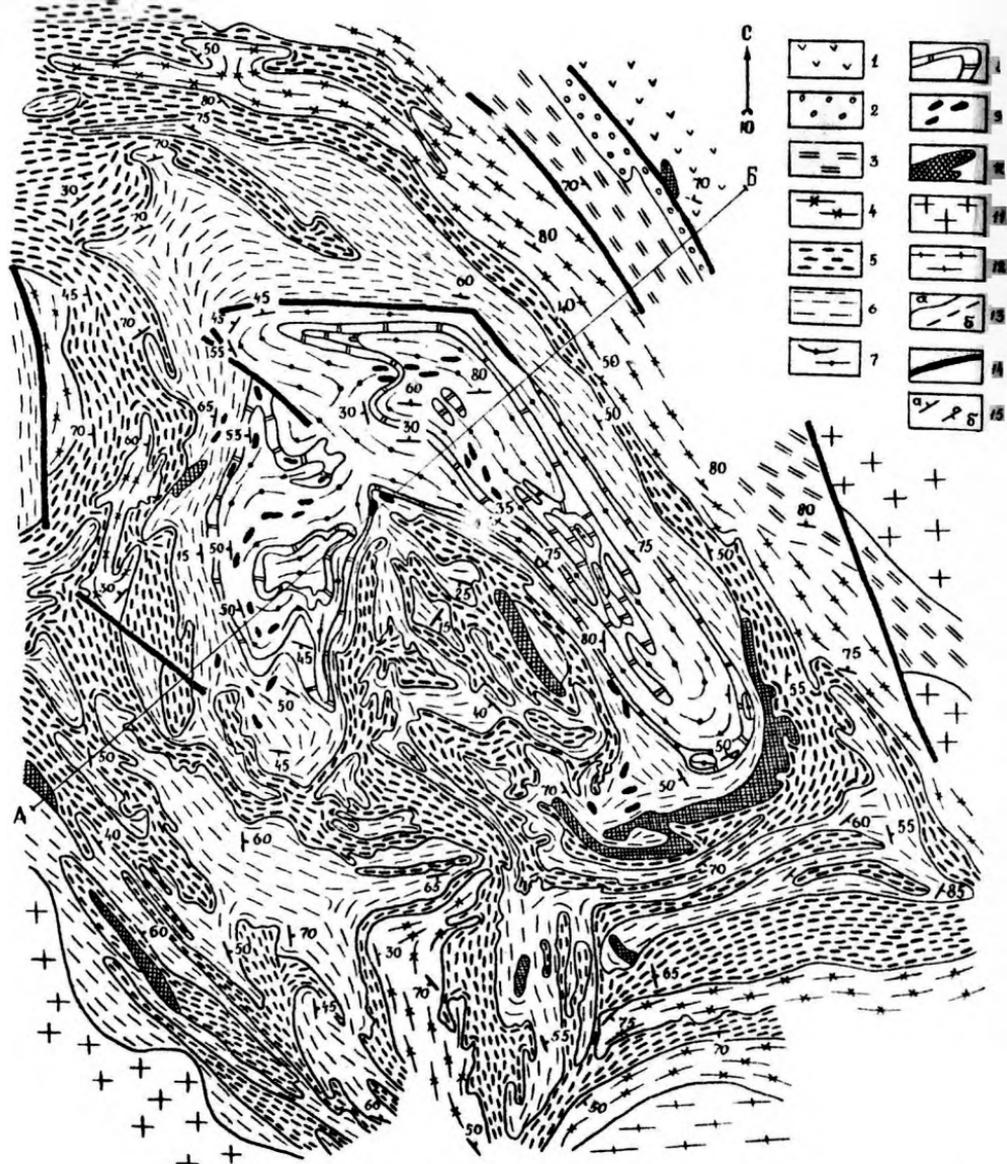
10. Серые мелкозернистые массивные слюдистые кварциты - 0,2 м.

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

Далее идут серые сланцеватые породы кайндинской свиты.

Кайндинская свита сложена blastsлаверопелитовыми хлорит-мусковит-кварцевыми сланцами с незначительными прослоями кварцитов. Она согласно залегает на чимынской и со скрытым несогласием перекрывается теробутакской. Мощность кайндинской свиты 500-700 м. Она может быть вывешенной из-за большого числа изоклинальных складок.

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



Разрез по линии А-В

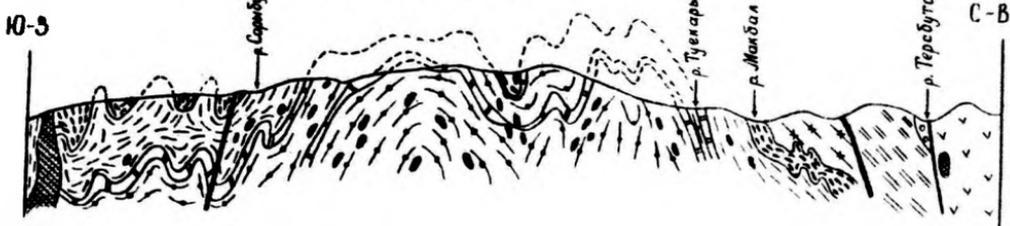


Рис. I. Геологическая карта-схема Макбальского поднятия. I - кембрий, вулканы основного состава; 2-3 - верхний протерозой, терс-бутакская свита: 2 - переслаивание кварцитов, мраморов, сланцев; 3 - хлорит-мусковит-кварцевые сланцы; 4-5 - нижний протерозой, шаркыракская свита; 4 - мусковит-хлорит-кварцевые сланцы; 5 - чимысайская свита, мраморы; 6-8 - нижний протерозой, акджонская серия: 6 - нельдинская свита, гранат-мусковит-кварцевые сланцы; 7 - макбальская свита, кварциты, кварцитосланцы; 8 - макбальская свита, мраморы; 9-10 - амфиболиты: 9 - апоэплогитовые, 10 - апобазальтовые; 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 эродовано, 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 прослои 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 бластопаппитовой 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 ступеней метаморфизма, сохранение бластолеверитовых структур в хлорит-мусковит-кварцевых сланцах, а также диабазовой структуры в амфиболитах свидетельст-

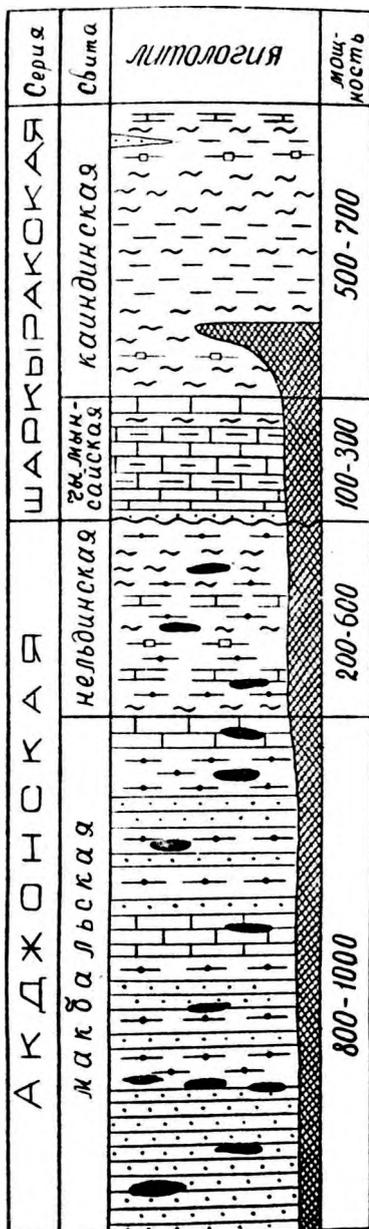


Рис.2. Разрез толщ Макбальского поднятия.
 1 - кварциты, слоистые кварциты; 2 - мраморы и кальцифиры; 3 - гранат-мусковитовые сланцы; 4 - карбонатные сланцы; 5 - хлорит-мусковитовые сланцы; 6 - хлоритовые сланцы; 7 - альбит-биотит-хлоритовые породы; 8 - амфибазальты; 9 - эклогиты и апоэклогиты.

вует о прогрессивном характере метаморфизма пород.

Возраст шаркыракской серии принят как позднепротерозойский 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 горах Макбальского поднятия позволяет выделить самостоятельную карбонатную толщу, названную нами чимынской свитой.

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

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

4. Два последних обстоятельства, а также имеющий место нижнепротерозойский 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 чимынской и каиндинской свит.

ЛИТЕРАТУРА

1. АХМЕДЖАНОВ М.А., БАГАТОВ Р.Б., БАКИРОВ А.Б., БОРИСОВ О.Б., КОРСЛЕВ 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., ОГНЬВ В.Н. Древние толщи Северного Тянь-Шаня. М.: Недра, 1964.

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

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

физико-химические условия магнетизма и метасоматоза. Тр. 3-го Всесоюзн. петрол. совещания. М., 1964.

5. КИСЕЛЕВ В.В., КОРОЛЕВ В.Г. Новые данные по стратиграфии докембрия и палеозоя западной части Киргизского 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 КАРАГАЛИНСКОГО 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 Карагалинского блоков, расположенных в Таласо-Каратауской структурно-формационной зоне Северного Тянь-Шаня. Узунхматский блок слагают породы предполагаемого нижнего и среднего рифея, а Карагалинский блок выполнен геосинклинальными толщами верхнего рифея, охарактеризованного комплексами строматолитов и микропроблематик, а также орогенными и квазишатформенными формациями венда и нижнего палеозоя [8], и, таким образом, толщи рассматриваемых блоков характеризуют весь разрез зоны.

Узунахматский блок с юга примыкает 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).

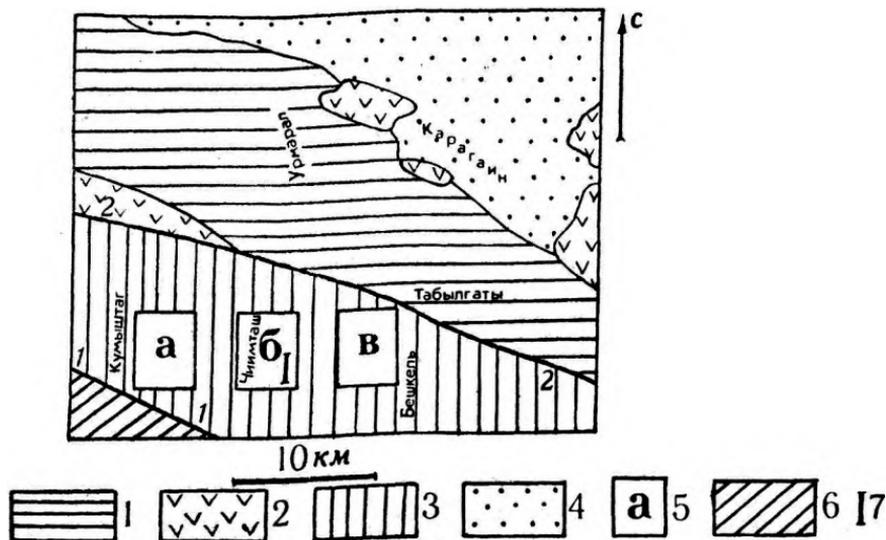


Рис.1. Схема тектонического строения центральной части Таласского хребта. Карагаинский блок: 1 - верхнерифейский структурный этаж; 2 - каледонский структурный этаж. 3 - Узунахматский блок. 4 - Кайнозойские молассы Таласской межгорной впадины. 5 - Положение доменов: а - Кумьштаг, б - Чимташ, в - Бешкель. Разрывные нарушения: 1-1 - 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 гоморфная 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 преддендская, 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 наносился лишь один замер, соответствующий генеральной ориентировке оси складок для данного обнажения.

К а р а г а и н с к и й б л о к . В его пределах обособляются два структурных этажа (рис.1): верхнерифейский, образованный интенсивно смятыми породами карагаинской серии, и каледонский, сложенный квазишлатформенными 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 глыбовой (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 Γ_1 , Γ_2 и Γ_3 . Наиболее интенсивной является вторая фаза складчатости, во время которой сформировались основные тектонические структуры Карагаинского блока.

Структуры Γ_1 образуют складчатый ансамбль, представленный коаксиальными линейными складками нескольких порядков. Оси складок простираются по азимуту 190° , согласуясь с простираемостью складчатой зоны. Макроскладки Γ_2 , как правило, запрокинуты, с резко преобладающей северной вергентностью. Широко развиты изоклиналинные 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 изоклиналинных 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 Γ_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. Полоса слоистости образуют прерывистый пояс по большому кругу с четким максимумом (6%) с координатами: азимут падения $190^\circ \perp 70^\circ$ 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 изоклиналильных 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 $190^\circ \perp 70^\circ$. 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 Карагаинского блока. 1 - изоклиальные 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 Карагаинского блока. 1050 замеров, изолинии 1-2-4-6%; S_0 - генерализированное 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 1-2-3-6%. 5 - диаграмма ориентировки шарниров складок F_1 . 49 замеров; 6 - диаграмма реконструированного первичного положения шарниров V_1 ; 7 - коробчатая синклинали в известняках чаткарагайской свиты, осложненная закрытыми мезоскладками с северной vergentностью. Правый борт р.Чивиташ; 8 - изоклиальные мезоскладки в песчаниках и алевролитах; 9 - наложение складок F_3 на мезоскладки F_2 . Берховья р.Айрыбель. OP_2 , OP_3 - осевые поверхности складок F_2 и F_3 ; 10 - наложение мезоскладок F_2 на мезоскладки F_1 . V_1 , V_2 - шарниры складок; 11 - изоклиальные складки F_2 в песчаниках и алевролитах сарыджонской свиты; 12 - две генерации складок F_1 в известняках чаткарагайской свиты. V_1' , V_1'' - шарниры складок, последовательно налагавшихся 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 1-3-5-8%; 17 замеров шарниров; 15 - кливаж S_2 , наложенный на складку F_1 . S_0 - слоистость, V_1 - шарнир складки F_1 . Условные обозначения: 1 - песчаники, 2 - алевролиты, 3 - разрывные нарушения.

ных 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, изоклиналильные. Запковные 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 . Макроскладки F_1 в процессе геологической съемки не были обнаружены. Возможно, им соответствуют некоторые поперечные изгибы осей макроскладок 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 изоклиналильных мезоскладок (рис.2-11). Преобладают складки с углами крыльев $50-100^\circ$. В основном встречаются цилиндрические формы, расположенные на относительно ровных крыльях макроскладок 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 [11].

На диаграмме ориентировки шарниров складок F_1 (рис.2-5) выделяется 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 макроскладок 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 $190^{\circ} \sim 10^{\circ}$, т.е. вкрест 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 ундуляциями 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 $100-160^{\circ}$. Ориентировка шарниров V_3 совпадает с ориентировкой шарниров V_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, произошла 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 макроскладок F_2 . При этом оси напряжений σ_2 в складках F_2 и F_3 имеют одинаковую ориентировку, а оси главных сжимающих и растягивающих напряжений (σ_1 и σ_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 феллитов и известняков. Узунахматскую свиту слагают феллиты 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-

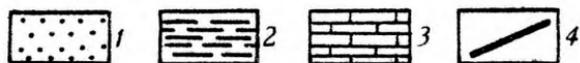
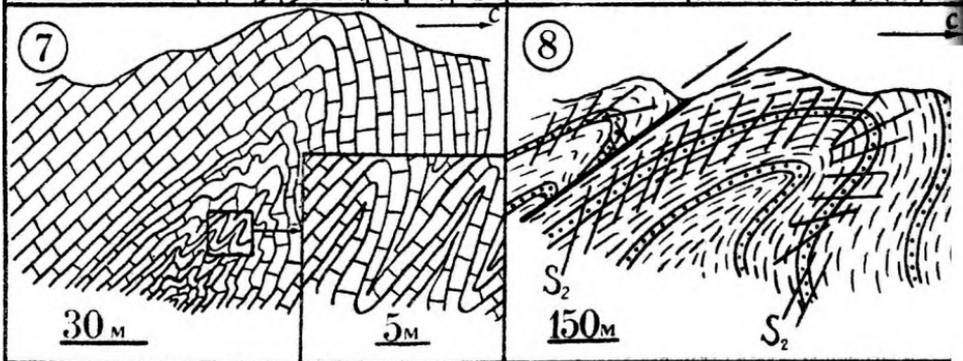
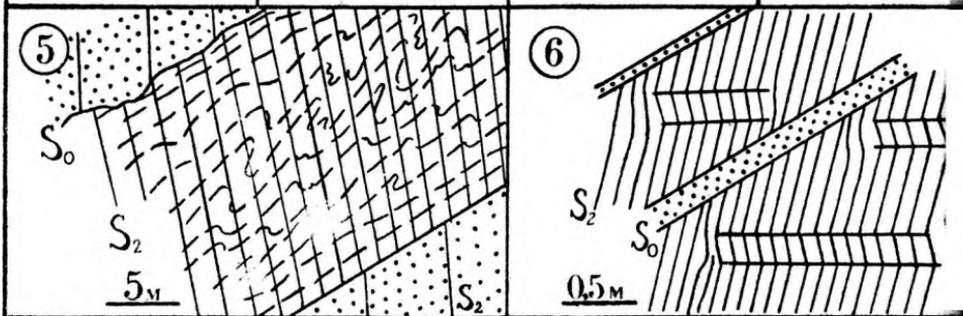
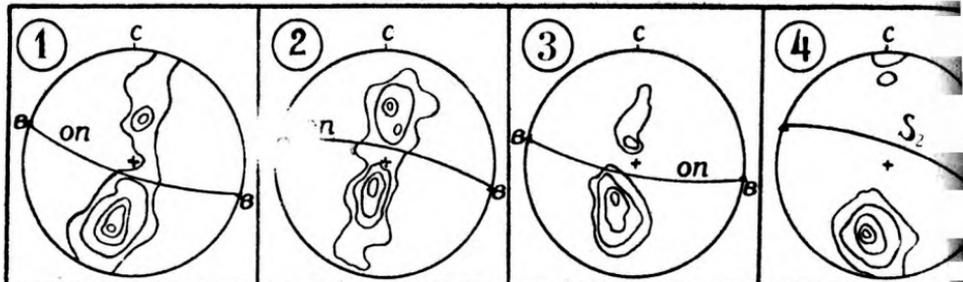


Рис. 3. Тектонические структуры Узунахматского блока. 1-3 - диаграммы ориентировки слоистости пород. 1 - по домену Кумаштаг, 275 замеров, изолинии 1-3-5-7-10%; 2 - по домену Чилимташ, 260 замеров, изолинии 1-3-5-10%; 3 - по домену Бешкель, 235 замеров, изолинии 1-3-7-15%; 0П - генерализированное залегание осевой поверхности складок; 4 - диаграмма ориентировки кливажа в породах Узунахматского 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: узунахматская свита: 1 - песчаники, 2 - феллиты, 3 - бакаирская свита - мраморы. 4 - разрывные нарушения. S_2 - кливаж; S_0 - слоистость.

рыми залегали. Углы крыльев синклиналей 100-130°, антиклиналей 40-90°. Замки и у синклиналей, и у антиклиналей концентрические. Син-складчатый кливаж отсутствует.

С целью анализа морфологии складчатых структур в пределах Узунахматского блока были выделены три домена площадью по 30 км² (рис.1), для каждого построены πS -диаграммы ориентировки слоистости (рис.3-1,2,3). На диаграммах полюса слоистости образуют трех-выступый 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. Генерализированные осевые плоскости складок в пределах доменов Бешкель и Кумаштаг имеют слабую южную вергентность (азимут падения 10-15° \angle 75-80°), а в пределах домена Чилимташ характеризуются слабой северной вергентностью (азимут падения 190° \angle 80°). Меньшая плотность максимума, соответствующего ориентировке крыльев складок с северными падениями, объясняется срезаниями южных крыльев синклиналей надвигами (см.выше).

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 моноклиальным.

В породах узунхматской свиты на крыльях крупных складок иногда наблюдаются мелкие асимметричные складки волочения, развитые в относительно маломощных (10–25 м) прослоях флишлитов, заключенных среди мощных (50–100 м) горизонтов песчаников (рис. 3–5). Складки развиты в центре прослоев, выполаживаются к кровле и подошве. Размах крыльев 0,2–2,5 м при амплитуде 0,5–8,0 м. Образование складок волочения в флишлитах 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 поддержанным 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 флишлитах 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 КЗ (азимут падения 190 – $210^{\circ} \angle 30$ – 50°). Расстояние между сместителями от 1 до 5 км; к северу, ближе к Узунхматско-Кумыштагскому разлому, уменьшается до 200–500 м. Амплитуда горизонтального перемещения от 0,5 до 5,0 км. Надвиги сопровождаются зонами (до 100 м) рассланцованных ожелезненных пород. Рассланцевание, как правило, параллельно плоскостям сместителей. С движениями по надвигам связано "сжимание" 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).

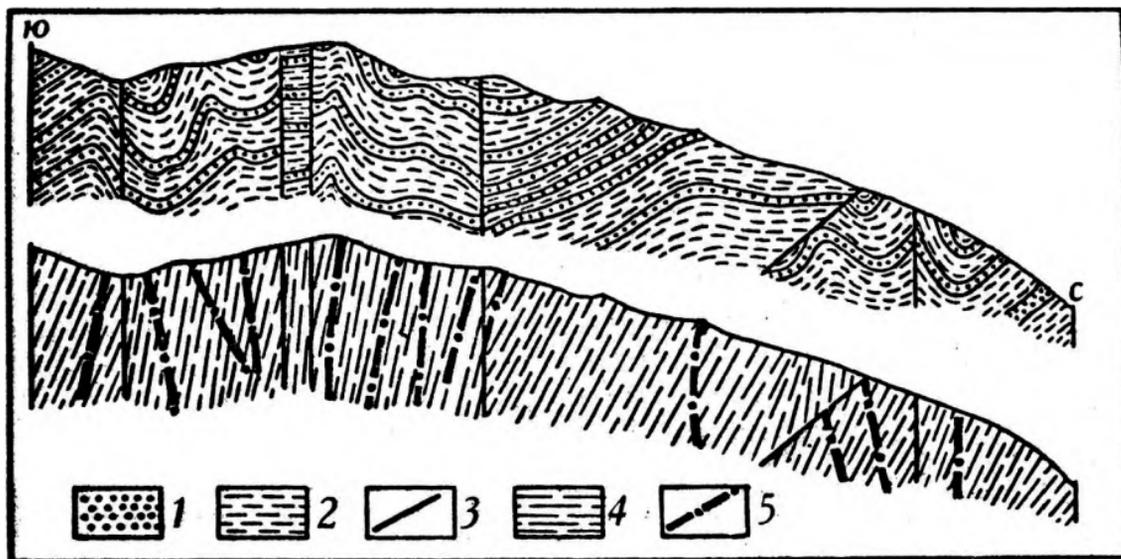


Рис.4. Соотношение между складками и кливажем в породах узунакматской свиты. Вверху - геологический разрез по водоразделу рек Чипмташ - Шоралы. Внизу - ориентировка кливажа и осевых поверхностей складок. Условные обозначения: 1 - песчаники, 2 - филлиты, 3 - разрывные нарушения, 4 - кливаж, 5 - осевые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

Следующий этап складчатости в Таласо-Каратауской зоне приходится на конец позднего рифея в пределах Карагаинского блока. Предвандская 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 предвандской 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 вандского 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 преддендской 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.Б. Эндеогенные режимы материков. М.: Недра, 1978.
2. ВИХРЕТ 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., МАЛЮЖЕНЕЦ 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 миегеосинклинали 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. РОДЫГИН А.И. Структурные диаграммы. Изд. Томск. ун-та. Томск, 1980.

13. РОДЫГИН 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 наибольшей трудностью для расшифровки представляются складчатые структуры, сформировавшиеся путем коаксиального наложения, особенно если имело место наложение разномасштабных складок.

В данной работе предпринята попытка восстановления первичного наклона осевых поверхностей складок байкальского этапа деформаций в верхнерифейских отложениях карагоинской серии центральной части Таласского хребта. Порода 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 вкrest 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 раскливаживанности 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 тектонофазам У-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. I. 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 $190^\circ/70-75^\circ$

практически совпадая с максимумом концентрации полюсов 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 газовой-жидких и других маловязких включений вследствие явлений гидроразрыва. Образующиеся поверхности кливажа перпендикулярны наибольшей главной нормальной деформации (G_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. неважно, 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.Грэй [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.Грэй 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:

I. 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° .

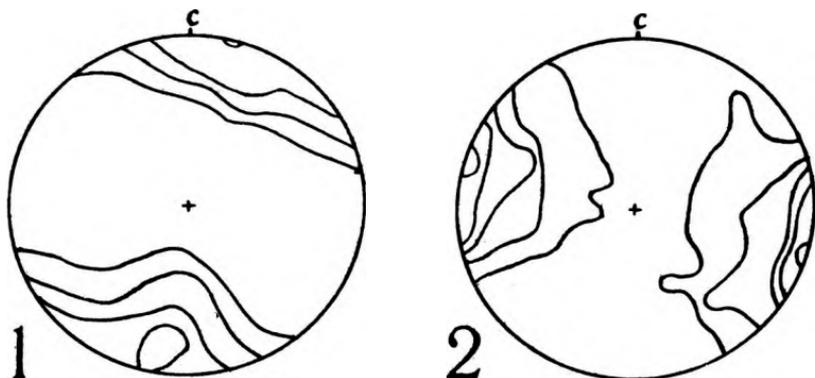
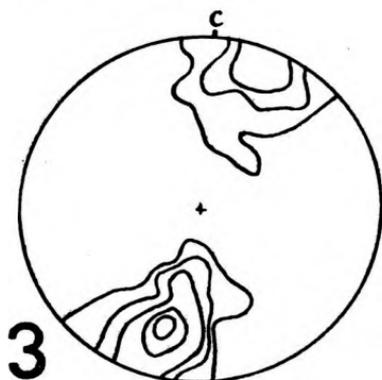


Рис. 1. Диаграммы ориентировки структурных элементов складчатого парагенезиса F_2 . 1 - диаграмма ориентировки полюсов осевых поверхностей

складок, 610 замеров, изолинии 1 - 3 - 5 - 10%; 2 - диаграмма ориентировки осей складок, 630 замеров, изолинии 1 - 3 - 5 -

7 - 10%, 3 - диаграмма ориентировки полюсов плоскостей кливажа, 130 замеров, изолинии 1 - 3 - 5 - 10 - 15%. Диаграммы построены на сетке Вульфа в проекции с верхней полусферы.



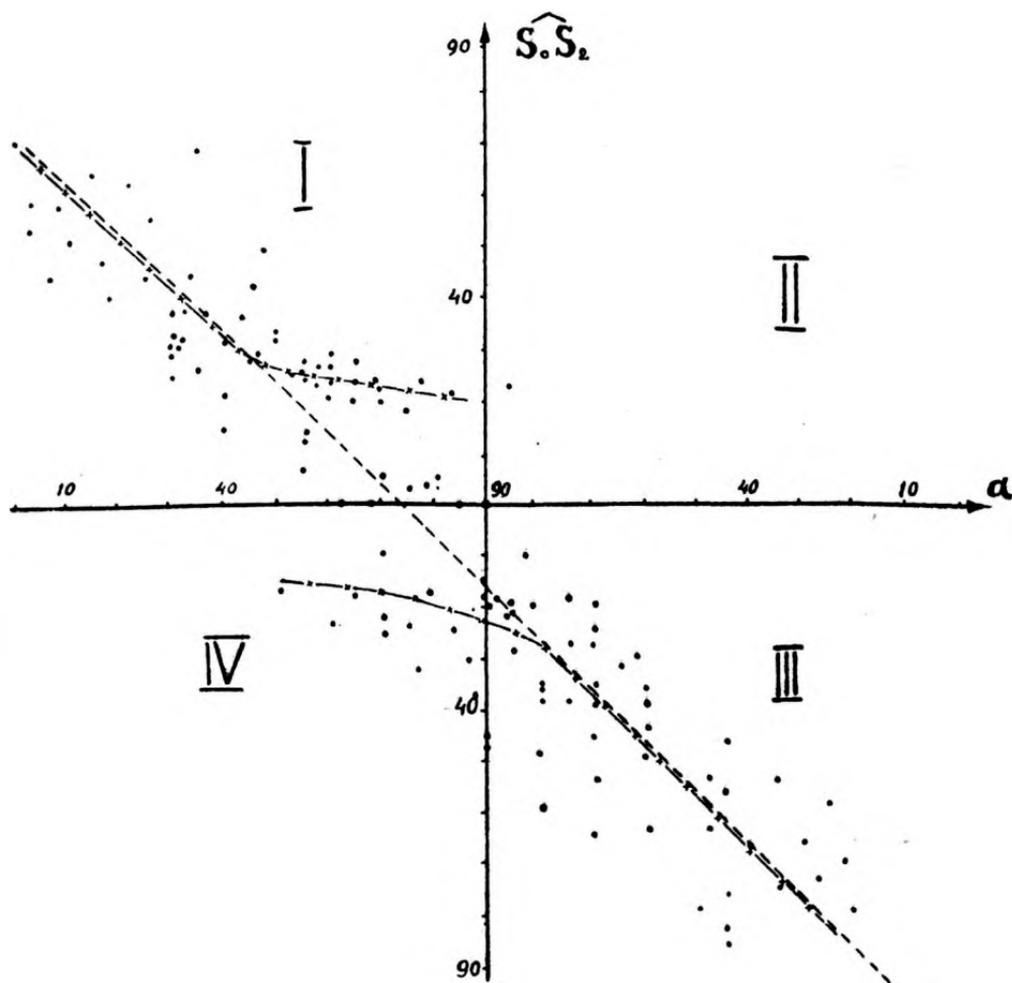


Рис.2. График соотношений углов наклона крыльев складок (α) и углов между слоистостью и кливажом в плоскости профиля складки ($\hat{S} \cdot \hat{S}_2$). 128 замеров; пунктирная линия отвечает теоретической прямой, рассчитанной для наклона осевых плоскостей складок под углом 75° к югу; штрих-пунктирная 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 уменьшавшими 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., ГИФТОБИЯНИ 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. *Y. Struct. Geol.*, 1981, v.3, № 3.

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

Вулканогенную толщу, развитую в западной части Киргизского хребта, В.А.Николаев выделял под названием "спилитовой свиты" [13, 14]. В дальнейшем А.И.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 однообразными 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 учкошойскими 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 разрывом на упоминавшиеся выше учкошойские 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 района 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 Караарча и Кенкола с его левыми притоками Курганташ, Ова, 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, выходят 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 джальдысуйской 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 афизивов 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 занимают туфы. Верхняя подсвита почти целиком сложена агломератовыми 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 западнее тела габбро-диабазов приведено на рис. 4.

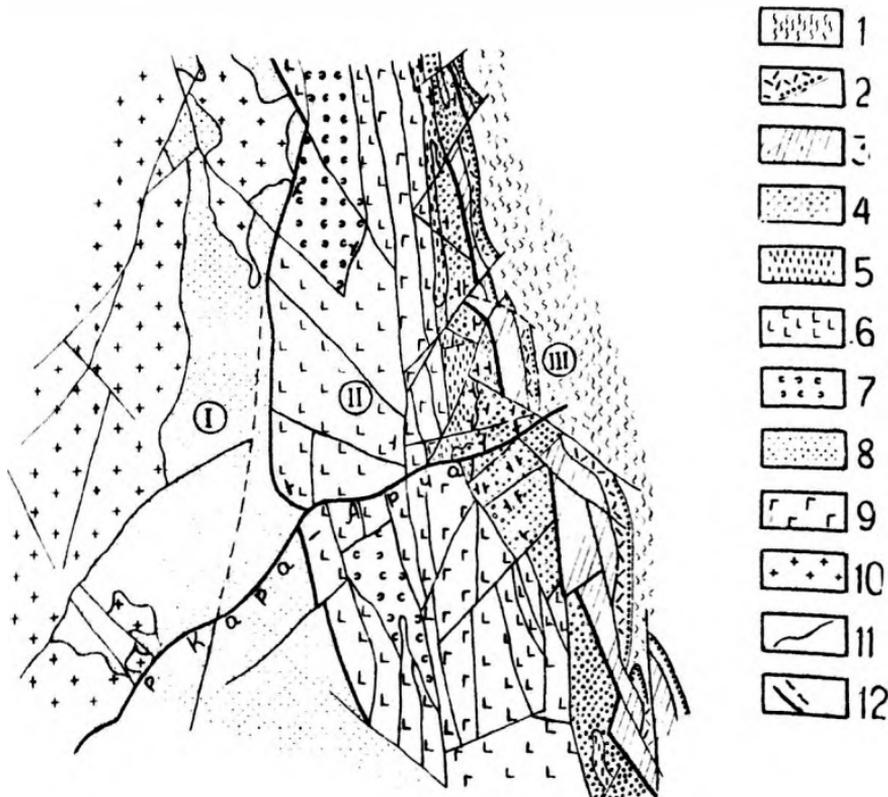


Рис. I. Схема геологического строения района р. Караарча (зап. часть Киргизского хребта). Составлена по материалам А. Г. Разбойникова, В. А. Макарова. Интерпретация возраста по авторам статьи. I - каиндинская свита ($PR_2 Kk$); 2 - джельдысуйская свита ($PR_3? dj$); 3 - терекская-караарчинская свита ($\epsilon-O_1 Kz$); 4 - кербулакская свита ($\epsilon-O_1 Kb$); 5-7 - караарчинокая свита ($\epsilon-O_1 Kz$): 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 ($\gamma PP_2 kr$); 10 - гранодиориты, диориты ордовика; II - стратиграфические контакты; 12 - тектонические соотношения. Блоки: I - Алмалинский, II - Караарчинский, III - Макбальский.

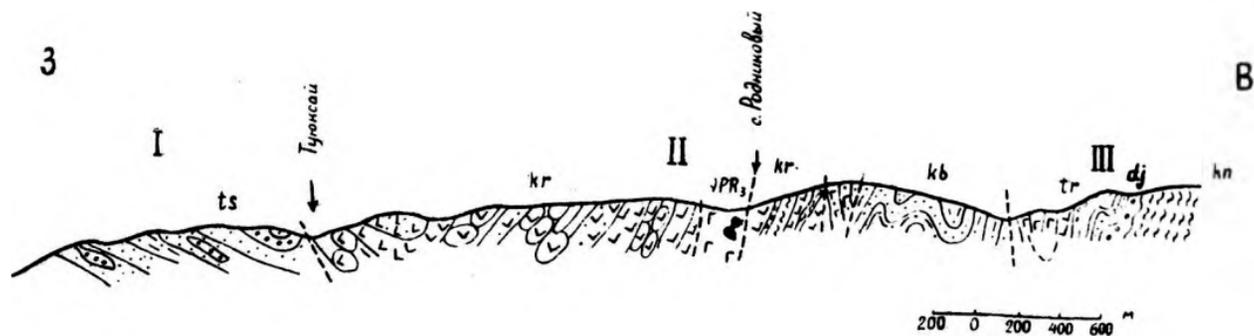


Рис.2. Профиль правобережья р. Караарча (южная). *kn* - кайндинская свита (кварц-мусковитовые, хлорит-мусковитовые сланцы); *dj* - дзельдысуйская свита (базальтные конгломераты, кварциты, хлорит-кварц-серицитовые сланцы, туфы андезитовых порфиритов); *tr* - терекская-караарчинская свита (миндалекаменные сплиты, базальтовые порфириты, туфы); *kb* - кербулакская свита (полимиктовые песчаники, глинисто-хлорит-серицитовые сланцы); *kr* - караарчинская свита (диабазовые порфириты, туфы, базальтовые и андезитовые порфириты с миндалекаменной структурой, часто шаровой отдельностью, кремни); *ts* - туксайская свита (пестроцветные полимиктовые песчаники, гравелиты, линзы конгломератов); *VPR₃* - габбро, габбро-диабазы, серпентиниты. Блоки: I - Алмалинский, II - Караарчинский, III - Макбальский.

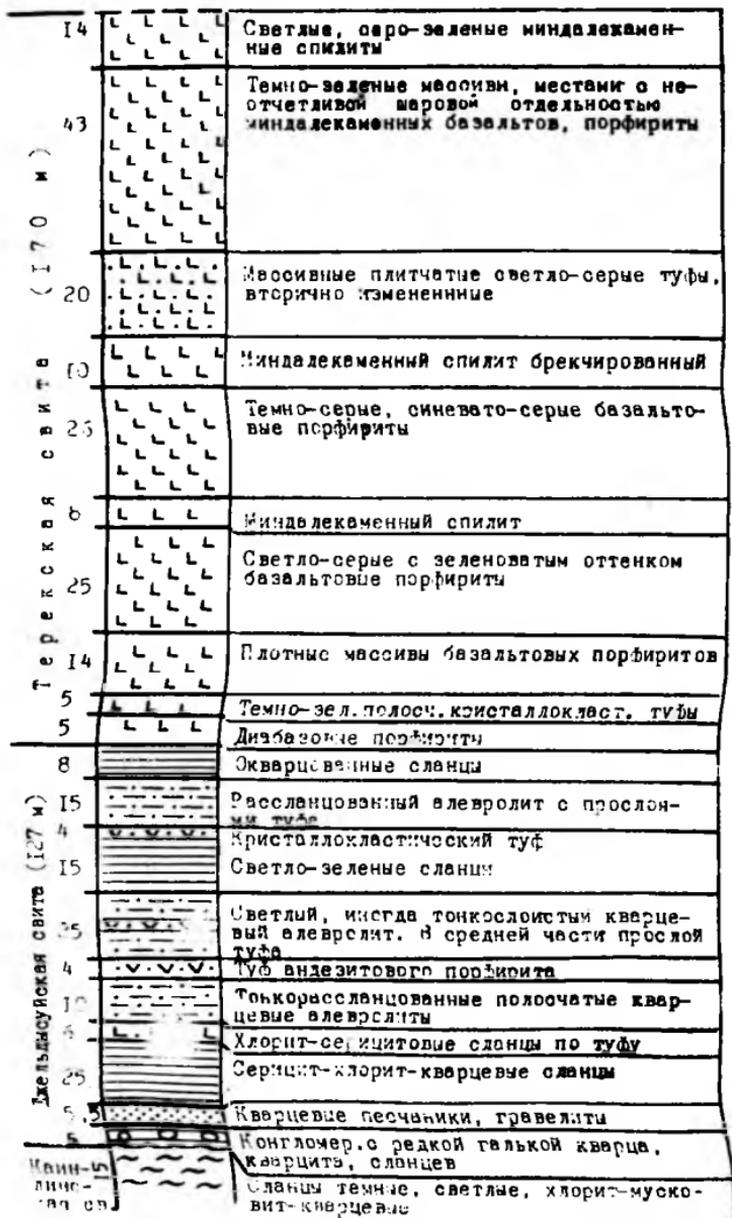


Рис. 3. Стратиграфическая колонка отложений западного обрамления Макбальского купола по р. Караарча (блок III на рис. 2).

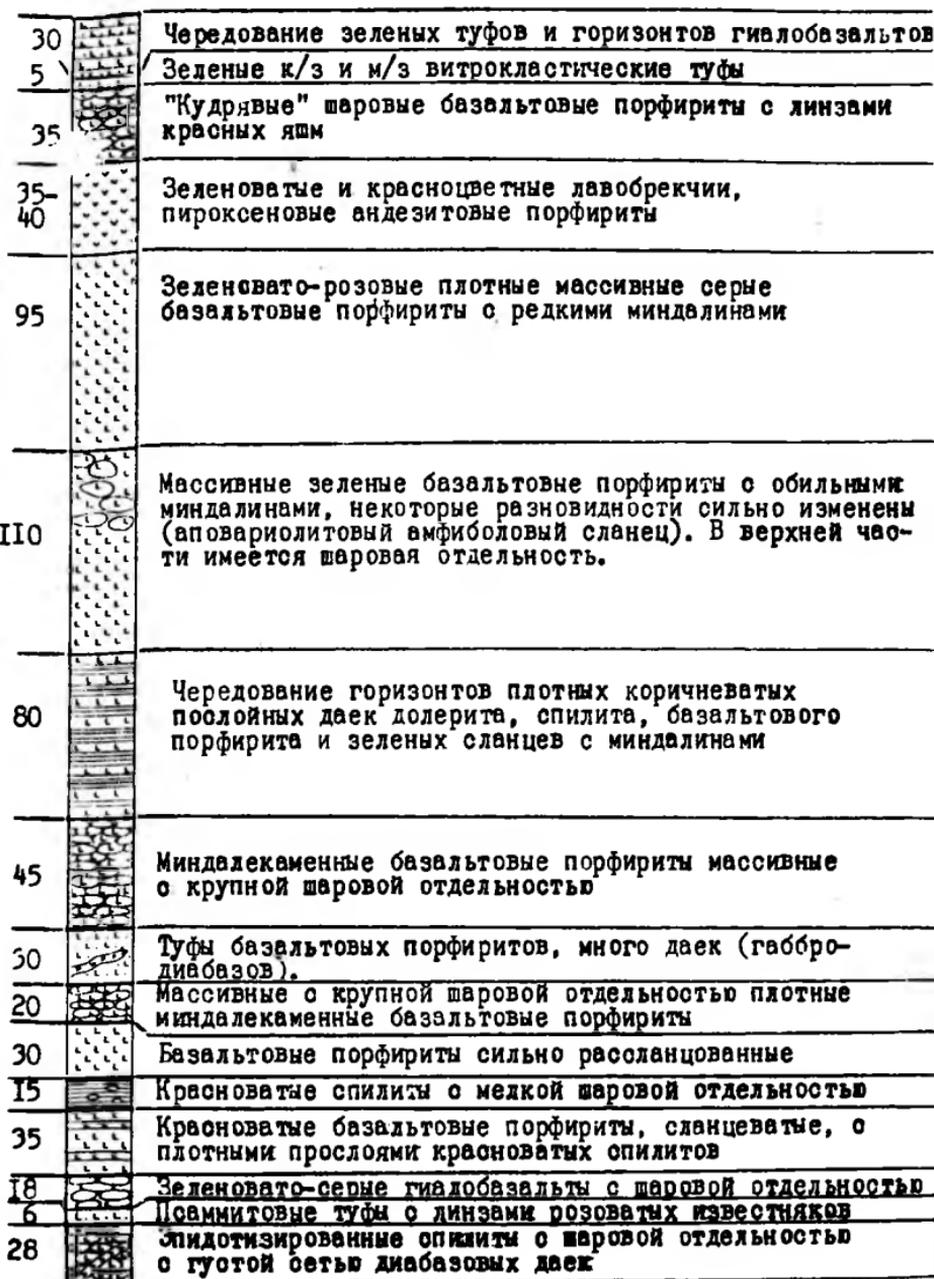


Рис. 4. Разрез караарчинской свиты по р. Караарча.

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 гналобазальты 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. Лавиллиевые туфы красноватого цвета содержат 0,5-2 м горизонты андезитовых порфиритов - 20 м.

4. Псефитовые туфы плотные серо-зеленого цвета - 25 м.

5. Глубокие и агломератовые туфы - 35 м. Красноватого цвета пузыристые бомбы и лавиллии 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 лавиллиевыми и агломератовыми туфами - 50-70 м.

9. Чередование горизонтов лавобрекчий и интенсивно карбонатизированных псаммитовых и гравийных туфов - 70 м.

На этом разрез 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 (южная) найдены *Entactinosphaera* sp. (E. ex gr. *akvakensis* Naz.), *Sphaeroidea* gen. et sp. indet., указывающие на раннепалеозойский возраст пород.

Среди поля караарчинских эффузивов и 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.

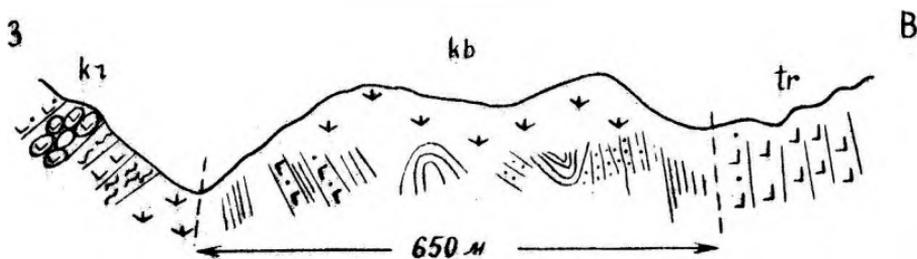


Рис.5. Выходы кербулакской толщи по р.Караарча. Свиты: *tr* - терекская, *kb* - кербулакская, *kr* - караарчинская.

Песчаники свиты имеют полимиктовый состав. Содержание слезающих минералов и обломков пород следующее: кварц - 20-30%, плагиоклазы преимущественно кислые - 25-30%, обломки пород - 35-45%. Среди обломков пород преобладают кислые эффузивы (плагиопорфиры и кварцевые порфиры), кремнистые сланцы, граниты. Реже встречаются кварциты, хлорит-серицитовые сланцы, основные эффузивы, амфиболы, пироксены, чешуйки хлорита. В сборах С.Гущина, И.Л.Захарова и А.В.Коновода по р.Караарча в песчаниках обнаружены конодонты, определенные В.П.Чернышукон как *Furnishina assymetryca* Miller (\mathcal{G}_3), *Acantiodus 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 приведенного разреза принимают 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
			Базальтовые порфириты
		30	Псаммитовые туфы
			Псефитовые туфы, м/г конгломераты
			Базальтовые порфириты
⑦		30	Псефитовые и псаммитовые туфы
			И/г конгломераты с обломками кремней, сланцев, яшм
КИЧИ-КАИНДИНСКАЯ СВИТА (400 М)		25	Чередование базальтовых порфиритов и кремней
		25	Базальтовые порфириты с прослоями-линзами красных яшм
		30	Чередование базальтовых порфиритов и кремней
	II 10		Тонкоплитчатые кремни черного, серого цветов, иногда с прослоями глинисто-кремнистых сланцев
КЕРБУЛАКСКАЯ СВИТА (300 М)		45-60	Чередование плотных зеленоватых туфов и тонкополосчатых туфогенных аргиллитов
		80-100	Зеленоватые филлитовидные сланцы с прослоями плотных темно-зеленых туфов, встречаются прослои и горизонты (1,5-2 м) кремней черного, серого, зеленоватого цвета
		60	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	

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

мератам значение междоформационных. Однако оказалось, что такие конгломераты имеются и ниже уступа 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.*, *Microhystridium 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*, *Microhystridium*, *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 радиоларий *Ectactinia* sp., позволившие С.М. Лихману отнести вмещающие толщи к нижнему палеозою. В следующем горизонте совместно с остатками спиккул губок выявлены многочисленные сферокладальные 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.Караарчи 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.Л.Назаровым определены *Protospongia* sp.?, *Ulcundia* ? sp., *Popofskellum* ?? (*P. ex gr. procerulum*), *Sphaeroidea* gen. et sp. indet., седельцеобразные о раннепалеозойском возрасте толщи – скорее всего о позднекембрийском – раннеордовикском.

Т.о., авторы статьи считают 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 Макбальского антиклинория и составляет 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 перекрыт 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 правобережье 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 кварцитам, содержат пачки яркой зеленой и лилово-красной окраски

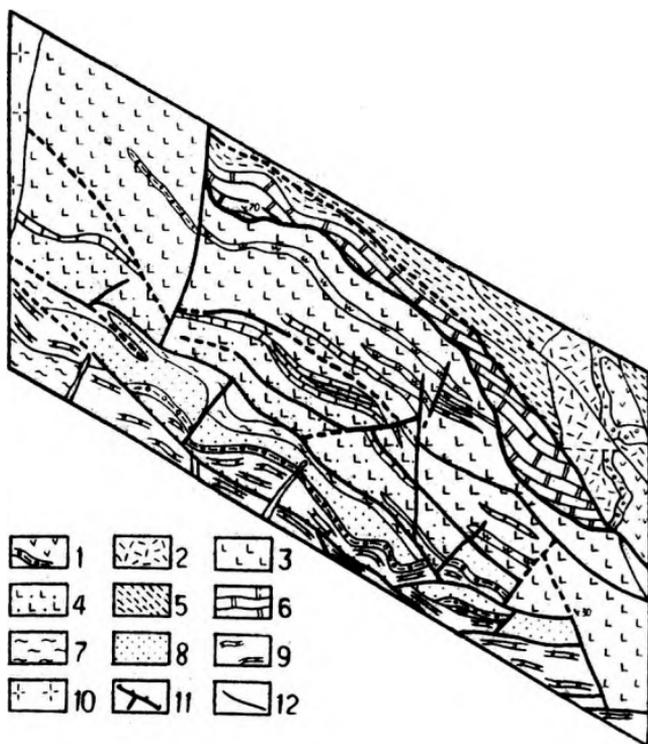


Рис.7. Схема геологического строения левобережья р.Кенкол. Составлена по материалам А.А.Черепанова, А.Г.Разбойникова и др. I-2 - отложения девона: I - конгломераты, туфы, андезиты, 2 - толща кварцевых порфиров; 3-4 - терекская свита ($\epsilon - O_{I-2}$); 3 - спилиты, диабазы, кремни, известняки верхней 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.

ЮЗ

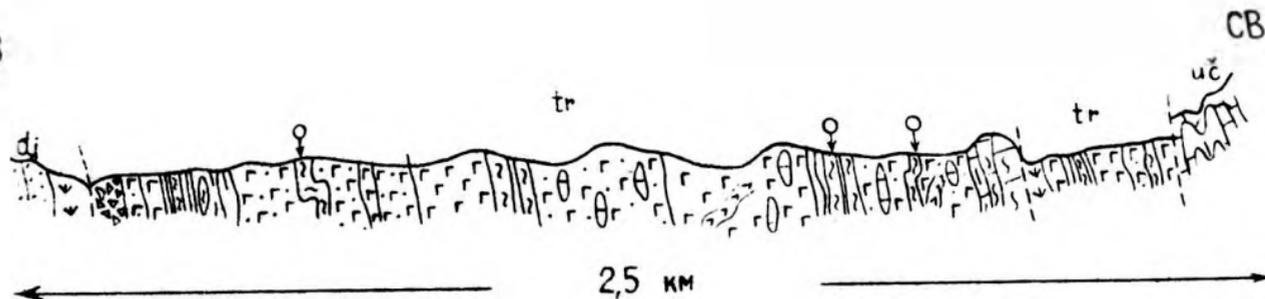


Рис.8. Профиль по правобережью р.Курганташ через выходы вулканогенной терекской свиты. Свиты: *dj* - джелдысуйская среднего рифея (?), *uc* - учкошойская верхнего рифея - венда, *tr* - терекская (кембрий - нижний-средний ордовик), ϕ - места сбора фауны.

55

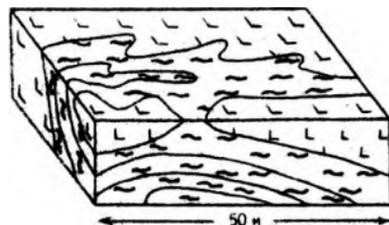


Рис.9. Деформация вулканогенных пород терекской свиты подчеркнута типом складчатости кремнистых горизонтов (р.Курганташ).

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. *incompta* 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 (Є-O₁₋₂) вулканогенная серия. Наиболее полным является разрез ее по р.Караарча (жизная). В этом же районе развита и терригенная (кербулакская) свита того же возраста, что свидетельствует о тектоническом сближении одновозрастных 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, андезито-базальты. Основной объем этих свит составляют по степени убывания базальтовые порфириты, лавобрекчии и туфы, спилиты, андезито-базальтовые порфириты.

Базальтовые порфириты обычно имеют порфировую структуру, но встречаются и афиронные разновидности. Порфиритовые

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

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

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

Андезитобазальтовые порфиристы имеют порфирную или микропорфирную структуру. В порфирных 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. Каратюбе 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 SiO_2 (среднее) в терекской свите — 51,67%, в караарчинской — 53,5%. Среднее содержание TiO_2 в терекской свите 0,26%, в караарчинской — 0,41%. Несколько 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 АФМ Х.Куно (фигуративные точки вулканитов терекской свиты (рис.10) смещены к правой ветви пара-

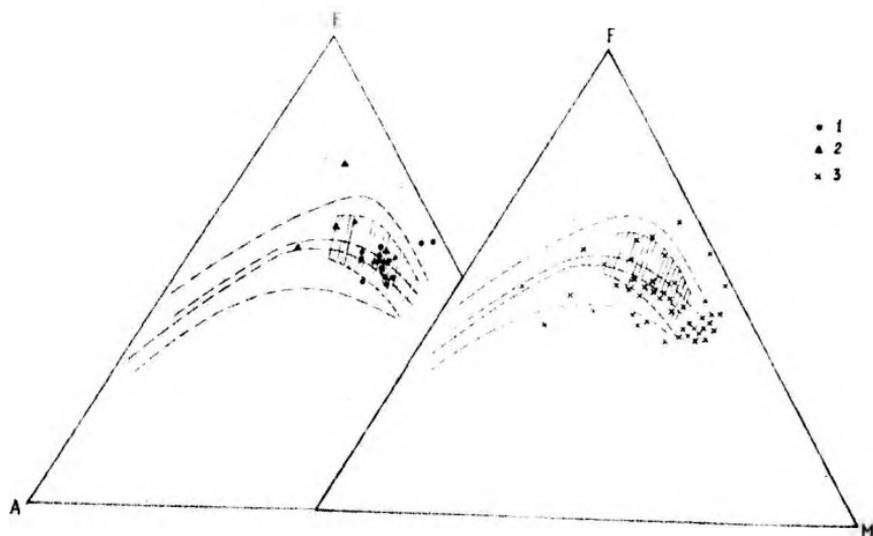


Рис.10. Диаграмма Х.Куно АФМ для вулканитов терекской и караарчинской свит: • – терекская; ▲ – то же, по данным Т.А.Додоновой; х – караарчинская.

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.Минширо [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 \sqrt{a} 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-

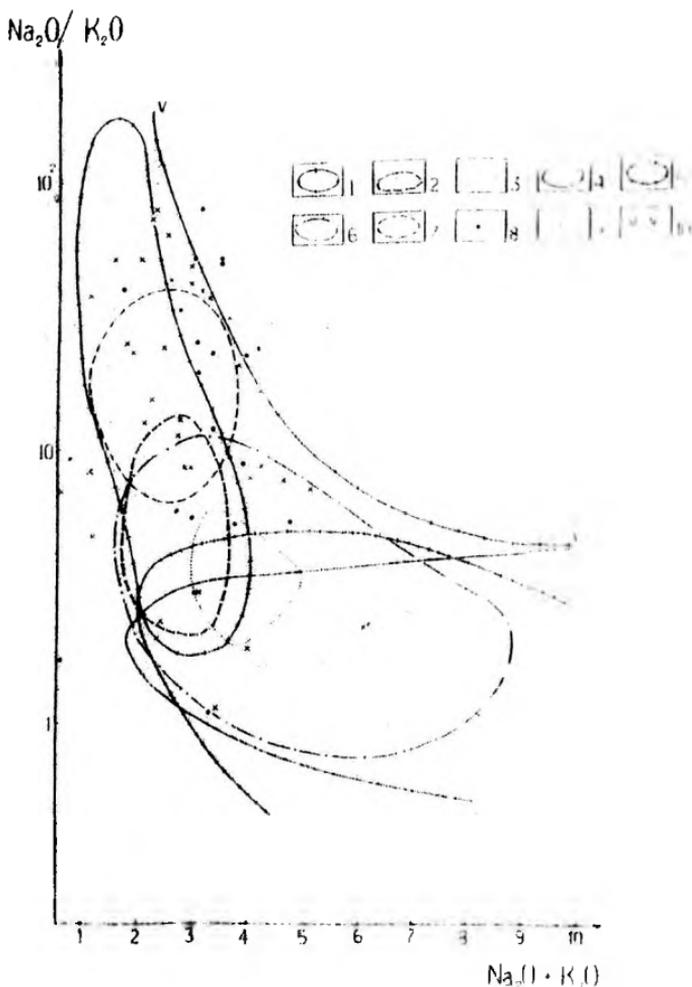


Рис. II. Диаграмма А. Миширо $\frac{Na_2O}{K_2O} : Na_2O + K_2O$.
 1 - исландские толеиты, 2 - гавайские толеиты, 3 - исландские щелочные породы, 4 - щелочные породы атлантических островов, 5 - щелочные породы на континенте Восточной Азии, 6 - островодужные породы, 7 - абиссальные толеиты, 8 - вулканы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

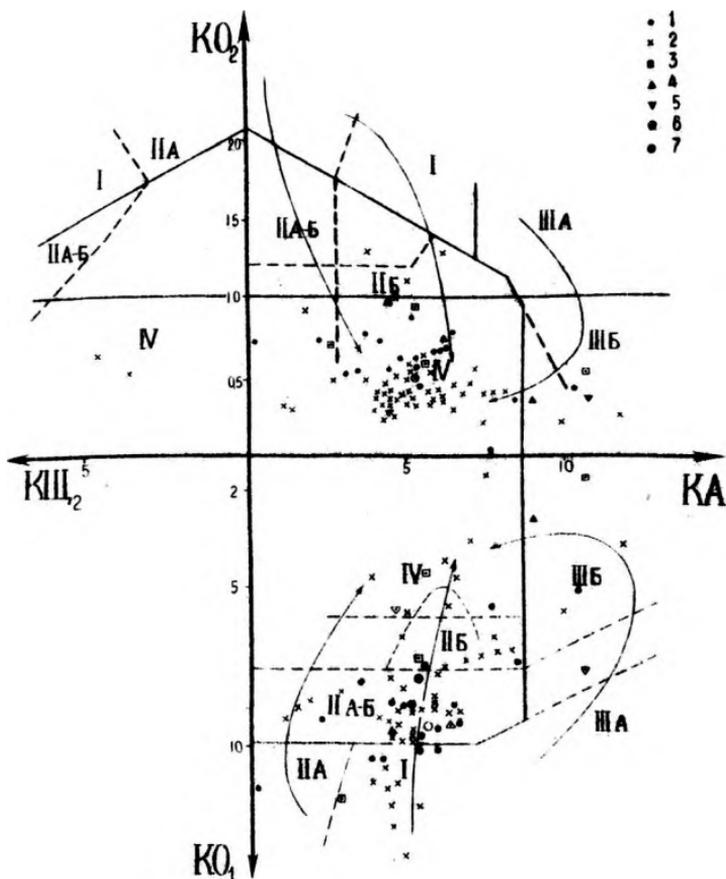


Рис.12. Диаграмма Н.Л.Добрецова. I - вулканы терекской свиты, 2 - вулканы караарчинской свиты, 3 - дибазы в нижней туфовой части терекской свиты, 4 - вулканы терекской свиты по данным Т.А.Додоновой, 5 - анализы вулканизов терекской свиты по данным В.В.Киселева, 6 - точка среднего значения по анализам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

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

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, филлитовых сланцев и туфов^х.

Джелдысуйская свита (оввская 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 оввской (терсбутацкой) свиты среднего рифея, а по р. Караарча - сланцы каиндинской свиты среднего протерозоя.

Г.И. Макарычевым [10] в Караарчинском блоке наблюдалось наложение 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 начально 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 энсиматические

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

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

ЛИТЕРАТУРА

1. МЕЛЮСОВ Б.Б. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975.
2. ГИЛЕВА Л.Н. Докембрий Тянь-Шаня и проблема регионального метаморфизма. Л., 1978.
3. БОЛКОВА Н.А. Акритархи 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. МАКАРЧЕВ 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. МИТРОЛАНОВА 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. Ш 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. СТЫЛАНЕЧКО А.Ф. Новые данные о докембрийских (синийских) и нижнепалеозойских отложениях западной части Киргизского хребта (Северный Тянь-Шань). - Изд-во АН СССР, сер. геол., 1969, № 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 ПАЛЕЗОЗОЯ ХРЕБТА КАРАКАТТЫ

Геология района изучалась как в процессе поисково-съёмочных (М.А.Стронин, В.Г.Королев, Г.Л.Кюдин, Н.С.Каткова, Л.Н.Орлов, В.Н.Богдещкий, Б.А.Асаналиев, Б.В.Семенов), так и тематических работ (В.Г.Королев, В.Н.Кривошукская, 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 "приняжке" 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 переклираль 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. I). В районе, несмотря на ряд тектонических осложнений, отчетливо прослеживаются две крупные антиклинальные структуры (Южно-Каракаттинская и Каракоктинская), разделенные пережатой и запрокидывающейся к северу Каракаттинской синклиналью. Они имеют общее запад-северо-западное простирание.

Заведомо докембрийские образования вскрыты в правобережьи 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 размывом кварцитовидными песчаниками, коррелируемыми с джилуусуйской свитой верховьев Малого Нарына. На песчаниках согласно лежит сланцево-карбонатная пачка, также содержащая строматолитовые биогермы, но не имевшая "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 Каракоктинской 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 пликативных 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 свидетеля 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 толдами широкого возрастного диапазона, включая низы среднего ордовика. Судя по наличию в серпентинитах реликтовых остатков ультрабазитов, большая их часть является апогипербазитами, проникшими в высокие горизонты земной коры в основном в виде протрузий. Тела габбро и апогипербазитов 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 многоактивный 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 наблюдении Т.А.Додоновой [4] в приустьевой части долины р.Тюлек интрузивного контакта ультрамафитового штока с вмещающими породами, которыми здесь служат тюлекские 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 разрезом, встречаются лаво- и гялокласты, горизонты туфоконгломератов 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 расчленировке кремней линзовидных прослоев среди шаровых лав и из кровлевого горизонта обнаружены многочисленные остатки радиоларий и спикул губок (точки сборов см. на рис.1). В шлифах из метрового прослоя красных кремнистых сланцев, залегающих 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 подстилками и толщами рифея, а ее перекрытие можно наблюдать в ряде мест приводораздельной 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 приводораздельной 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 туфоконгломератов (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 туфоконгломератов 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).

Вышележащая 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-Сарбулак. Здесь горизонт пестрых кремней по неровному карманообразному контакту перекрывается вулканомиктовыми крупногалечными 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 прослой тонкоплитчатых известняков. Общая мощность кремнисто-сланцевой толщи достигает 460 м.

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

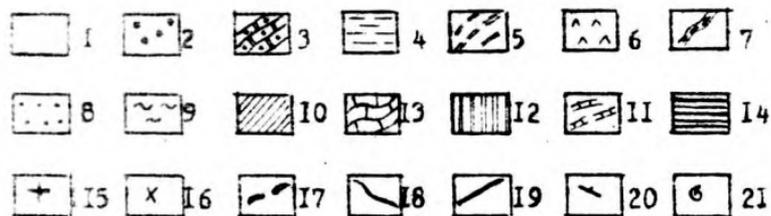
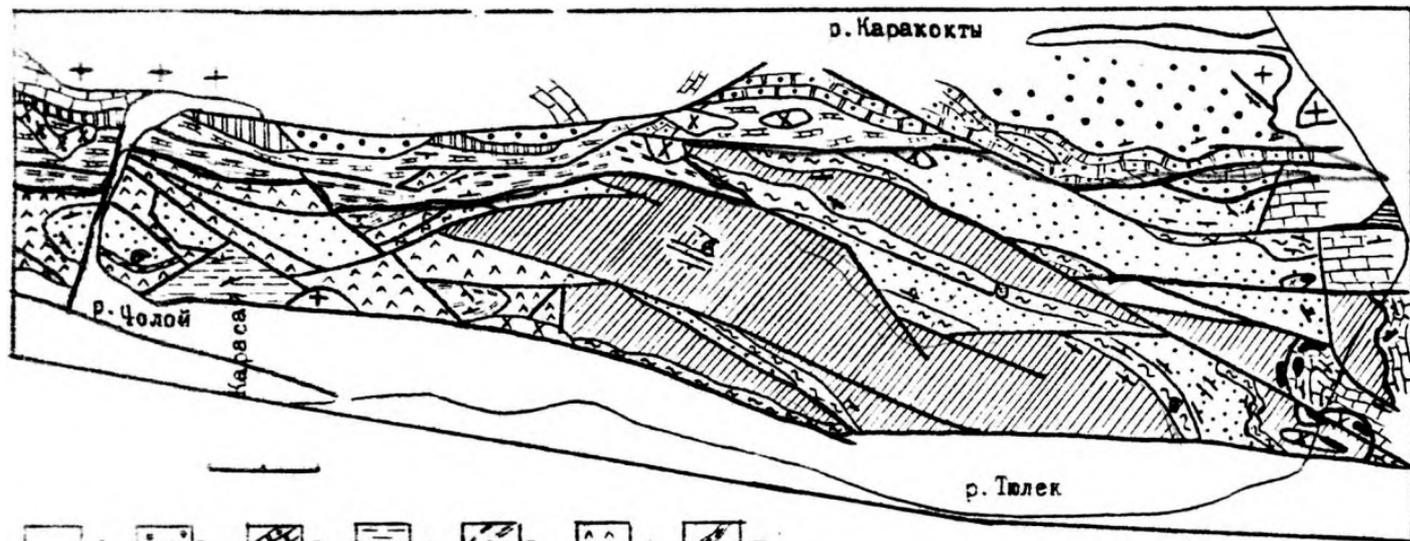


Рис. I. Геологическая карта хребта Каракатты. I - четвертичные, четвертично-неогеновые отложения; 2 - толща полимиктовых конгломератов ($O_3?$); 3 - толща известняковых конгломератов ($O_3?$); 4 - черносланцевая-песчаниковая толща ($O_2?$); 5 - сланцево-карбонатная толща (O_2); 6 - чолыйская толща (O_2); 7 - толща крупноглыбовых конгломератов (O_1); 8 - толща кремнистых туффитов (O_1); 9 - кремнисто-сланцевая толща (S_2-O_1); 10 - каракаттинская свита ($S_1?$); 11 - 14 - рифей: 11 - карбонатно-сланцевая пачка, 12 - кварцитовидные песчаники, 13 - тилекские мраморы, 14 - сарыбулакская 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 Каракаттинской синклинали определены *Ulcundia* sp., *Entactinia?* sp. (верховья р. Кытай-Джол). В кремнистых сланцах южного крыла этой структуры (в разрезе напротив устья р. Мичке-Сарыбулак) определены *Haplentactinia* aff. *armillata* Naz., *Helioentactinia* *bakanasensis* Nazarov, *Entactinia?* sp. В кремнях северного крыла Каракаттинской 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 радиолярий и спикул губок свойственны среднекембрийско-раннеордовикскому интервалу.

Толща кремнистых туффитов развита в блоках восточной части хребта и выполняет мульду Каракаттинской 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. Выше разрез надстраивается ритмичным чередованием пестрых, разных оттенков красного, зеленого, голубого цветов кремнистых туффитов, алевролитов, песчаников и гравелитов, переполненных обломками собственного перебитого материала, подстилающих кремнистых сланцев и основных эффузивов. 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 приустьевой 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 размывом перекрываются чолойской толщей туфо-конгломератов. 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 Келемчи, мощность толщи достигает 500 м. В составе обломочного материала здесь появляются кремнистые туффииты и сланцы, миндалекаменные порфириты. 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. Чокюйбулак, 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 размывом лежат вулканические

вне 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 туфо-конгломераты, образующие мощные, до 150 м, горизонты среди сливных массивных и грубоплитчатых псефитовых и псаммитовых литокристаллических туфов, прослаивающихся подчиненными горизонтами кремнистых туфитов. Булканогенные конгломераты нередко включают, а местами на 70-80% состоят из стрепенирированных переотложенных шаров миндалекаменных порфиритов и тогда создают впечатление покровов, которое исчезает лишь при ближайшем рассмотрении состава цементной массы, включающей обломки кремней, туфитов, 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.П. Мисюса фаунистических остатков по р. Тикбулак и на водоразделе рек Чолой - Карасай.

Принципиально важны сборы П.П. 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., *Nezperorthis* sp. nov., *Dolonia* gen. et sp. nov., свидетельствующие, по его мнению, о среднеордовикском 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 крупноглибовых конгломератов, подстилающей чолойскую, определены *Pseudocerascephalites* sp., *Homagnostus seletensis* Ivshin, *Tamaranella* sp., *Agnostidae*, *Shumardia* sp. nov., *Pseudagnostus* sp., *Illaenus* sp., *Coosia* sp., *Dalgeuloma* sp., *Lonchodomas* sp., *Ognasaphus* sp. nov., *Parabasilicus* sp., *Telephina* sp., *Symphysurus* sp. nov., *Lisogorites striatus* Techug. Они представляют смесь форм, свойственных интервалу верхнего кембрия - среднего ордовика. Кроме того, в долине р. Карасай Р.А. Максумовой и А.В. Коновалом 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 характерны ее нормальные взаимоотношения с чолойскими туфоконгломератами. Пачка массивных темно-зеленых слитных 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 бурые 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 слагает 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 слагает 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. Биди-мая мощность толщи порядка 300 м. Ее положение в разрезе условно и определяется лишь сходством с флюидными образованиями ордовика близлежащих районов Колона.

Толща известняковых конгломератов выделена в приподраздельной части и на северном склоне хребта Караокты. Она составляет основание разреза молассоидов, выделившихся в долине р. Караокты в качестве представителей своеобразной геосинклинальной фации верхнеордовикских 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 окремненных известняков агуай-рыкского типа. Кроме того, в составе обломков нередко кварцито-видные 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

толковых 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 клиражными 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 туфиты, известняки, кварциты, а также рогообманковые габброиды, габбро-диориты, монциты и гранодиориты. 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, "подвешиваемые" 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) "подошва" среднего ордовика, по которой нередко фиксируется несогласие и "перерыв" в осадконакоплении. Первый и последний из этих уровней находятся 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 Каракатты и Караджорга толща кремнистых туфитов 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-туфитовая толща хр. Каракатты располагается выше кремнисто-сланцевой, охарактеризованной остатками губок и радиолярий кембрия - нижнего ордовика, а в хребте Караджорга эта часть караджоргинской свиты перекрывается пачкой валунишков 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 вулканомиктовых 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 спикул губок и радиолярий указывается для котуджанской и туюксайской 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 туюксайской свит можно считать несомненным, поскольку они прорываются алмаинской интрузией, на которой с размывом лежат фаунистически охарактеризованные толщи низов среднего ордовика, что подтверждается и уран-свинцовыми радиологическими определениями пирконов из этой интрузии, давшими соответствующий этому рубежу возраст — 465±5 млн лет.

Возраст карааттинской, караарчинской и синхронных им вулканитов 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.

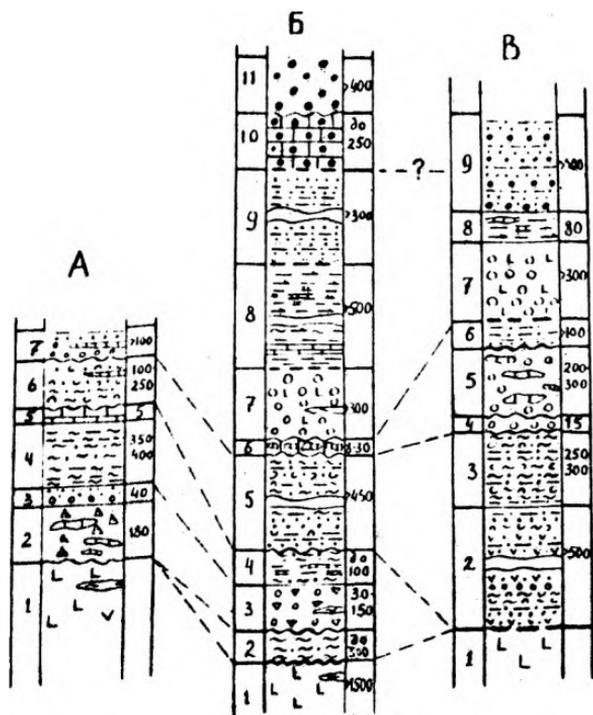


Рис. 2. Схема корреляции разрезов нижнего палеозоя. А. Западная часть Киргизского хребта. 1 - вулканиты караарчинской свиты; 2-5 - котуджанская свита: 2 - карбонатные брекчии с линзами-рифами известняков (трилобиты - амгинский век среднего кембрия); 3 - лавы туфобрекчии пироксеновых порфидитов, полимиктовые песчаники, гравелиты; 4 - зеленые и красные тонкопелосчатые туфидиты, туфопесчаники, кремнистые породы; 5 - известняки с остатками трилобитов и беззамковых брахиопод (начало позднего кембрия); 6 - туюксайская свита - красноцветные, буровато- и зеленовато-серые вулканомиктовые алевролиты и песчаники, в прослоях известняков остатки верхнекембрийских - тремадокских брахиопод и трилобитов; 7 - кепташская свита, в основании крупноглыбовые и валунногалечные полимиктовые конгломераты, выше песчаники, сланцы, алевролиты, подчиненные прослои известняков, вулканогенных пород, фаунистические остатки лланвирна-лландейло. Б. Хребет Каракатты. 1 - каракаттинская свита; 2-4 - кремнисто-сланцевая толща: 2 - вулканогенные брекчии, туфоконгломераты, кремнистые сланцы и кремни (остатки микроорганики); 3 - крупногалечные вулканомиктовые конгломераты; 4 - тонкоплитчатые кремнистые сланцы с прослоями глинисто-карбонатных сланцев; 5 - толща кремнистых туфидитов - пестрые кремнистые туфидиты, алевролиты, песчаники, гравелиты; 6 - толща крупноглыбовых конгломератов; 7 - чолыйская толща - туфоконгломераты, туфы, туфидиты, песчаники с фаунистическими остатками среднего ордовика; 8 - сланцево-карбонатная толща - хлоритоглинистые, кремнисто-хлоритовые, глинисто-карбонатные сланцы с

5 - известняки с остатками трилобитов и беззамковых брахиопод (начало позднего кембрия); 6 - туюксайская свита - красноцветные, буровато- и зеленовато-серые вулканомиктовые алевролиты и песчаники, в прослоях известняков остатки верхнекембрийских - тремадокских брахиопод и трилобитов; 7 - кепташская свита, в основании крупноглыбовые и валунногалечные полимиктовые конгломераты, выше песчаники, сланцы, алевролиты, подчиненные прослои известняков, вулканогенных пород, фаунистические остатки лланвирна-лландейло. Б. Хребет Каракатты. 1 - каракаттинская свита; 2-4 - кремнисто-сланцевая толща: 2 - вулканогенные брекчии, туфоконгломераты, кремнистые сланцы и кремни (остатки микроорганики); 3 - крупногалечные вулканомиктовые конгломераты; 4 - тонкоплитчатые кремнистые сланцы с прослоями глинисто-карбонатных сланцев; 5 - толща кремнистых туфидитов - пестрые кремнистые туфидиты, алевролиты, песчаники, гравелиты; 6 - толща крупноглыбовых конгломератов; 7 - чолыйская толща - туфоконгломераты, туфы, туфидиты, 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; II - толща полимиктовых конгломератов. В. Хребет Караджорга. I - основные вулканы; 2-3 - караджоргинская свита; 2 - вулканомиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты, пестрые кремнистые туффы; 3 - кремнистые туффы, алевролиты, сланцы, прослой известняков; 4 - цветные кремнеземные конгломераты; 5 - крупноглыбовые конгломераты с вулканическими остатками верхов кембрия; 6 - конгломераты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы с аренигскими граптолитами; 7 - туфоконогломераты; 8 - хлорито-глинистые сланцы с прослоями известняков; 9 - долонская свита - полимиктовые конгломераты, песчаники, алевролиты.

Мощность досреднеордовикской части нижнепалеозойского разреза хребта Каракатты достигает 3000 м. Вышележащая 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 При-сонкуля, 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 Каракатты, 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 образования-

^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 дискуссий 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. ГЭСЬ 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 каракатинской 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 архея и нижнего протерозоя СССР. Л.: Наука, 1979.
9. КРИВОУЦКАЯ 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. МЕТРОФАНОВА К.В., ВАСИЛЬЕВ Д.Г., КЛИШЕВИЧ В.Л., КЕВТКОВСКИИ А.Р. Раннегеосинклинальные вулканогенные серии Киргизского хребта. - Советская геология, 1983, № 8.

12. ОРЛОЕ 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 НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ДЖУМГАЛЬСКОГО ХРЕБТА (СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Нами рассматривается геологическое строение центральной части (Джумгальский 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 зон 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 флишеидными толщами среднего ордовика. Мощность каждого формационного подразделения превышает 2 км. В структурном плане выделяются крупные антиклинальные и синклинальные 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.

Джугтальский сектор (подзона) относится к наименее изученным районам Киргизско-Терскенской 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 (?) - PR₁? В междуречьи Актой-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 антиклинария [1,8].

Караджоргинская свита (C₂-O₁kd) залегает с разрывом с угловым несогласием на метаморфических сланцах. Нормальный стратиграфический контакт наблюдается по правому борту р.Актой (рис.1, разрез "Актой"). Пока это единственное место в Киргизско-Терскенской зоне, где установлен полный разрез свиты.

Пачка I. Базальные конгломертики красноцветные. В обломках преобладают бурные глинисто-кремнистые алевролиты; гранат-слодяные сланцы протерозоя составляют 30% массы обломков, обломки туфов основного состава - в подчиненном количестве. Мощность базального слоя в разрезе "Актой" 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 туфогравелиты 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, туфобрекчии и туфоконгломераты, линзующиеся в разных соотношениях. В нижней части преобладают туфопесчаники и туфоалевролиты. В верхней — туфоконгломераты и туфобрекчии. 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 разногидностях 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.Гущиным определены водоросли *Eriphyton fasciculatum* Charman; *E. confractum* Korde, *Chabakovia cavitata* Volog., *Renalcis novum* Vor., *Botomaella* sp., известные в верхах нижнего кембрия Сибири. Выше залегают фаунистически охарактеризованные нижне-среднеордогикские отложения. Общая мощность караджоргинской свиты в разрезе "Актой" составляет 632 м.

К северу, к окраине Киргизско-Терской зоны, мощность свиты уменьшается и состав ее несколько меняется (рис. I, 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 Джунгальского хребта, мощность свиты увеличивается (рис. I, разрез "Каратор"). Пачка I здесь представлена такими же базальными красноцветными брекчиями. Выше по разрезу существенную роль играют шаровые лавы. 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.Коновой), трилобитов майского яруса: *Dorypyge richthofeniformis* Lerm., *Dorypygina delicatula* Lerm., *Anomocare laeveformis* Gon. (msc.), *Poulsonia* (?) *quadrisuleata* Gon. (msc.) и основания верхнего кембрия: *Liostracina decorata* Gon. (msc.), *Tricrepicerphalus* sp. 1, Tr. sp. 2, *Damesora convexa* Gon. (msc.) (сборы и определения В.И.Гончаровой). В этих же известняках встречен комплекс водорослей, аналогичный комплексу разреза "Актой", т.е. раннекембрийский. Фацциальные пере-

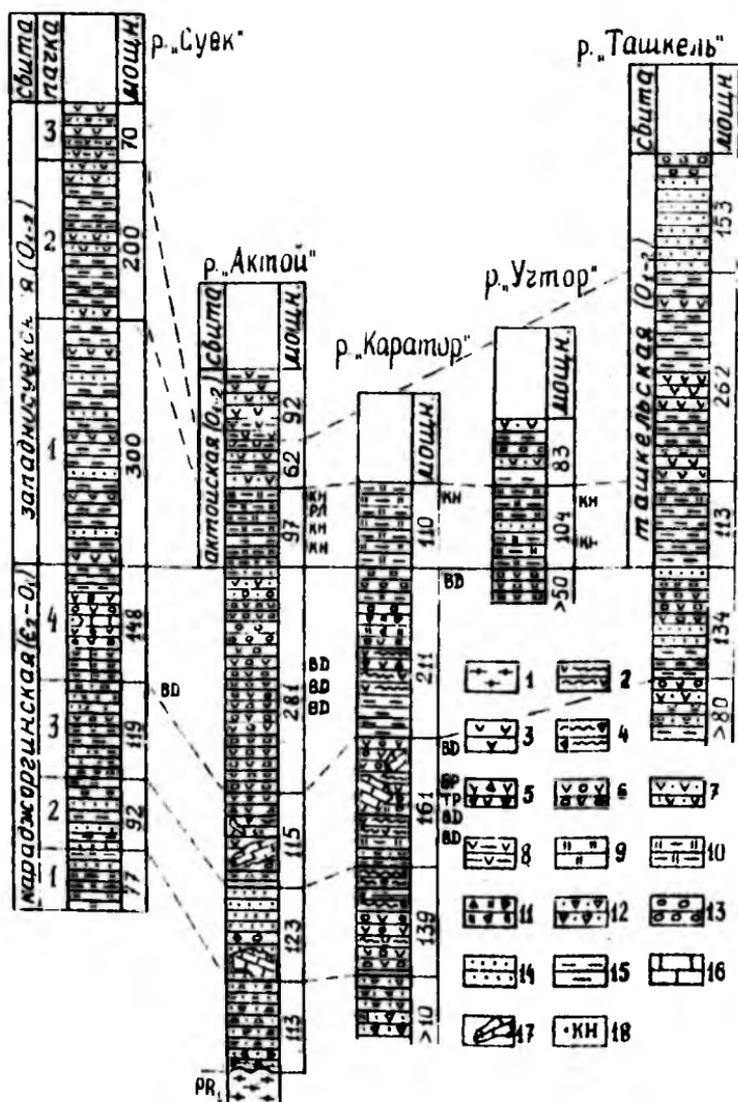


Рис.1. Сопоставление изученных разрезов. 1 - метаморфические сланцы нижнего протерозоя, 2 - шаровые лавы спилитов и андезитов, 3 - межпластовые тела диабазовых порфиритов, 4 - лабобрекчии, 5 - туфобрекчии, 6 - туфоконгломераты, 7 - туфопесчаники, 8 - туфо-алевролиты, 9 - яшмы, 10 - кремнистые алевролиты, 11 - яшмовые брекчии, 12 - альвиальные 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.

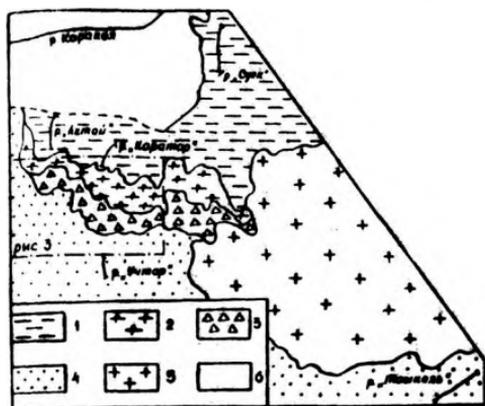


Рис.2. Схема структурных элементов Джумгальского хребта. 1 - автохтон, 2 - параавтохтон, 3 - зона меланжа, 4 - аллохтон, 5 - область сплошного развития среднепалеозойских отложений, 6 - гранитоиды Джумгальского батолита.

ход: 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-суекской 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. Актон. Описанные характерные признаки позволяют классифицировать данный грубокластический комплекс, как тектоно-гравитационные олистостромы [11]. 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-свекская свита (O_{I-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 туфалевролитов. Частые межпластовые тела диабазов. Мощность 70 м.

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

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

Актошская свита (O_{1-2ak}) распространена по всему северному склону Джумгальского 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.Актой.

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. *ancera* Mosk., *Oistodus* cf. *abundans* Mosk., *Stereosopus* 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. (определение С.М.Лихомана).

Пачка II. Переслаивание зеленоватых тонкослоистых вулканомиктовых 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 традиционной 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 Джумгальского 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 позднеордовикский возраст перекрывающей карамойнокской свиты и ее резко несогласное залегание, накопились за сравнительно короткий промежуток времени.

Ташкельская свита ($O_{1-2}!$). 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. Прослои 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 карамойнокской свиты.

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

Автохтон сложен породами актойской, западно-суевской и караджоргинской свит, залегающих скорее всего на нижнепротерозойских метаморфических сланцах. Между породами актойской и западно-суевской свит наблюдаются латеральные переходы. Осадочные толщи свиты в линейные запрокинуты 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-

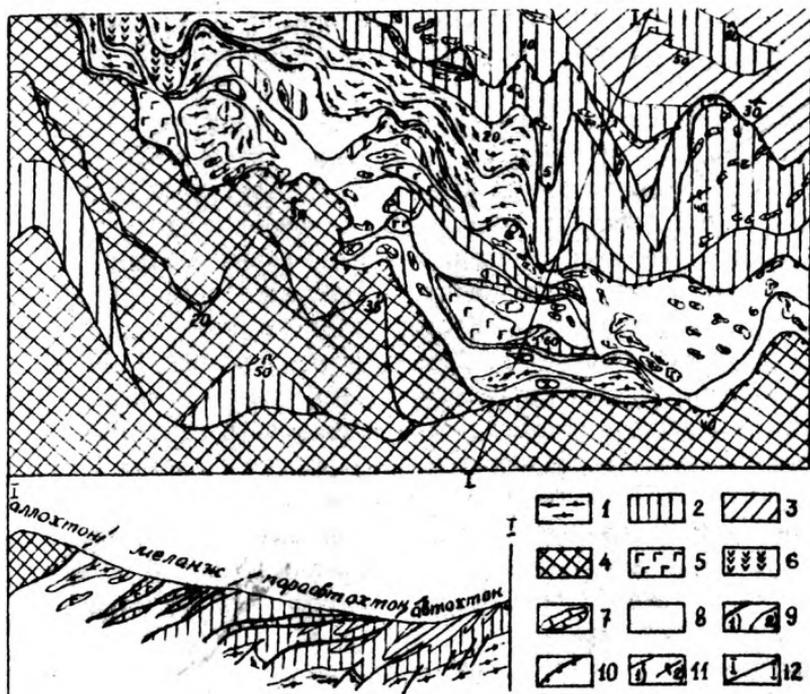


Рис.3. Геологическая карта центральной части Джумгальского хребта. I - нижний протерозой, 2 - караджоргинская свита, 3 - актойская свита, 4 - ташкельская свита, 5 - габброиды, 6 - параллельные дайки габбро-диабазов, 7 - глыбы известняков, 8 - серпентиниты; 9 - геологические границы: I) тектонические, 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 Джумгалского и Сусамырского массивов. Зона меланжа представляет собой развалцованные, 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, апсэмогитовые, 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°) 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 лавобрекчий 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° в трех нижних чешуях. Верхняя чешуя образована наклонными, опрокинутыми к северу складками. Падения плоскостей сместителя юго-западные под углами 20–70° (в среднем 30–40°). 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 Макбело-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. Развитая 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 флишодных толщ. Кроме того, установлено широкое развитие надвиговых дислокаций и тесно

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

Весьма специфичным является двойственный характер заложения эвгеосинклинального разреза, что выражается в несогласном налегании 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, полифазальность, присутствие в разрезе тектоно-гравитационных олистостромов, слагающих низы разреза свиты (известняков, цветных кремней, реже обломков лав) свидетельствуют о принадлежности данных образований к комплексу грабенных фаций, т.е. к зоне рифта. Наличие дайкового "щит-комплекса" служит доказательством образования коры океанического типа в рифтовой зоне и, возможно, поддвигает 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 одновозрастными 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 Джунгальского 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 (актойская свита) в наиболее глубоководных областях рифта, фациально сменяющиеся в направлениях к континентальному склону флишодными, существенно вулканогенными формациями (ташкельская и западно-суекская свиты).

На следующем этапе развития расширение рифтовой зоны сменилось односторонним сжатием. На этом этапе сжатие приводит к одновременному 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 Ю.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., КОРОЛЕВ 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 карааттинской 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 Заилыйский Алатау прослеживается сравнительно узкая полоса развития верхнепротерозойских и нижнепалеозойских отложений. Наиболее полные их разрезы описаны в долинах рек Чон-Кемин и Чылик [12, 11, 5]. Стратиграфия толщ, слагающих Чылико-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 Чылико-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 исследованиями [3] в нем выделены чолюн-атинская свита терригенных пород верхнего рифея, долоу-атинокая 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).

№№ толщ.	№№ пачек	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	●	III ₃
	5	▬	20,0		
	3-4	▬	26,0		
	1-2	▬	21,0	●	
2		▬	10-26		III ₃
		▬	30-90		
		○	25-30		
1	12	▬	14,0	●	I ₁
	11	▬	23,0		
	10	▬	25,0		
	8-9	▬	15,0		
	7	▬	18,0		
	5-6	▬	17,5		
	4	▬	35,0	●	
	3	▬	32,5	●	
	2	▬	28,0		
	1	▬	36,0		

I. Чолпон-атинская свита внизу ограничена поверхностью надыга 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 красноцветных алевролитов, песчаников, сланцев, прослой кремнистых пород - 450 м.

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

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:

1. 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 перемылы, 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: слюд, 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):

1. 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-бурые 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 I-I5 см) алеврито-глинистых сланцев - 35 м.

5. Темно-бурые 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-бурые, темно-бурые 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 алевритовые 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.

11. Красно-бурые, бурые массивные и тонкослоистые от тонкозернистых до крупнозернистых полимиктовые песчаники, иногда с кошой слоистостью, со струями грубозернистых песчаников и гравелитов - 23 м.

12. Светло-серые массивные порфириды - 14 м.

В слоях 4-6 М.Б.Зима нашел и определил остатки граптолитов из рода *Aletograptus* (на таблице), а в слоях 7-9 - беззамковок. 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 Кендыктас, 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 пакерортского 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. Д о л о н - а т и н с к а я 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 магдельштейны, 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 *Ephyton 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 - позднепротерозойской.

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 недостаточно хорошей сохранности затруднилась определить их видовую принадлежность. Наряду с *Ephyton* 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 микрофитоцитов, 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 сверху остатки тремадонских 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 переотложенном состоянии.

В верхних слоях долон-атинской свиты брахиоподовые ракушки состоят из остатков раковин *Taffia* sp. и *Orthis* sp., которые, по заключению П.П.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 II₃): *Tetragraptus serris* Brong., *T. quadribrachiatum* Hall, *Tristichograptus ensiformis* (Hall), *Acrograptus acutidens* (Lapw.), *A. gracilis* (Törnq.), *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 сверху 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.Грищенко, 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 - III_g): *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* (Hsü), *Isograptus ex gr. caduceus* (Harris), *Pseudoclimacograptus scharenbergi* (Lapw.), *P. romanovskyi* Keller, *Diplograptus crassitestus* Rued., *Amplexograptus maxwelli* Decker, *Stylograptus minimus* Rued., *Glossograptus hincksi* 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, описанных А.Б.Бакировым [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. Ргаиты	Конур-Талькули	г. Байгара	Кипчаксай	Кзыл-Кайнар	
Отдел	Яруо	Горизонт	Зона	А. Б. Бакиров [3], дополнения авторов		Б. М. Каллер, Т. Б. Рукавишников [9]	Т. Б. Рукавишников, Б. А. Салин [21]	А. А. Нелдвизин [15]	Л. М. Палец [19]	Б. М. Каллер И. Ф. Никитин [16]	М. Б. Зима [6]	
Средний		Перекрывающие толщи		Койсуйская св. - вулканиты		Кескентас-ская св. - порфириды	Ргаитинская св. - порфириды	Порфириды	Пестроцветная св.	Савидская св. - порфириды	Пестроцветная толща	
	Лланвири-ский	Анрахайский	<i>S. macoris</i>	Толща песчаников и конгломератов	Таранчибулак-ская св.		Щербактинская св.		Каратальская св.	Караканская св.	Кептешская св.	
		Копалинский	<i>D. bifidus</i>	Терригенно-карбонатная толща Ш ₆								Щ ₇
Нижний	Аренигский	Когалинский	<i>D. hirundo</i>	Толща граптолитовых сланцев П ₃	Алмаатинская св.		?	П ₄	Акжальская св.	?	П ₁₀	П ₅
		Рахметовский	<i>T. approximatus</i>	Долонатинская св.	Курдайская св.				Акжальская св.			
	Тремалок-ский	Олентинский	<i>Anisogartus-Bryogartus</i>			Агалатас-ская св.			Джамбуль-ская св.			
		Сатпакский	<i>D. flabelliforme</i>	Чолпонатинская св. ? - I ₁	Талгарская св.	Кендыктас-ская св.						
		Подстилающие толщи						PR				

rolevi sp.nov., *Вилластидес бетракенсис* Weber, *Милеус* cf. *тенгриенсис* Weber, свойственные караканскому 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 определял *Amplexograptus* sp. indet., *Diplograptus* (s.l.) sp. indet., *Phyllograptus* sp., *Lezigraptus* (?) sp. indet. Возраст — лланвирнский. Выше с разрывом 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 южнокеминскими было произведено ранее [3]. Сильная дислоцированность нарушает первичную последовательность толщ, развитых на правом берегу долины р. Чон-Кемин, а отсутствие граптолитовых остатков делает корреляцию не вполне корректной. Особенно неясно строение нижних частей разреза. Так, на правом берегу 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 слойчатостью, 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-тинской свите И.Л.Захаровым найдены *Megalaspis saltaensis* (Кав-вер), а другими исследователями - *Protopliomerops* sp. [3], свидетельствующие о том, что свита в основной своей части является раннеордовикской, но не древнее позднего тремадока. В пользу этого свидетельствует то, что *Protopliomerops* распространен в алмаинском горизонте Алтае-Саянской области [20] и в усть-кутском горизонте тремадока Сибири [17], а род *Megalaspis* в основном характеризует аренигский ярус, но поднимается и в лланвирн. Это дает основание сопоставить алма-тинскую свиту с долон-атинской свитой и какой-то частью, видимо значительной, перекрывающих ее отложений.

Залегающая на алма-тинской таранчибулакская свита туфо-конгломератов, агломератовых туфов андезитовых и дацитовых порфири-тов, также выделенная Б.Н.Охотниковым, судя по остаткам *Isotelus romanovskyi* 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 лланвирнских граптолитов.

Ближайшим из них является разрез по долине р.Агалатас в Кендыктасских горах (таблица). Он детально изучен и описан Б.М.Калле-ром 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. sociale* (Salter) (таблица - I) позволяют сопоставить кендыктасскую свиту с верхней частью чолпон-атинской и относить их к нижнему тремадоку. Прямые аналоги агалатасской (верхний трема-док) и курдайской (нижний арениг) свит в разрезах левобережья р.Чон-Кемин достоверно не доказаны, т.к. нижняя часть долон-атин-ской свиты, которая могла бы с ними сопоставляться, в палеонтоло-гическом отношении не изучена. В том случае, если *Nuia sibirica* Mavlov из нижней половины карбонатной толщи долон-атинской сви-ты является не переложенной, следует считать вероятной близкую разновозрастность базальных конгломератов агалатасской свиты и со-ответствующих образований долон-атинской. Аналогов верхней части последней, всей толщи граптолитовых сланцев и терригенно-карбо-натной толщи в Агалатасском прогибе не обнаружено. Они, вероятно,

размыты 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-раннелланвирских граптолитов, а в кровле - караганские *Bathyriscops cf. granulatus* (Weber).

Отложения с граптолитами верхнего аренига - нижнего лланвирна широко распространены по обрамлению Джалаир-Найманского прогиба, в зоне его сочленения с срединными массивами. Строение разреза напоминает южнокембинский 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.Цаю, содержит остатки позднеаренигских граптолитов (II_4) *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 порфиритов, 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 копалинская свита, начинающаяся конгломератами, сверху сменяющимися песчано-алевролитовой толщей, в кровле которой содержатся крупные линзы комковатых известняков. По составу граптолитовой и трилобитовой фауны вполне вероятно сопоставление ю-

палинской свиты и терригенно-карбонатной толщи р.Чон-Кемин. Аналогичные толщи граптолитовых сланцев верхнего аренига в районе р.Копалы-Сая выпадают вследствие "предкопалинского" разрыва. Возможно так же сравнение толщ 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 I]. Но они таковы же и в толще с раннелланвирическими 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 ордовику. "Акжальская" свита, сложенная внизу известняками (около 100 м), а сверху 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 typus* Hall, *Ph.densus* Törnq., *Tetragraptus similis* (Hall), *T.biggsbyi* (Hall), *Isograptus* sp., *Goniograptus thureaui* McCoy (сборы и определения Д.Т.Сая, таблица - II-III₃). Приведенный комплекс скорее свидетельствует о позднеаренигском возрасте средней части кара-

тальской свиты, нежели о лланвирнском, как полагал И.Ф.Никитин [16]. Гониограрты такого облика характеризуют средне-верхнеаренитскую толщу бендигония, а остальные рода, хотя и переходят в лланвирн, но шире распространены в позднем арените, в то время как ни одного типично лланвирнского 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 обычны находки позднеаренитских граптолитов (когашикский горизонт Б.М.Келлера), а в верхней — раннелланвирнских (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 раннелланвирнскими 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 фация 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 фации 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 *Arhelaspis* вверху [22], залегает тупксайская свита пестроокрашенных вулканомиттовых 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 *Leiagnostus 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, туюксайская свита соответствует как чолпон-атинской и кондыктасской свитам, так и агалатасской, или какой-то ее части.

Залегающая с разрывом 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 ракушняковыми фациями в ней распространены и граптолитовые сланцы. Особенно подробно изучен разрез по саяу 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 setta* 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 лланвишне (III₆): *Ptilograptus sp.indet.*, *Expansograptus sp.indet.*, *Acrograptus acutidens* (Lapw.), *Glyptograptus austro-rodentatus* 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, не 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-Терскейского) 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 Кыргызского хребта на востоке, через горы Орток, южный склон Джумгалского хребта к Кепташскому прогибу на западном окончании Кыргызского 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 ракушняковые 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 *Bathyriscora granulatus* - *Bumastides betpakensis* 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., МИСХС 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 аренита и лланвирина 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. IV. 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 аквальной 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. НИКИТОРОВА 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 Киргизского 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.Гесь

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 Срединном 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 Тахталикской гряды. Она сложена биотит-кварц-полевошпатовыми гнейсами и розовыми аплитогнейсами, 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 аксессуарных 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 дегазация исходного субстрата. В гранитах валовое содержание аксессуарных 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 локализуются 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, плагиогранитами, 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 плагиогранитов. К ядру они постепенно сменяются гранодиоритами и адамеллитами с сохранением директивных текстур, выраженных обилием меланократовых шпиров в виде темных полосовидных обособлений, отчетливой субпараллельности темноцветных минералов, гнейсовидности. В краевых 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 Берингтасский массив и массивы зексайского комплекса в западной части Среднего 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 габбро-диорит-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 вызывают 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 габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс, хорошо изученный В.Н. Богдецким [2]. Габброиды и диориты в этом комагматическом комплексе слагают 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 Кумыштагский, Курганский, Копурелисайский, Талдинский, Верхнетонский и др. В Южном Тянь-Шане это ранее известный как единый верхнекарбонovo-пермский интрузивный комплекс в составе Агдайлауского, Майдаадирского, Иньльчекского, Суходольского, Учюшконского, 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, формировавшиеся 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 верхнекарбово-пермский гранитоидный комплекс в настоящее время разделяется на два самостоятельных [3,12]. Кипчакский комплекс в петрографическом, петрохимическом, минералогическом и геохимическом составах 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 (Утасский, Кыржоольский и др.), Кунгейском (Таштаратинский, Каджисайский и др.), Чаткальском (Тужкский и др.) хребтах, в западном окончании Кыргызского 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 моношпатонные "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 аксессуарных элементов характеризуется нормальным законом и сравнительно редкой значимой парной корреляцией аксессуарных элементов между собой. Но выявляется частая положительная корреляция их с петрогенными элементами. Такая закономерность распределения и коррелятивных связей аксессуарных элементов, отсутствие аксессуарно-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, нижекларковые содержания летучих (бора, фтора) не способствовали развитию эманационной дифференциации в их интрузивах; геолого-петрографическим отражением этого явилось отсутствие зон аутометасоматического 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 эвтектики осуществляется из субстрата предварительно 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 гранито-метаморфического слоя.

Начало гранитообразования, означавшее зарождение разрозненных участков последнего, выразилось в локальной фельдшпатизации и плагиомигматизации 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 гранито-метаморфического слоя, сформировавшегося в указанное время, оставались отдельные зоны, в которых гранито-метаморфический слой начал формироваться лишь в конце 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 гранито-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 гранито-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 [II], они являются составной частью вулканических поясов, расположенных на краях континентальных масс вдоль границ с позднепалеозойскими палеоскеаническими 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 [IO] и др.

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

Геолого-геохимическая история массы 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 (сидерофилов, 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 сидерофильных и халькофильных элементов, которые, по-видимому, концентрировались в виде метасо-

матически-метаморфогенных рудопоявлений 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, присутствия 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 абаши-иньльчекского 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, сменившиеся становлением крупных массивов посредством магматического замещения и внедрения расплавов, постепенным

расширением ареалов гранитообразования с захватом все новых негранитизированных 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 рудопроявления. 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 глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975.

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

11. МОССАКОВСКИЙ А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойд 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 обвальнополозневую 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 Улуттаусской 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 арванского 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-надвиги 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 Карачае.

Глинисто-кремнисто-территенная фациальная зона сложена глинистыми и углисто-глинистыми сланцами, алевролитами, кремнями, массивными слоистыми 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* (Hark.), *Streptograptus exiguus* (Nich.) , а также граптолиты лудловского яруса верхнего силура - *Pristiograptus bohemicus* (Barr.), *Saetograptus cf. chimaera* (Barr.), *Plectograptus macilentus* (Torng.) (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 - *Entactinospiraera foremanae* Ozm., *Polientactinia aff. tortispina* Ozm. (определения С.М.Лихомана) и конодонты нижефаменского подъяруса *Palmatolepis romboidea* Saubermann, *Ozarkodia* sp., *Palmatolepis glabra pectinata* Ziegler, *Jeriodus* (?) sp., *Palmatolepis* sp. (определения В.П.Чернышук), позволившие датировать возраст отложений зоны как раннесилурийско-позднедевонский.

В герцинской структуре района описанная часть нижнего покрова по разлому (Западный взбросо-надриг, 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 нижнего 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-*

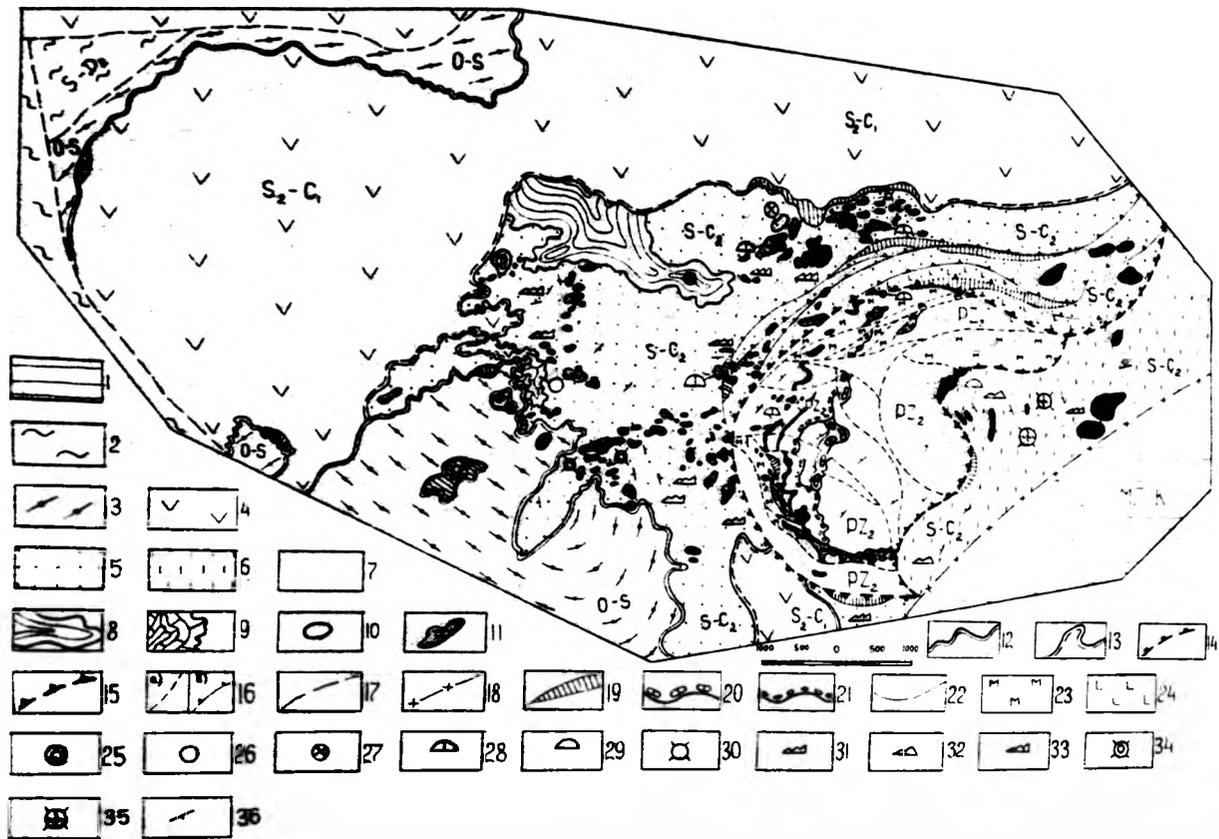


Рис.1. Схематическая структурно-геологическая карта Восточного Карачатъра. Составила Л.В.Ванина, 1983 г. I. Мезокайнозойские отложения Найманской впадины. Средний палеозой (PZ₂) (геосинклинальный тектонический комплекс) - верхний покров: 2 - кайндинская свита (S-D₂), 3 - канские метаморфические сланцы (O-S); средний покров: 4 - основные лавы араванского типа разреза (S₂-C₁); нижний покров (структурная единица Абшир) - чавайский 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 (олистолиты) чавайского типа разреза: 8 - карбонатный массив, гора Улу-Тау (S₁ln), 9 - карбонатный отторженец (S₂ld), 10 - карбонатный отторженец (C₁v-n). Нижний палеозой (C-O) - субплатформенный комплекс в аллотигенных отторженцах: II - фрагменты нижнепалеозойского разреза в олистолитах и олистоплаках в чавайском и дедебулакском разрезах. Тектонические нарушения герцинского возраста. А - горизонтальные (основания покровов): I2 - канского, I3 - араванского; Б - пологие (взбросо-надвиги): I4 - Западный, I5 - Восточный; В - крутопадающие: I6 - а) внутренние продольные и поперечные разломы Южной "антиклинали", б) разломы, оперяющие Западный взбросо-надвиг. Г - I7 - прочие разломы. I8 - тектоническое ограничение мезо-кайнозойской Найманской впадины, I9 - 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 лландоверийского века, 26 - брахиоподы лудловского века, 27 - кораллы визейского и намурского 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 матриксе - а) предшественниками (И.Л.Тесленко и др., 1967-1971): 31 - граптолиты лудловского века, 32 - граптолиты венлокского века, 33 - граптолиты лландоверийского века; б) автором: 34 - радиолярии и конодонты фаменского века, 35 - радиолярии франского и фаменского веков, конодонты девонско-каменноугольного облика, 36 - элементы залегания.

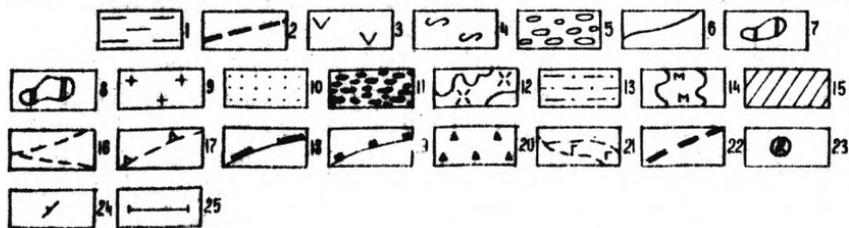
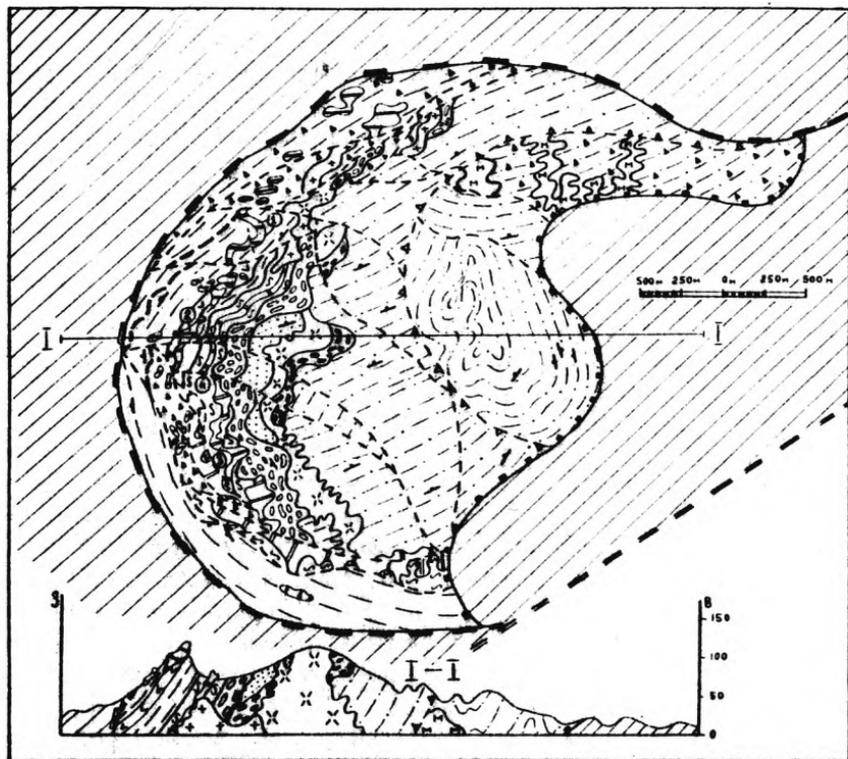


Рис. 2. Структурно-геологическая карта Южной "антиклинали". Составила Л.В.Варина, 1983 г. Средний палеозой (PZ₂). А - Южная "антиклиналь". I. Поздний вулканический цикл. I-I - стратифицированные образования - матрикс дедебулакского олистострома: 1 - эффузивные и пирокластические отложения позднего вулканического цикла, 2 - маркирующий горизонт доломитов гидрохимического происхождения, 3 - плагиоклазовые базальты, 4 - итниспумит, 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 итниспумитов; 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, протрузии; 22 - разлом, отделяющий мезо-кайнозойские отложения Найманской впадины от чаувайского типа разреза, 23 - места зарисовок складок в олистолитах, 24 - элементы залегания, 25 - линия разреза.

zelli (Mansk.), *Monograptus cf. testis* (Wagr.) (определения Р.Е.Риненберга). В кремнях этой же фациальной зоны автором (1983) собраны радиолярии франского и фаменского ярусов верхнего девона - *Entactinosphaera vetusta* (Hinde), *Entactinosphaera assidera* Nav. (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 Карачае. 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 Карачае характерны разнообразные морфологические формы - линзовидные, эллипсовидные, 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 Карачае, 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. I).

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 коричневато-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., *Doripyge richthofeniformis* Lerm., *Olenoides calvus* Laz. и др. (определения В.И.Гончаровой), а также брахиоподы, вероятнее всего, среднекембрийского возраста - *Paterina* sp., *Lingulella* sp., *Acrotretidae*, *Ophistotreta* sp., *Mikromitva* sp. и др. (определения В.Ю.Горянского). Позднее в глыбах, сложенных кремнями, автором собраны (1983) радиоларии нижнего-среднего ордовика - *Entactinia* aff. *diversita* Naz., *Astroentactinia* (?) *micella* Naz., радиоларии среднего ордовика *Entactinia elongata* Naz., *E. sp.*, *Entactinophragma* aff. *inconstans* Naz. (определения С.М.Лихомана), а также

конодонты нижнего ордовика - *Scandodus aff. pseudoquadratus* (Branson et Mehl) (определения В.П.Чернышука).

Помимо олистолитов аллотигенного происхождения в отложениях чаувайского типа разреза в Восточном Карачае 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 kirgisikum Nikiff.* (определение А.А.Мальгиной). В карбонатном олистолите, расположенном к северу от Южной "антиклинали" И.Л.Тесленко и др. в 1967-1971 гг. (устное сообщение) найдены ругозы 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

аллотитенных олистолитов в бассейн осадконакопления сопровождалось фрагментированием осадков самого бассейна с образованием аутигенных олистолитов. Ассоциация аллотитенных и аутигенных олистолитов показывает, что в составе чаувайского типа разреза Восточного Карачатра совмещены во времени и пространстве 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 среднекарбоную 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, выклинивавшихся 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 глинку 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

эрозивно-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 моноклиналим строением вмещающих вулканогенных отложений. Складки обычно сжатые, до изоклиналиных. 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 битуминозны.

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 д е д е б у л а к с к и м - по названию родника на южном краю структуры, а слагающий ее вулканогенный комплекс выделить в д е д е б у л а к с к и й тип разреза. Дедебулакский 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 фашиально-разнородными пластинами последнего, распространение аллотигенных олистолитов одного и того

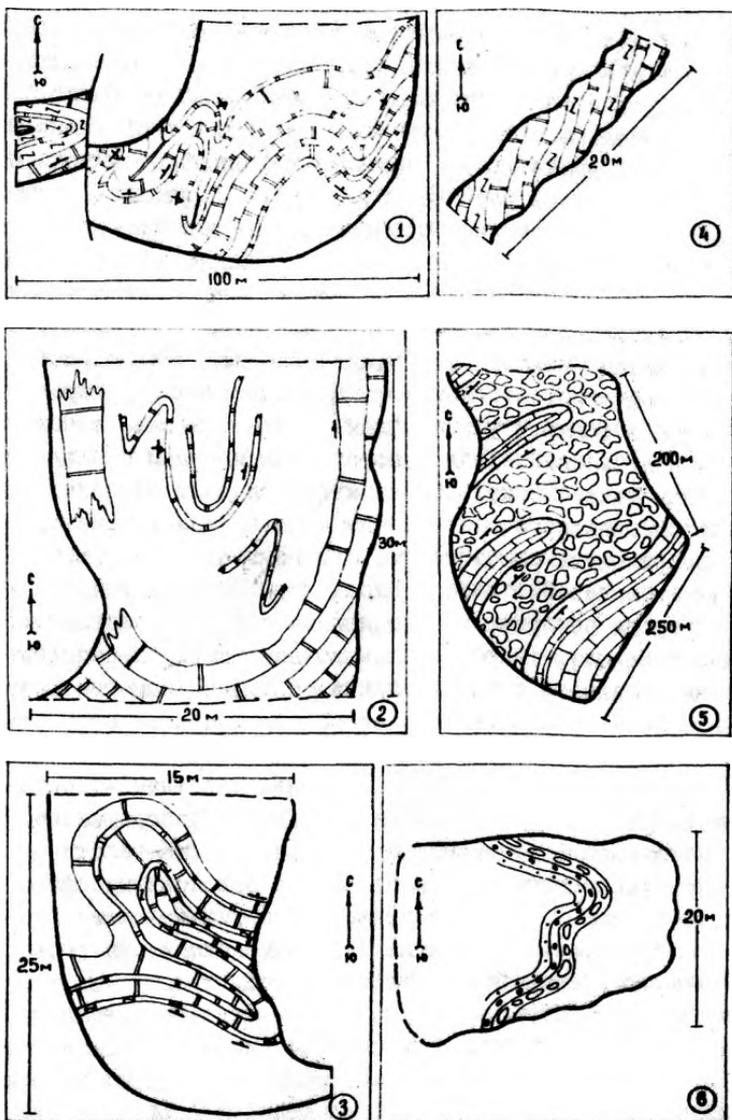


Рис.3. Зарисовки складок в олистолитах (по данным автора). Дедебулакский олистостром: зарисовки 1,2,3,4 соответствуют олистолитам 1,2,3,4 (цифры в кружках) на структурно-геологической карте Южной "антиклинали" (рис.2). Чаувайский олистостром: зарисовка 5 - складки в олистолите в верховьях сая Куль (приток 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 тазноформационных 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 Охинско-Талдыкского синклиория 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 будничуруется, 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 Охинско-Талдыкского синклиория 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, фораминиферы 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 неясного 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 несовпадение простирания пород в олистолитах с простираниями в матриксе. В одном из олистолитов на левом борту р.Киргизата (к северо-западу от пос.Шамшаль), 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 олистолита 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 *Ectactinosphaera* (?) *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 Сулджтинской гряде Ю.С.Биске и Д.А.Старшининым 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 нижнелудловский, а возраст карбонатных линз – как кембрийский. Эти данные позднее, в 1974 г., еще раз были подтверждены Д.А.Старшининым [16]. В этой же терригенной толще А.В.Яговкиным и Л.В.Фомченко в 1959, а затем М.М.Кухтияковым 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, свидетельствуют о распространении чаувайского олистостромового

комплекса и в Туркестанский хребт, 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 суммировать главные особенности, заключающиеся в преобладании в его составе чужеродных отторженцев, сопоставляемых иногда по величине с покровами скольжения, в их значительном площадном распространении и перично-нормальных взаимоотношениях с матриксом, в наличии следов перичной 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 разрезы 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 намор-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 верхневенлокско-нижнелудловский олистостромовый глыбовый комплекс. Он подчеркивает пестроту состава глыб комплекса и большую неравномерность их распределения. Указывая на присутствие отторженцев 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 переотложении 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 шарьяжеобразования (в среднем карбоне) чаувайский и дедебулакский 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 шарьяжеобразовании, 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 Карачагьре (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 дедебулакский олистостром – только тектоно-гравитационным типом. Последний является составной частью, разнородностью чаувайского тектоно-гравитационного микстита. Чаувайский тектоно-гравитационный олистостром характеризуется глинисто-кремнисто-терригенным, дедебулакский – 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 дедебулакского тектоно-гравитационных микститов формировался под действием тектонического фактора – поддвига 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.

1. АБДУЛЛАЕВ Р.А., БОРИСОВ О.М., ИСКАДЖАНОВА Г., ЗАСЛАВСКАЯ Н.М. О возрасте вулканогенных образований гор Улу-Тау (Карачатыр). Узбекск. геол. журн., 1978, № 3.

2. БИСКЭ Ю.С., СТАРШИЕН Д.А. К геологии палеозойских отложений Сулжиктинского 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 Сулжиктинского 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. МАЛЕЕВ 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. СТАРШИНИН 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., МЯЧКОВА 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. Гиненберг, 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 - сигетская свита [2], верхняя -

к верхнему венлоку—верхнему отделу силура с завершением разреза то лудловскими, то придольскими отложениями. Последние разделялись 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 [I].

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-алевроитовую массу. "Собственными" осадками являются илисто-алевроитовые образования с множеством мелких (1-30 мм) зерен — обломков кремней и других пород. По ним образовывались алевролиты со слабо выраженными плоскостями наложения (неправильная, плитчатая, шестоватая и мелкощебенчатая 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 алевроито-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 — алевроито-глинистую. По латерали седиментационных структур соотношение этих частей толщи существенно изменяется при сохранении общего положения в разрезе.

Исходными породами для перестроенной 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 фон толщи с черной или на выветренной поверхности пестроцветной (малиновой, сиренево-фиолетовой, рыжевато-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. Различие 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 охристым 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 самыми древними являются образования глыбовой толщи, относящиеся по прежним представлениям к сюгетской 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 (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): I - 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-оливкового или желтовато-зеленого; 3 — сланцы и песчаники черные, с тонкими прослойками кремней. Породы глыбистой толщи залегают на нижнем горизонте лландоверийских образований. Цементирующая масса глыбистой толщи состоит из детритуса лландоверийских углеродистых пород — горизонтов I и 3, а также других пород, не обозначающихся здесь, — и "плавающих" в ней разновеликих глыб вулканитов и песчаников из горизонта 2, зеленых сланцев канской серии, лиственитоподобных 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 глыбистой толщи. Верхний возрастной предел формирования глыбистой толщи определяется находками остатков граптолитов основания лудлова — *Plectograptus macilentus* (Törnquist), *Neodiverso-graptus 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 глыбистых и алевролитовых пород не только в переотложенном виде, но и, возможно, в нормальном залегании.

По долине р. Киргизата, ниже устья сая Шампалы, наблюдается взаимоотношение глыбистых отложений с докембрийско-нижнепалеозойскими образованиями, представленными своеобразными вулканомиктовыми 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 глыбистой 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 глыбистой толщи от состава пород субстрата области сноса. Здесь глыбистые накопления представлены вулканомиктовыми образованиями, почти нацело сложенными материалом ос-

новых эффузивов докембрийско-нижнепалеозойских толщ. По долине р. Чиле, где обнажается обширный блок немых слабометаморфизованных углеродистых сланцев с прослоями кислых эффузивов, состав материка 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.

Глыбовая толща является основанием для флюиоидных 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 Маляран остатки граптолитов (зона *Neodiversograptus nilsoni*) 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 митостью, 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 флишоподными 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 goeeri* (Barr.), указывающие на конец позднего венлока — начало лудлова (левобережье р.Сох, сая Бешбулак в долине р.Исфайрам, ур.Карагур в верховье р.Акбура и др.). Иногда между фаунистически охарактеризованными флишоподными отложениями и алевролитами залегают локально развитые грубозернистые песчаники с прослоями сланцев и базальными брекчиями в основании из перебитого материала подстилающих алевролитов и глыбовых накоплений (реки Шунк, Сарыкамш), образованных еще, возможно, в континентально-водных условиях. Признаки несогласного залегания на них флишоподных отложений можно обнаружить почти во всех структурах Туркестано—Алая. В ряде мест в основании флишоподных 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 сая 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 (сая Ташбулак). Переотложение раннелудловских пород отмечается и в других районах.

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

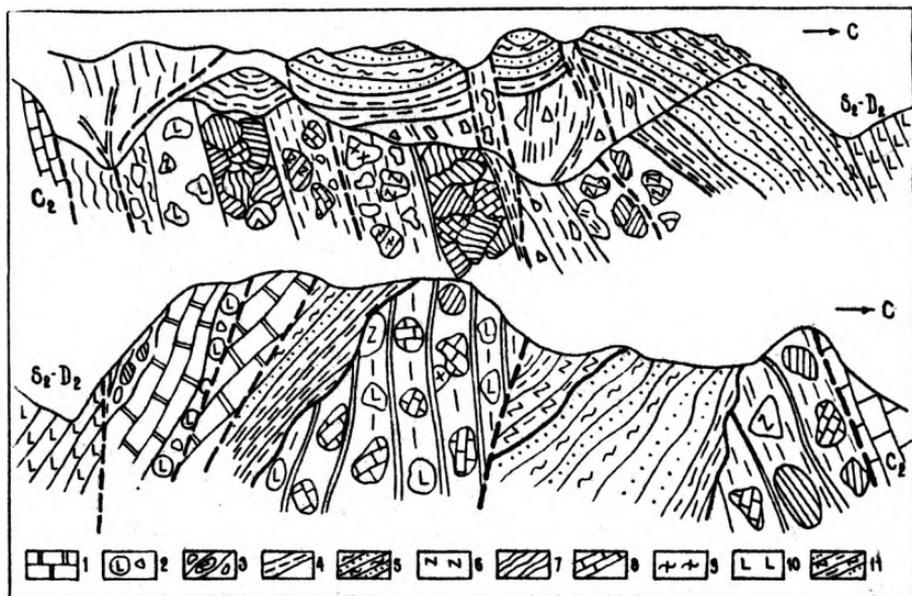


Рисунок. Структурное и стратиграфическое положение глыбовых отложений: обобщенные профили по левому борту р.Исфайрам (вверху) и по левому борту руч.Капна (внизу). Докембрийские и нижнепалеозойские отложения: I - доломиты, известняки, фтаниты, местами с онколитами, 2 - лавобрекчии диабазов. Лудловские 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 флишоподным осадконакоплением и еще более узкому проявлению спазматического вулканизма. Формирование глыбовых отложений произошло в различных условиях - континентальных, континентально-вод-

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

Отдельные глыбы-отторженцы, особенно из фанитов 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. ПОШИЯКОВ 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. I, Фрунзе: Илим, 1982.

ПЕРЕОТЛОЖЕНИЕ КОНОДОНТОВ И ПРОБЛЕМА
НИЖНЕГО ПАЛЕЗОЯ 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 сиалической 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. Бовжиков, 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 радиолиты [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

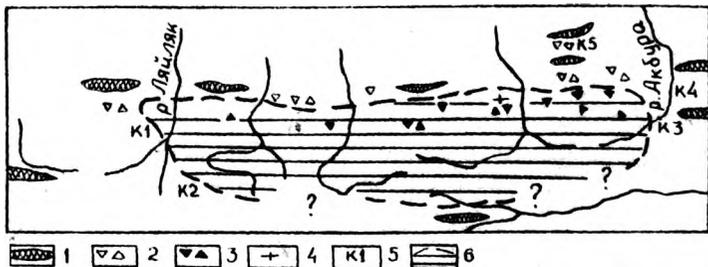


Рисунок. Предполагаемая раннепалеозойская суша в Туркестано-Алае. 1 - выходы нижнепалеозойских пород, 2 - глыбы нижнепалеозойских пород в сланцах силура и карбона, 3 - глыбы допалеозойских пород в силурийских отложениях, 4 - стратиграфический контакт протерозойских и силурийских пород, 5 - местонахождения 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.Бискэ 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 мало-мощны (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 фанена. В фаненском реке переотложение происходит в пределах двух-четырех зон — совместно с комплексом конодонтов зоны *Palmatolepis marginifera* встречены конодонты *P. gigas*, *P. crepida* и др., характерные для зон *P. gigas* и *P. crepida*. В серпуховском веке наряду с зональным комплексом *Gnathodus bilineatus* встречены турнейские, визейские и фаненские конодонты родов *Siphonodella*, *Protognathodus*, *Polygnathus* и *Palmatolepis*. Во флюидных отложениях московского яруса, уже в олистолитах, встречены конодонты не только верхнего девона, но и среднего, нижнего, вплоть до зоны *Polygnathus serotinus*, а также сланцевые олистолиты с граптолитами 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 крайних частей Туркестано-Алая. Растворены перые десятки проб и уже в четырех получены переотложенные ордовикские и кембрийские конодонты. В пробе К1 вместе с деклиногнатодусами серпуховского века выделены три экземпляра раннеордовикских *Oistodus* sp. В пробе К2 вместе с идиоогнатодусами башкирского возраста выделены три экземпляра позднекембрийских-раннеордовикских *Oneotodus* sp. и один обломок среднеордовикского *Phragmodus* sp. В пробе К3 вместе с комплексом конодонтов турнейской зоны *Scaliognathus anchoralis* встречены 2 экземпляра ордовикских *Paltodus* sp. В пробе К4 из известняка с гониатитами совместно с богатым комплексом идиоогнатодусов и деклиногнатодусов башкирского возраста выделены позднекембрийские *Furnishina assymetrica* Müller, *Proconodontus longiformis* Jac Lungi, *Scandodus* sp., *Oneotodus* sp., *Problemosconites* sp. и средне-позднеордовикские *Microsoelodus* sp., *Dichognathus* sp. В пробе К5 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-

чатость геосинклинали, начавшаяся в фаненском 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. БУРТМАН В.С. Геология и механика шарьяжей. М.: Наука, 1973.
4. БУРТМАН 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. МАКАРЧЕВ 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. МИНЕНБЕРГ Р.Е., ЧЕРНЫШУК В.П. Типовой разрез палеозойских эффузивно-карбонатно-кремнистых отложений Южной Ферганы. – Изв. АН СССР, сер.геол., 1981, № II.

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

11. ЧЕРЕНКОВ И.Н. Верхнепалеозойская флишевая формация Гюссаро-Алая. Душанбе: Донеш, 1973.

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