

Ю. С. БИСКЭ

**ПАЛЕОЗОЙСКАЯ
СТРУКТУРА
И ИСТОРИЯ
ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ**



**ИЗДАТЕЛЬСТВО
С.-ПЕТЕРБУРГСКОГО УНИВЕРСИТЕТА**

С.-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Ю. С. БИСКЭ

**ПАЛЕОЗОЙСКАЯ СТРУКТУРА
И ИСТОРИЯ
ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ**



САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
ИЗДАТЕЛЬСТВО С.-ПЕТЕРБУРГСКОГО
УНИВЕРСИТЕТА

1996

УДК 551.24+551.73(235.216)

Б65

Рецензенты: д-р геол.-минер. наук *В. С. Буртман* (Ин-т РАН, Москва), канд. геол.-минер. наук *В. И. Котельников*, д. геол.-минер. наук *В. Л. Клишевич*, канд. геол.-минер. наук *С. А. Лесков* (ВСЕГЕИ)

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
С.-Петербургского университета*

Бискэ Ю. С.

Б65 Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня.— СПб.: Издательство С.-Петербургского университета. 1996. 192 с.+вкладка. ISBN 5-288-01030-7

В монографии рассматривается область Южного Тянь-Шаня, распадающаяся на два складчато-покровных пояса с встречным движением поверхностных масс. Подробно описывается строение северного, Букантау-Кокшаальского пояса и слагающих его тектонических покровов. Дается характеристика вулканогенно-осадочных комплексов палеозойского разреза области, отражающих смену геодинамических обстановок.

Для геологов и стратиграфов.

В $\frac{1804040000 - 144}{076(02) - 96}$ 65-94(115-96)

© Ю. С. Бискэ, 1996
© Издательство
С.-Петербургского
университета. 1996

ISBN 5-288-01030-7

Герцинская покровно-складчатая область Южного Тянь-Шаня относится теперь уже к числу подробно изученных. Длительная история расшифровки ее весьма сложной тектонической структуры, разнообразных по набору формаций стратиграфических разрезов, последовательности магматических событий связана не только с практическим интересом к региону, где имеются крупные запасы рудных и неметаллических полезных ископаемых и достигнута высокая, хотя и неравномерная, степень хозяйственного освоения. Не меньшую, вероятно, роль сыграл и естественный интерес исследователей к этой области, недавно еще столь трудно доступной, но обещающей, благодаря глубокому эрозионному врезу и хорошей обнаженности высокогорных районов, достоверный фактический материал и надежно обоснованные научные результаты. Особенно следует подчеркнуть возможность палеонтологических датировок почти всех палеозойских толщ, слагающих Южный Тянь-Шань.

Геологическое изучение области ведется более ста лет. Можно делить этот срок на несколько периодов. Каждый из них начинается накоплением эмпирических данных, количество которых нарастает лавинообразно по мере увеличения детальности исследований и привлеченных к работе сил, и завершается скачком на новую ступень в познании общих закономерностей строения региона; этот скачок происходит неизбежно, как переход количества в качество, но зависит от своевременного появления новых идей.

Можно считать, что первый этап геологических исследований закончился в 30-е годы, когда была составлена геологическая карта Средней Азии в масштабе 1:500000. Съёмки этого периода дали возможность, прежде всего, установить последовательность залегания в более простых, фаунистически хорошо охарактеризованных разрезах палеозоя, определить на этой основе поднятия и прогибы последнего периода герцинских движений, их форму и простирания.

В 1926 – 1933 гг. опубликованы первые схемы геологического районирования Тянь-Шаня, в которых, начиная с известной работы Л. В. Наливкина [1926], так или иначе различаются южнотяньшаньские герциниды. Само понятие "Южный Тянь-Шань" в его геологическом смысле употребляли А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский, В. А. Николаев, но ближе всего к определению его современных границ подошел В. И. Попов в 1933 – 1936 гг. [Попов, 1938]. Ему принадлежат также характеристика соседней области Среднего Тянь-Шаня, вполне передающая основные признаки этой шельфовой зоны Киргизского континента с развивающимся на ней краевым вулканическим поясом, и обособление "Южной окраинной зоны" в Южном Гиссаре и Каратегине. Южный Тянь-Шань определился как область распространения полных разрезов морского среднего палеозоя, особенно силура и низов девона. Они были изучены прежде всего в карбонатных фациях, содержащих ископаемый бентос. Для корреляций фаун известняковых разрезов главными оказались работы О. И. Никифоровой, В. Н. Вебера по силуру, Д. В. Наливкина, В. П. Марковского по девону, О. И. Сергуньковой и других по карбону. Легенды первых геологических карт региона строились на основе чисто хронологической, хотя реальные значения возраста даже для известняковых толщ были получены в среднем с ошибкой до отдела, а основная часть терригенных и эффузивных образований (кроме некоторых граптолитовых толщ) датировалась условно, по положению в разрезе. Возникло представление о многокилометровых мощностях пестрого по составу палеозоя, сложенного в относи-

тельно простые, даже брахиформные и купольные — нарушенные лишь крутопадающими разломами.

Геоисторические реконструкции на этом этапе строились в духе теории вокруг идеи о постепенном разрастании Азиатского (Антарктического) континента к югу путем присоединения все более молодых складчатых областей, а само образование последних изображалось в духе фиксистского варианта геосинклинальной модели, как результат складчатых поднятий на месте бывших прогибов. В более поздних работах обращается внимание на веерную (антивергентную) форму таких поднятий. В ином теоретическом русле находится представление о формировании структуры области вследствие горизонтального сближения континентальных масс. В приложении к Южному Тянь-Шаню ее впервые развивал Д. И. Мушкетов [1936], связав крупные изгибы простирающихся в Восточной Фергане с северным перемещением Индостана, и в более осторожной форме — В. Н. Огнев [1939], показавший возможность большого сдвига по Таласо-Ферганскому разлому.*

Более детальные исследования южнотяньшаньского палеозоя в сороковые — пятидесятые годы, опирающиеся в основном на среднемасштабное геологическое картирование, привели к важным успехам в области стратиграфии. Многочисленное новое поколение палеонтологов-стратиграфов по-прежнему держалось тогда оптимистической уверенности в том, что основная часть палеозойских толщ должна быть расчленена на биостратиграфической основе и сведена в подразделения единой стратиграфической шкалы, которые и должны использоваться на геологических картах. Геологи-съемщики не всегда разделяли это убеждение, однако принятые ими легенды содержали уже — под индексами отделов и ярусов — новую информацию о разнообразных по формационной принадлежности разновозрастных толщах, иногда вскрытых в тесном соседстве друг с другом. Из состава прежде немых толщ, относимых к нижнему или верхнему палеозою, были выделены силурийские граптолитовые сланцы (Алайский хребет, Баубашата), основные вулканиты девона (те же районы), девонские терригенные толщи (Зеравшано-Гиссар, Алай, много позднее — Яссинская зона и Кокшаал).

Естественно, что палеозойская структура на среднемасштабных картах выглядела уже значительно более сложной. Изучение крупных моноклиналей или складок простой формы привело к расчленению их на серии тектонических чешуй. Тем не менее, теоретическое осмысление новых результатов долго еще оставалось в русле традиции, выработанной в 30-е годы. Полное развитие она получила в работах послевоенного периода [Резвой, 1959; Каледя, 1960; Синицын, 1960 и ряд других], где главным объектом внимания оказываются тектонические (структурно-фациальные) зоны, стратиграфические различия между которыми отражают историю вертикальных перемещений соответствующих блоков или полос земной коры, а их границы, длительно существующие как почти вертикальные краевые разломы, на заключительной стадии истории области могут трансформироваться в чешуйчатые надвиги под действием гравитационных напряжений. Получили распространение детальные палеогеографические схемы, изображающие в координатах современной структуры узкие зоны одновременного и раздельного развития карбонатных, тер-

*Несколько позже В. Н. Огнев установил в Баубашах крупный тектонический покров (Сересуйский покров — см. ниже), однако ввиду отсутствия публикации этого наблюдения.

ригенных, вулканических фаций разных систем и отделов палеозоя.*

Внимательное изучение зональных особенностей в палеозойских толщах местами, казалось, даже исключало необходимость мобилистских трактовок. Так, Н. М. Синицын обнаружил ряд ошибок, в том числе стратиграфического характера, в описании "Восточноферганской сигмоиды" Д. И. Мушкетова и попытался также снять аргументацию в пользу Таласо-Ферганского сдвига.

Однако выявленное преобладание чешуйчато-надвиговых форм в структуре палеозоя все чаще заставляло видеть размах горизонтального сжатия: "Толчком к развитию новых идей послужило изучение некоторых рудных полей Южной Ферганы. Детальное картирование их структуры с помощью массовых определений фораминифер и граптолитов показало "экзотическое" залегание силурийских (или девонских) терригенных толщ на флише среднего карбона, к подошве которого приурочены многие рудные тела Хайдаркана и Чауваля. К концу 50-х годов, в основном работами Г. С. Поршнякова и его сотрудников, был исследован знаменитый ныне Тегермачский покров в верховьях р. Исфайрам. Вскоре стало очевидным, что герцинские тектонические покровы не являются единичными, а представляют собой типичную черту тектонического стиля по крайней мере палеозоя Южной Ферганы и что для их выявления необходимо картирование контрастных по составу и мощностям формационных типов среднего палеозоя [Поршняков, 1960, 1962].

Начало современного этапа работы над палеозоем Южного Тянь-Шаня следует отнести к 60-м годам. За прошедшее с тех пор время почти закончены детальные геологические съемки западной и центральной частей региона и лишь на востоке, в Кокшаале, остались обширные плохо изученные площади. Новый стратиграфический материал позволил детализировать картину распространения различных, но одновозрастных формаций среднего палеозоя. В Южной Фергане, где картирование типов среднего палеозоя велось уже целенаправленно, границы между ними совсем не укладывались в старые схемы тектонического районирования, основанные на позднепалеозойских событиях ("возраст складчатости"). Позднее та же закономерность была установлена почти повсеместно. (Стало ясно, что образованию позднепалеозойских прогибов предшествуют крупные тектонические покровы, так что наблюдаемые узкие зоны фаций, подчас резко контрастных по составу, являются выходами нижне-среднепалеозойских структурных единиц в их вторичном, перемещенном и резко сближенном, залегании.

Представление о типичной последовательности в залегании тектонических пластин, т.е. "стратиграфии покровов", выработанное в Южной Фергане, удалось успешно применить для расшифровки строения сначала Фергано-Атойнакской системы, затем Кокшаала. Покровное или чешуйчато-покровное строение палеозоя хорошо отражают крупномасштабные геологические карты Южной Киргизии, Центрального Таджикистана, Нуратау и Центральных Кызылкумов, особенно составленные в 70-е — 80-е годы. Однако местами, например в Кокшаальском секторе области, открытие чешуйчато-покровных соотношений последовало уже за первыми детальными картами, на которых изображались еще гигантские моноклинали.

*Парадоксально, что "зональная" модель, разработанная среднеазиатскими геологами-фиксисстами, по существу, предвосхитила представление о коллажах террейнов, или экзотических фрагментов, в ряде современных реконструкций перикоеанических областей.

Современный этап работы находится под влиянием двух не зависящих друг от друга обстоятельств.

С одной стороны, расширяются возможности петрологического и седиментологического изучения стратиграфической корреляции палеозойских толщ. Особую роль, в частности, сыграло установление сокращенных (стратиграфически-конденсированных, лептогеосинклиналиных) разрезов верхнего силура — карбона. Оно стало возможным главным образом благодаря использованию остатков фауны пелагических групп — гониатитов, граптолитов, дакриоконарид, а затем конодонтов и радиолярий. К настоящему времени уже установлены опорные разрезы, содержащие в карбонатно-кремнисто-глинистых фациях почти полную последовательность известных в среднем палеозое граптолитовых и конодонтовых зон. Осознание пелагического происхождения таких осадков [Полярков, 1969] позволило пересмотреть палеогеографические реконструкции и приблизить их к современным окраинно-океаническим обстановкам [Буртман, 1973, 1976; Клишевич и др., 1977]. Имеются успехи в хронологическом расчленении и корреляции мощных вулкано-терригенных, частично метаморфизованных толщ кембрия — силура и, возможно, верхнего докембрия. Острота проблемы, наиболее ощутимая для западной части Южного Тянь-Шаня, связана и с экономическим значением метаморфизованных толщ, содержащих крупные золоторудные месторождения. Постепенно проясняются относительные возможности ряда ископаемых групп — микрофитолитов, хитиной. Получены доказательные выводы о возрасте подобных серий на основе их вещественного состава и, в частности, тонких геохимических особенностей [Шванов, 1983].

С другой стороны, начавшаяся с конца 60-х годов революция в тектонике создала общетеоретическую основу и для мобилистских воззрений на геологическую историю Южного Тянь-Шаня. Актуализм новых представлений потребовал от их сторонников внимания к поискам основных геодинамических реперов прошлых обстановок. Переоценивая старые материалы и получая новые, геологи начали видеть офиолитовые комплексы, островодужные ассоциации, отложения пассивных окраин, наложенные на них структурные, магматические и метаморфические комплексы коллизийной стадии. Усилился интерес к раннему, допермскому палеозою, его петро- и геохимическим характеристикам. Первые попытки выделить в южнотяньшаньских покровах пластины типичной трехслойной океанической коры оказались, правда, неудачными и сменились теперь более осторожными характеристиками [Куренков, Перфильев, 1987]. Флиш-олистостромовая формация верхнего палеозоя, охарактеризованная уже давно [Черенков, 1973], нашла свое место в истории формирования надвиговых поясов коллизийной стадии [Бискэ и др., 1981]. Описаны проявления офиолитового меланжа, а также более широко представленный глинистый меланж, которые образованы, в отличие от олистостромов, в глубинной обстановке при движении покровов. Таким образом создается основа для картирования столь типичных в южнотяньшаньском палеозое "глыбовых толщ", или микститов.

Опубликовано уже несколько вариантов реконструкций палеозойской геодинамики отдельных частей региона на основе представлений о горизонтальных перемещениях литосферных плит или микроплит [Буртман, 1976; Замалетдинов, Осмонбетов, 1988; Бухарин и др., 1989; Мухин и др., 1989, 1991; Бискэ, 1991]; получены и первые результаты палеомагнитных измерений, позволяющие придать этим моделям грубоколичественный характер.

Последним — в порядке перечисления, но не важности — вопросом является создание общей стратиграфической системы района. Крупномасштабное геологическое картирование основной части Южного Тянь-Шаня, включая и первые сводные серии листов, создало огромную массу местных стратиграфических наименований. Часть из них прочно вошла в практику, другая обречена на забвение, но и те, и другие уже сильно отягощают стратиграфическую синонимику. В условиях распада единой геологической службы нет надежд на согласование местных схем расчленения палеозоя. Здесь, однако, представляется важным показать такую возможность, а главное — изложить материал на стратиграфическом языке, понятном как специалистам Кыргызстана, Узбекистана, Таджикистана, хорошо знакомым с местными объектами, так и представителям, например, московской геологической школы, вообще избегающим в своих описаниях местных наименований.

В течение многих лет полевых исследований в Южном Тянь-Шане автору приходилось, как это обычно и делается, переходить от стратиграфии палеозоя к тектонике и далее к заключениям геоисторического плана. Этот путь не был, разумеется, чисто индуктивным; неизбежно обратное влияние структурных и ретроспективных моделей на стратиграфические построения. Здесь будет сделана попытка обнажить эту обратную связь и проследовать от пересмотренной общей схемы структуры региона к вычленению основы палеозойских формационных комплексов и к созданию основ региональной стратиграфической систематики.

Новые факты взрывают старые системы и укладываются во вновь найденные формы. Новые системы позволяют заново оценить значение известных фактов и увидеть ранее не доступные. Такая возможность и является критерием ценности общих представлений.

1. ПОЛОЖЕНИЕ И ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЛАСТИ

1. Рельеф и неотектоника

Южный Тянь-Шань как геолого-географический регион охватывает горные области, которые включают Нурагинские хребты, Туркестано-Алай, Зеравшано-Гиссар, Фергано-Атойнакский хребет и Атбаши-Кокшальскую систему (рис. I-1, см. вкладку). Поднятия, современные отметки которых достигают 5 000–5 800 м в Алае и 7 000 м на крайнем востоке области, оформились в своем современном виде начиная с позднего олигоцена в связи с общим воздыманием Центральной Азии, после закрытия Тетиса и соединения Азии с Индостаном. Возвышенности Кызылкумов с их палеозойскими ядрами составляют западное орографическое и геологическое продолжение Южного Тянь-Шаня.

Рельеф всей этой области частично является более древним, мезозойским, и связан с поднятиями и впадинами, образовавшимися на северной окраине Тетиса в ходе его раскрытия и последовавших затем ранних (киммерийских) фаз сокращения. Западная часть региона относительно опущена, однако активное погружение, вызвавшее изостатическую аномалию, четко выражено лишь в Ферганской депрессии. Общий план современных поднятий наследует простираения герцинских структур, образующих выпуклую к югу открытую дугу: ясно, что альпийское сокращение литосферы на южной окраине древнего Азиатского континента имело то же, основное меридиональное направление, что и сжатие при формировании этой части континента в конце палеозоя. Лишь там, где палеозойская структура проявляет резкие горизонтальные изгибы, они пересекаются кайнозойскими крупноамплитудными смещениями: наиболее эффектно в этом роде строение Ферганского хребта.

Неотектоническое поднятие охватило не только основную часть герцинид Южного Тянь-Шаня, но и значительные площади соседних с ним массивов древней континентальной коры — Каракумо-Таджикского на юго-западе и Киргизско-Казахского* на севере, а также северную окраину юго-восточного, Таримского, континента. Благодаря этому обстоятельству удается наблюдать соотношения герцинид Южного Тянь-Шаня с древними массивами.

2. Границы области и их природа

В качестве крупной палеозойской структурной единицы Южный Тянь-Шань (рис. I-2, см. вкладку) целесообразно ограничивать с севера, как это обычно и делается, офиолитовым швом, проходящим вдоль подножия Северного Нуратау, по южной и восточной окраинам Ферганы и далее, после правостороннего смещения Таласо-Ферганским сдвигом, вдоль северного подножия Атбашинского хребта на восток к долине р.Иныльчек. В целом эта линия может рассматриваться как основная сутура западной (юго-западной) ветви Урало-Монгольского палеозойского океана, образованная в результате его закрытия в начале перми. Севернее, соответственно, располагается зона Срединного Тянь-Шаня — южная окраина Киргизского континента, природа которой в палеозойской истории менялась и последняя активная фаза началась с конца раннего карбона.

*Киргизско-Казахский континент включает Северный и Срединный Тянь-Шань вместе с частью Кызылкумов, а также прилегающие области эпикаледонского Казахстана.

Южной границей для Южного Тянь-Шаня является на востоке край докембрийского Таримского континента, который с Киргизским континентом образует сочетание, близкое к классической паре: "форланд — хинтерланд" (см. рис. II-2, профили Д, Е, на вкладке). Обе древние массы сейчас разделены нешироким и сужающимся к востоку, до 50 км у восточной границы Кыргызстана, складчато-покровным поясом альпийского типа, в герцинской структуре которого реконструируется южное движение масс у земной поверхности. Та же вергентность характерна для всей северной части Южного Тянь-Шаня в более западных районах (рис. II-2, профили А — Г), но отчасти замаскирована поздними обратными смещениями. Южная вергентность структуры отражает факт подвигания литосферы этого надвигового пояса к северу, под Срединный Тянь-Шань, и соответственно северное падение древней, позднепалеозойской зоны Беньофа, что подтверждается одновременным развитием над этой зоной краевого вулканоплутонического пояса. Таримский форланд, однако, исчезает к западу, будучи представлен в юго-западном крыле Таласо-Ферганского сдвига только Сулутерекским выступом и его палеосклоном в южной части Ферганского хребта. Далее к западу, в Южноферганском секторе герцинского Тянь-Шаня, структура его ограничена с юга лишь фронтом альпийских надвигов Дарваза и Заалайского хребта, в тылу которых на северном Памире вновь выступают герциниды.

В.С. Буртман [1976] и вслед за ним ряд авторов представляют Каракум-Таджикский континент в качестве форланда для южнотяньшаньских покровов, уподобив его таким образом Таримскому. Однако признаки надвигания Зеравшано-Гиссарского палеозоя на Южный Гиссар для этого недостаточно очевидны. Наоборот, здесь, как и на Северном Памире, с раннего карбона развивается вулканический пояс (Южный Гиссар) и происходит вторичный спрединг с образованием бассейнов окраинноморского типа и офиолитового комплекса (рис. I-3, профиль 4, см. вкладку). Тектонические покровы в Зеравшано-Гиссаре самые древние, турнейские или визейские, тогда как в направлении от Киргизско-Казахского континента к Таримской платформе и к приосевой части Туркестано-Алая возраст покровов омолаживается. Эти соображения делают более приемлемым построение А.В. Яговкина [Зубцов и др., 1974], согласно которому центральный сегмент Южного Тянь-Шаня характеризуется центростремительным, северным на юге и южным на севере, движением тектонических покровов при сближении Южного Гиссара с Киргизским континентом. Таримский континент в таком случае на западе переходит в своего рода "ось — форланд" А.В. Яговкин наметил ее от южной части Ферганского хребта через долину Гульчи и далее в Туркестанское (Ауминза — Туркестанское) поднятие на западе области. Впрочем, в западной части Южного Тянь-Шаня, действительно, хорошо прослеживается лишь комплекс покровов с южной вергентностью, составляющей северную ветвь складчатой системы. Роль форланда переходит здесь к каледонской структуре Кызылкумов с ее возможным докембрийским ядром, а северо-западнее — к Устюртскому массиву. Отсюда система герцинских покровов прослеживается на западные склоны Урала, где установлено их надвигание на Русскую платформу. Что же касается западного продолжения Восточноалайско-Гиссарских покровов, то оно полностью скрыто молодыми отложениями южной части Кызылкумов. Косвенно на него указывают лишь верхнепалеозойские вулканиды и гранитоиды, близкие к Южногиссарским и распространенные в районе Бухарской ступени. Если их образование можно увязать с южной субдукцией палеозоя этой части

Кызылкумов под Каракумский массив и соответственно с северным направлением движения покровов, то южная, или Гиссаро-Восточноалайская, ветвь герцинид нашего района является восточным продолжением Рено-Герцинского пояса Европы, возникшим на месте северной окраины Палеотетиса.

Итак, можно рассматривать Кыргызский континент в качестве срединного массива (хинтерланда) Урало-Монгольской системы, а Каракумо-Таджикскому массиву с его вероятным Северо-Памирским продолжением отвести ту же роль в составе герцинид Палеотетической области. Отсюда вытекает своеобразие Южного Тянь-Шаня как области соприкосновения двух поясов герцинид в месте сужения и выклинивания континентальных масс, разделявших две океанические области. Структура Южного Тянь-Шаня — результат сближения и последующего столкновения массивов "континентальной оси" Восточная Европа — Китай с Кыргызско-Казахским континентом на севере и Каракумо-Таджикским на юге.

3. Основные черты внутреннего строения

Полное пересечение герцинид Тянь-Шаня, с севера на юг, включает следующие основные единицы (см. обозначения на рис. 1–2, а также рис. 1–3, оба рисунка на вкладке).

1. Тыловодужный пояс складок и покровов с преобладающей северной вергентностью, частично прорванных гранитоидами: Чаткало-Нарынская зона Срединного Тянь-Шаня.

2. Краевой вулканический пояс, развитие которого началось, вероятно, еще до континентальной коллизии, в конце раннего — начале среднего карбона, и продолжалось в связи со столкновением континентов до конца перми. Эта область позднепалеозойских гранитоидов и вулканитов по южному краю Кыргызско-Казахского континента имеет прерывистое развитие: на западе ее представляет Бельтау-Кураминская зона, скорее всего, связанная с Валерьяновской зоной Урала, но на востоке пояс выражен нечетко и сливается с зонами 1 и 3.

3. Тыловой (междуговой) прогиб северной ветви герцинид. Выполнен верхнепалеозойской молассой, наложенной в северной части на край континента, а южнее — на сутурную зону и надвиговой пояс (см. табл. III-11). Развивался в общем унаследованно и одновременно с надвиговым поясом. Сейчас распадается на отдельные прогибы-синклиории: 3а — Северобукантауский, 3б — Карачатыр-Келематинский, 3в — Талдыкский, 3г — Джамандаванский.

4. Букантау-Кокшаальский надвиговой пояс. Включает в своей северной, тыловой части (4а) покровы, содержащие офиолитовый комплекс или отдельные его элементы, т.е. составляющие эвгеосинклиналию область — интерниды и частично метаморфиды (в понимании Л. Кобера). С конца раннего карбона эта область выступает как орографическое поднятие и может быть названа фронтальной островной дугой — с той лишь оговоркой, что возникла она, по-видимому, перед самым моментом коллизии. Нижние, южные покровы (4б) отвечают экстернидам, или более молодой части пояса, и имеют в основном шельфовое (миогеосинклиналию) происхождение. Южные покровы несомненно образованы в эпоху коллизии обрамляющих Южный Тянь-Шань континентальных масс. Пояс в отдельных его частях приблизительно отвечает понятиям Алай-Кокшаальской зоны [Огнев, 1959], или зоны Высоких предгорий Алая [Синицын, 1960], или Туркестано-Алайской зоны [Бухарин и др., 1985] и т.д. Верхние покровы, первые по времени продвижения, обычно рассматривались как раннегер-

цинская зона или зоны, нижние — как среднегерцинские.

5. Остаточный, унаследованный бассейн, сохранявшийся в среднем карбоне — начале перми на окраине Таримского форланда (5а) и в осевой части Туркестано-Алайского хребта (5б). На поздней стадии развития местами загружается молассой и приобретает черты передового прогиба. Как и тыловой прогиб, эта зона описывалась в качестве позднегерцинской, ее отдельные части у разных авторов получили название Курганакской, Сурметашской, Гульчинской, Ясинской, Кокшаальской зон. При этом флиш и моласса во внутренней (северной) части прогиба вошли в состав надвигового пояса, а во внешней залегают на континентальном подножии и шельфе Таримского континента.

6. Гиссаро-Восточноалайский надвиговой пояс, который отличается уже северной вергентностью структуры и преобладающим развитием шельфовых фаций силура — девона.

7. Тыловой прогиб южной ветви герцинид (Каракульский), паложный на Гиссарскую шовную зону: последняя отделяет Гиссаро-Восточноалайский пояс от Каракумо-Таджикского континента.

8. Магматическая дуга Южного Гиссара, аналогичная Кураминской, но несколько более ранняя, если иметь в виду начало вулканизма в турнейском веке.

Этот перечень отражает тектоническую зональность эпохи сокращения океанического пространства и столкновения континентов (карбон — пермь). В дальнейшем изложении основное внимание будет уделено единицам 3 — 5, с которыми автор знаком более подробно.

4. Палеогеография и геодинамика доколлизийного периода

Более ранняя, нижне- и среднепалеозойская, зональность также устанавливается по набору формаций соответствующего возраста, однако реконструкция геологической структуры и палеогеографии здесь в большей степени умозрительна (см. рис. 1-3, на вкладке). Характеристика основных зон океанической эпохи, в пересечении с севера на юг, может быть следующей (в скобках даны номера единиц, охарактеризованных выше).

I. Пассивная южная окраина Киргизского континента (на ранней стадии — Сырдарьинского массива), испытавшая растяжение, рифтинг и погружение в начале палеозоя — раннем силуре, затем активизацию и снова пассивное развитие в девоне — раннем карбоне (единицы 1 — 2). Реконструируется в основном по отложениям шельфа, тогда как образования ее континентального подножия либо отсутствуют (поглощены последующей субдукцией), либо метаморфизованы и вошли в состав надвигового пояса.

II. Туркестанский океан* [Буртман, 1976]. Первый этап его раскрытия относится к началу палеозоя, до среднего ордовика, повторный спрединг — к силуру и началу девона. Этот бассейн соединялся на северо-западе с Уральским океаном; восточное (в современных координатах) его продолжение намечается по фрагментам офиолитового комплекса в китайской части Тянь-Шаня и далее теряется в шовной (сдвиговой?) зоне вдоль северного края Китайского континента. Длительная, охватившая почти весь палеозой история развития его окраин, огромная протяженность возникшего на его месте сутурного шва косвенно указывают на значительную

*Это название следует считать производным от Туркестана (старое наименование Средней Азии), а не Туркестанского хребта, в котором офиолитовые проявления почти не известны.

Таблица I-1. Палеомагнитные данные и палеошироты для Атбаши-Кокшаальского региона и прилегающих палеоконтинентов

Район № образцов и геол. возраст	Координаты места отбора (шир., долг.)	Количество образцов	Среднее направление намагниченности			Палеомагнитная широта φ_m	Координаты палеомагнитного полюса		Полуosi овала погрешности $\theta_1^\circ/\theta_2^\circ$
			$D,^\circ$	$I,^\circ$	k		$\Phi,^\circ$	$\Lambda,^\circ$	
Атбаши-Кокшаальский регион ([Бискэ и др.1993] с уточнениями)									
1518(C_{1t})	$\frac{41,7}{78,7}$	5	293	31		17 ± 4	28	302	6,9/13,2
1041($D_3 fm$)	$\frac{41,7}{78,7}$	17	290	3	8	2	16	336	6,9/13,8
101(P_{1a})	$\frac{40,7}{75,0}$	4	171,9	-46,5	7,4	28	72,8	284,7	
1011(P_1)	$\frac{40,7}{75,0}$	7	166,5	-46,3	7,5	27	74,1	299,6	
Таримский континент 1.Субаши [Li,1990]									
Девон	$\frac{40,5}{78,8}$	44					16	165	
Нижняя пермь (среднее значение по 4 пунктам)	$\frac{40,5}{78,8}$	79					61	177	
2.г. Аксу [Вай е.а.,1985]									
Верхний девон*	$\frac{41}{80}$	157	110	12	23	6,2	-10,5	151,2	4,0/7,8
Нижняя пермь	$\frac{41}{80}$	317	214	-41	42	23,4	56,5	190,1	3,4/5,6
Киргизско-Казахский континент. Северный Тянь-Шань, D_{2-3} ([Клишевич, Храмов, 1993]): усредненные результаты)	$\frac{42,3}{73,3}$	28	335	38	14	20,3	60	307	8,4/5,9

*По-видимому, приведенные данные относятся к южному магнитному полюсу, и в таком случае $\varphi_m = -6,2$

ширину океана. Сейчас получены и прямые палеомагнитные данные, позволяющие приступить к палинспастическим реконструкциям [Диденко, Печерский, 1988; Мухин, Каримов, 1989; Шульц и др., 1991; Бискэ и др., 1993; Клишевич, Храмов, 1993]. Полученные нами палеошироты и склонения для Кокшаальского сектора региона (табл. I-1) указывают на ширину Туркестанского океанического бассейна в конце девона — начале карбона не менее 1500 км. До ранней перми должен был, кроме того, произойти поворот Тарима на 109° против часовой стрелки. Завершение коллизийного процесса и деформации осадков S_2 -P в неоавтохтонном тыловом про-

гибе Ферганы — Джаман-Давана вместе с постпалеозойскими движениями сопровождалось поворотом Тарима еще на 34° , но в обратную сторону. Другие авторы, включая китайские источники, принимают разные оценки положения Таримского континента в среднем палеозое, однако в любом случае последующее его движение связано со значительным поворотом и сдвиговыми смещениями, что, как мы увидим, согласуется и с геологическими данными. Близкое значение ширины Туркестанского океана, около 15° , получено также сравнением раннедевонских палеоширот Алайского микроконтинента и Северного Тянь-Шаня [Клишевич, Храмов, 1993].

III. Северо-западная окраина Таримского континента (единицы 4—5а): здесь различимы зоны континентального склона или подножия и шельфа. Погружается с перерывами в течение почти всего палеозоя.

IV. Алайский, или Нуратау-Алайский, микроконтинент, от которого сохранились лишь осадочные и редко вулканические палеозойские толщи чехла. Судя по их возрасту и составу, ядро этой континентальной массы было образовано до раннего кембрия и могло составлять часть либо Таримского континента, либо Каракумо-Таджикского, от которого оно отделилось в таком случае Ягнобским рифтом. В дальнейшем микроконтинент прошел островодужную стадию развития и в девоне отделялся с юга субокеаническим бассейном Вашана — Иркеша (Южно-Алайский океан в модели В. М. Пая [1991]). В. С. Буртман [1976] рассматривал Алайскую единицу в качестве пассивной окраины Каракумо-Таджикского континента.

V. Относительно стабильный в среднем палеозое Каракумо-Таджикский континент, который вместе со срединными массивами Палеотетиса в Северном Памире и Центральном Афганистане испытал раскальвание в раннем карбоне. Признаками этого раскола и ограниченного (?) спрединга окраинно-морского, задугового типа можно считать гипербазит-базальтовые ассоциации Гиссарской, Калаихумбской и, возможно, Кундаджуазской сутур в Таджикистане.

Палеозой Южного Тянь-Шаня можно определить, таким образом, как совокупность формаций окраин Туркестанского океана, в основном южной, образованных с момента его раскрытия до столкновения обрамляющих континентальных масс — или, говоря более традиционным языком, результат полного геосинклинального цикла. Придерживаясь мобилистской трактовки событий, мы можем надеяться на воссоздание реалистической, хотя и далеко не полной, картины седиментации, магматизма и формирования тектонической структуры региона как завершенного процесса, различные стадии которого наблюдаются и на современных континентальных окраинах.

II. ГЕРЦИНСКАЯ СТРУКТУРА И АНАЛИЗ ПОКРОВНОЙ ТЕКТониКИ

Перейдем теперь к более подробной характеристике структурных единиц Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий. Основной иллюстрацией к главе является схема герцинской тектоники региона (см. рис. I-2, на вкладке). Читателю рекомендуется также обращаться к более подробным схемам в работах В. С. Буртмана [1973, 1976], Г. С. Поршнякова [1973], Ю. С. Биска и др. [1982, 1985], к геологическим картам Киргизской ССР [1980] и Таджикской ССР [1984] масштаба 1:500000, а также к весьма удачной сводной карте В. И. Котельникова [1987].

1. Южная окраина Киргизского континента

Киргизский, или Киргизско-Казахский, палеоконтинент как обособленное целое существовал лишь в среднем палеозое со времени завершения каледонской складчатости в Северном Тянь-Шане и Центральном Казахстане, т. е. коллизии образующих его допалеозойских фрагментов. К их числу относится Сырдарьинский массив, по-видимому, непосредственно примыкающий к офиолитовому шву Южного Тянь-Шаня. По строению палеозойского разреза этот массив включается обычно в состав зоны Срединного Тянь-Шаня, которая охватывает также хребты западной части Тянь-Шаня и территорию к югу от "линии Николаева". Выходы дорифейской континентальной коры известны здесь в бассейне Сарыджаза, менее достоверны в Пскемском хребте и Кассане. Можно думать, что весь остальной Срединный Тянь-Шань также представляет собой деформированный, но в целом однотипный чехол эпикарельского континентального массива или ряда массивов.

Основные особенности палеозойского разреза Срединного Тянь-Шаня хорошо известны [Адышев и др., 1981; Зубцов, 1981; Королев и др., 1983]. Нижний палеозой представлен маломощной углеродисто-кремнисто-сланцевой и карбонатно-кремнистой толщами кембрия — нижнего ордовика, которые образовались на выравненной поверхности континента в шельфовой обстановке, после отложения рифейских вулканогенных железистых толщ и вендской молассы (тиллитов?). Флишеидная толща среднего — верхнего ордовика соответствует основной фазе аккреции Киргизско-Казахского континента: понятно, что на древнем массиве срединного Тянь-Шаня она имеет умеренную мощность, переходит в молассу с известняками и сравнительно мало дислоцирована. Более поздние события каледонской эпохи фиксируются на юго-западе, в Чаткальском и Кураминском хребтах. Здесь известны морские песчано-глинистые толщи флишевого типа в ландовери и более грубообломочные — в венлоке, а в Кассанском районе есть также гранодиориты близкого возраста (сумсарский комплекс). Андезит-дацитовый вулканизм продолжался в начале девона уже в наземных условиях, после слабо выраженного несогласия. Эти процессы указывают на существование в силуре — начале девона активной южной окраины Киргизского континента (см. рис. I-3, на вкладке).

Отложения среднего девона — нижнего карбона соответствуют этапу пассивного развития. Они образуют седиментационный цикл, который начинается чрезвычайно широко распространенным "древним красным песчанником" (тюлькубашская свита) и заканчивается различными мелководными известняками. Переход от обломочных фаций к морским карбонатным происходит постепенно и разновременно, в течение живетского-фаменского веков, причем морская обстановка во второй половине девона

более устойчива на южном краю континентального шельфа, как это видно по разрезам Ханбандытау — Писталитау в Кызылкумах.

Следует заметить, что каких-либо переходов от шельфовых фаций к отложениям континентального склона и батиаля вдоль южной окраины Срединного Тянь-Шаня не обнаружено: их отсутствие можно связывать с поглощением в образованной затем зоне поддвига (субдукции). Это новое превращение пассивной окраины в активную относится к началу среднего карбона, когда известняки перекрываются молассой и андезит-дацит-риолитовыми вулканитами минбулакской — акчинской свит и их возрастными аналогами. Они образуют первый вулканоседиментационный цикл в истории герцинского краевого магматического пояса на южной окраине континента. Второй цикл состоит из пород близкого состава и относится к верхам московского яруса — верхнему карбону, причем в позднем карбоне вулканизм, скорее всего, прерывается [Далимов, Рафиков, 1986] и возобновляется в пермском периоде, достигая большого разнообразия и интенсивности. Он заканчивается в поздней перми, скорее уже в казанском веке [Масумов и др., 1976], хотя раньше допускалось продолжение вулканических процессов даже в раннем триассе. Проанализировав состав базальтов в пермских грабенах Кураминской зоны, Т. Н. Далимов обнаружил в них возрастание в северном направлении содержания калия, а также рубидия, цезия, фтора, алюминия, что позволяет связывать происхождение этих лав с сейсмофокальной зоной, погружающейся к северу под Киргизский континент. В среднем карбоне — перми образовались также большие массы интрузивных пород, которые делятся на ряд комплексов, комагматичных разновозрастным аффузивам.

В восточной части Срединного Тянь-Шаня (Чаткало-Нарынская зона) позднепалеозойский магматизм проявлен значительно слабее, тогда как к западу, в фундаменте Кызылкумов, его интенсивность, судя по имеющимся данным, сохраняется.

Палеозойская структура Срединного Тянь-Шаня неоднородна. Кураминская зона отличается развитием простых складок, крутых разрывов, в том числе со сдвиговой составляющей, а также проявлением магматогенных кольцевых структур. В Чаткало-Нарынской зоне типичны сильно сжатые складки в слоистых известняках верхнего девона — нижнего карбона и подстилающих песчаниках. Складки, надвиги и покровы, частично гравитационные, в Нарынском секторе и в Сандалашском хребте имеют северное направление движения масс, а в области стыка Чаткальского и Атойнакского хребтов — южное [Макарычев, 1978; Орлов, 1980]. Более поздние деформации выразились в горизонтальных изгибах уже возникших складок и образовании новых [Буртман, 1976] в связи со сдвиговыми перемещениями. Соответственно, наблюдаемый характер границы между Срединным и Южным Тянь-Шанем также неодинаков и отражает разнонаправленные поздние смещения. Первоначальное поддвижение Южного Тянь-Шаня к северу унаследовано в позднегерцинской структуре Северо-Восточной Ферганы и частично в Южной Фергане, где в Карабакских горах наблюдается надвиг верхнего карбона тылового прогиба на силурийские сланцы. С другой стороны, в предгорьях Нуратау [Войтович, Донец, 1985], а также на северном склоне Атбашинского хребта [Христов, Христова, 1978] есть позднегерцинские надвиги с северной вергентностью. На значительном протяжении граница выражена прямолинейными субвертикальными разрывами, скорее всего, сдвигами.

2. Букан-Кокшаальский надвиговой пояс и Карачатырский тыловой прогиб

Надвиговой пояс, составляющий северную ветвь герцинид Южного Тянь-Шаня, может быть прослежен по крайней мере на 1500 км от Букантау и Тамдытау на западе до Сарыджазского горного узла на востоке. На севере он ограничен сутурной зоной Туркестанского палеоокеана и наложенным на нее тыловым по отношению к поясу прогибом. На юге перед фронтом надвигов располагался передовой остаточный прогиб, обособленный менее четко и позже захваченный покровообразованием. Строение всей этой области удобно рассмотреть совместно.

2.1. Общий характер строения

Альпинотипный покровный характер структуры северной ветви тяньшаньских герцинид показал сначала Г. С. Поршняков [1960, 1973] для Южной Ферганы, затем В. С. Буртман [1973], Ш. Ш. Сабдюшев и Р. Р. Усманов [1971], С. С. Шульц-мл. [1972], [Малова и др., 1976] для западных районов пояса, Ю. С. Бискэ, Г. С. Поршняков и Ю. А. Талашманов [Бискэ и др., 1970, 1985] обнаружили аналогичные черты в строении Восточноферганского сектора Южного Тянь-Шаня, а затем те же авторы совместно с С. Е. Зубцовым, В. Л. Клишевичем, А. В. Яговкиным [Бискэ и др., 1979, 1985] распространили полученные выводы на структуры Кокшаальского сектора. Сходные представления развиваются в работах и других авторов, хотя не являются общепризнанными. Сторонники покровного строения Южного Тянь-Шаня расходятся в оценках направления и амплитуды шарирования. Автор настоящей работы принимает модель покровного пакета, продвижение которого направлено от сутурной зоны к югу, в сторону остаточного прогиба, отделявшего на востоке Таримский массив, а на западе — южный пакет покровов с обратной, северной, вергентностью.

2.2. История герцинских деформаций

Последовательность событий в формировании герцинид (варисцид) Южного Тянь-Шаня рассмотрели Г. С. Поршняков [1973, 1983], В. С. Буртман [1973, 1976], Ю. С. Бискэ и др. [1982, 1985]. Удастся различать следующие этапы деформаций.

1. Шарьирование, в течение периода с конца раннего карбона до начала перми, с последовательным перемещением фронта покровов от Ферганской сутуры до Таримской платформы и до оси-бара к западу от нее. Это основной этап горизонтального сокращения поверхности седиментации. В его начале, вплоть до башкирского века, шарьирование можно связывать с субдукцией к северу литосферы Ферганского океанического бассейна. В это время у южного края Киргизского континента возникла структура типа аккреционной призмы, с участием офиолитового или глинистого меланжа. В дальнейшем, с конца башкирского или начала московского века, начинается поглощение зоной Беньофа Алайской погруженной континентальной окраины и сдирание карбонатных толщ с ее поверхности, т.е. переход от субдукции океанической к континентальной. Смена обстановки выразилась предверхнемосковской фазой деформаций, которая привела к шарьированию толщ аккреционной призмы далеко в глубь продвигавшихся карбонатных платформ и одновременно — к первым заметным деформациям в тыловом (междуговом) прогибе.

В дальнейшем покровообразование охватывает более южные районы Алайского субконтинентального массива: покровы, сорванные с его по-

верхности, перекрывают верхнекаменноугольные и нижнепермские осадки фронтального (остаточного) бассейна. Можно говорить о двух фазах этого продвижения: 1) в позднем карбоне — с перекрытием Курганак-Сурметаш-Гульчинского флишевого прогиба и Кугарт-Кокшаальской периферии Таримской окраины и 2) в начале перми (конец ассельского века) — с раздавливанием флишевых толщ Яссы — Джангарта.

2. Образование продольных складок, анти- и синклиналидов, наложенных на покровы. Те же деформации охватывают осадки неоавтохтона, отложившиеся на покровах в тыловом прогибе: здесь они принимают вид необращенных, хотя и усложненных позднее, синклинориев, в целом сингенетичных заполняющим неоавтохтонным толщам. Начавшись, вероятно, в башкирском веке у. сутурной зоны, этот процесс отчетливо проявился в позднемесокское время заложением Охна-Талдыкского прогиба в Алайском хребте и предверхнемесокскими дислокациями в Араванском и Келематинском синклинориях (см. рис. П-2, профили В, Г, Д, на вкладке). В сущности, второй этап деформаций является прямым продолжением первого и происходил в той же геодинамической обстановке. Наклон и запрокидывание к югу некоторых складок (Джаныджерский синклиналид) завершают, вероятно, деформации, прямо связанные с субдукцией. Ранняя, около 300–310 млн.л, фаза внедрения коллизионных гранитоидов Алая [Ненахов и др., 1992] также должна относиться к этому этапу.

3. Горизонтальные изгибы складок, наложенных на покровы. Крупнейшей деформацией третьего этапа является Восточно-Ферганская сигмоида Д. И. Мушкетова, которая до смещений по Таласо-Ферганскому сдвигу представляла собой S-образную складку с амплитудой около 150 км и разворотом простираний более 90°. Сигмоида захватывает и разворачивает Охна-Талдыкский синклиналид и структуры остаточного прогиба, что определяет ее возраст как пермский, скорее позднепермский; поворот простираний подтвержден палеомагнитными исследованиями неоавтохтона (С₂-Р₁) в Талдыкском прогибе [Клишевич и др., 1986] и ассельских отложений р. Яссы [Буртман, Гурарий, 1973]. S-образные изгибы простираний меньшей амплитуды, наложенные на поверхности надвигов I-го этапа и образующие складки с крутыми, падающими к З-СЗ шарнирами, эффектно представлены как в Ферганско-Атойнакском, так и в Атбашно-Кокшаальском регионе: это Бозойская, Данковская, Тезская синформные складки и связанные с ними антиформы. В меньшей степени они типичны для Туркестано-Алая, где примерами являются складки гор Сарысаит, Сарыташ и района Баул-Чемендык. Западнее подобные структуры как будто наблюдаются в восточной части Ауминзатау и в пологом изгибе оси Тамдытауского синклиналида. Наконец, крупный S-образный изгиб образует сама северная граница герцинид в районе Букантау — Аральское море, если она правильно намечена по буровым и геофизическим данным (см. рис. I-2, на вкладке).

Таким образом, S-образный рисунок типичен для "горизонтальных" (имеющих крутопадающие шарниры) складок Южного Тянь-Шаня. Нетрудно представить себе, что эти складки сопряжены и образуют динамопары с субширотными сдвигами, которые местами создают торцовые сочленения и резкое несовпадение структуры обоих крыльев. К этой категории следует отнести Каравшинский и, вероятно, Мадыген-Шивали-Акташский разрывы в Туркестано-Алае, Алашский и Ошский сдвиги в Восточной Фергане. Атбашно-Иныльчекский разлом, по крайней мере к востоку от Атбашинского хребта, должен иметь ту же природу. Амплитуду перемещений по сдвигам, учитывая их почти продольное положение,

не удается определить непосредственно; однако, судя по S-образным сопряженным складкам, направление сдвигов почти всегда было левосторонним.

Это означает, что по крайней мере в конце (а возможно, и с самого начала) столкновение южных континентов (Каракумо-Таджикского, Таримского) с Киргизско-Казахским было косым, диагональным, левосторонним. Такое представление лучше увязывается с картиной общего широтного (в современных координатах), вероятно, "лобового" сближения Восточной Европы и Казахстана и образования уральских герцинид в конце палеозоя. Весьма возможно, что Атбаши-Иныльчекский разлом (и линия Николаева?) сыграли на этом этапе роль трансформных линеаментов, причем по Главному Каратаускому разлому сначала также происходили левые смещения [Галицкий, 1961].

Одновременно широтное сближение Таримской платформы с Каракумо-Таджикской и, вероятно, Северо-Памирскими континентальными массами должно было привести, на фоне закрытия Палеотетиса, к выдвиганию на север по Кульгеджилинскому левому сдвигу пакета покровов южного надвигового пояса и поперечному смятию его у края Сулутерекского выступа Тарима.

4. К четвертому этапу деформаций Г. С. Поршняков [1983] относит широтные складки и разрывы взбросо-надвигового типа, наложенные на горизонтальные изгибы 3-го этапа и особенно отчетливые поэтому в Восточной Фергане: здесь Келематинский синклиниорий, изогнутый S-образно, на 4-м этапе дополнительно осложнен складками типа Баубашатинской и Кызкурганской антиклиналей (антиклиналоидов), Керейской и Карасуйской синклиналей (рис. II-1). В большинстве районов складки этого типа не отделяются от более ранних (2-й этап): можно лишь предполагать, что им отвечают дислокации верхней, пермской, красноцветной молассы тылового прогиба, отделенной угловым несогласием от нижней, и главная фаза внедрения коллизионных гранитоидов (270 млн.л).

Вероятно, к этому же этапу относятся в основном субширотные взбросы и надвиги, которые иногда отражают обратное (северное) движение поверхностных масс с соответствующим опрокидыванием складок - например, вдоль северного крыла Андыген-Кичикалайского и Каузапского антиклиналоидов в Туркестано-Алас, в западной части Атбашинского хребта и Тигереке (см. рис. II-15), в Уланском хребте. Здесь можно допускать вторичное, вследствие сжатия и воздымания антиклиналоидов, гравитационное перемещение.

5. На последнем, пятом, этапе палеозойских деформаций развиваются диагональные сдвиговые смещения, более значительные по северо-западным разломам. Таласо-Ферганский сдвиг, имеющий амплитуду в 150-200 км по смещению тылового прогиба, является одним из системы подобных разломов в Центральной Азии (Джунгарский, Жалаир-Найманский и др.). Все они омоложены неотектоническими движениями, хотя заложены в разные этапы палеозойской истории. Таласо-Ферганский сдвиг также невозможно считать целиком кайнозойским. В долине Нарына параллельные ему сдвиги небольшой амплитуды (Каракульский и др.) гасятся системой взбросов явно докайнозойского возраста [Бискэ и др., 1982]. Северо-восточные сдвиги, которые можно отнести к тому же этапу, достигают амплитуд лишь в первые километры (Уюрминский, Акбеитский сдвиги в Атбаши-Майдантагском районе) и имеют различное направление смещений. Это означает, что на последнем этапе герцинские деформации происходят уже с преобладанием правосторонних движений.

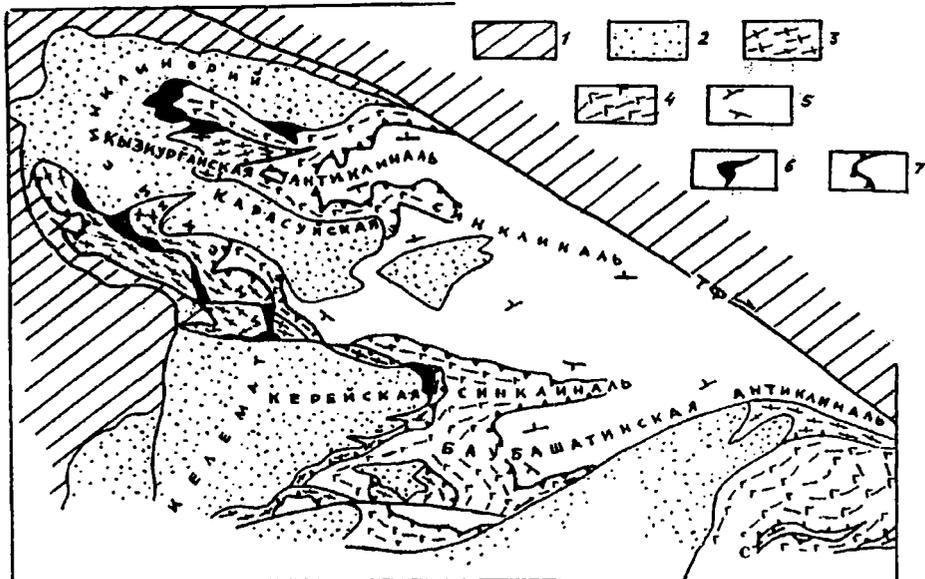


Рис. П-1. Схема палеозойской тектоники Северо-Западной Ферганы.

1—Палеозой и верхний протерозой Киргизско-Казахского континента. 2—Верхний палеозой тылового прогиба. 3—7—Букан-Кокшаальский надвиговый пояс: 3—метаморфический покров (Майлисуйские пластины), 4—пелагические и вулканогенные покровы, перасчлененные (единицы Куровес, Сересу, Окджетпес), 5—вулканогенно-извегняковый покров (единица Баубашата: показано направление падений пластов), 6—офиолитовый меланж, 7—поверхности основных покровов первого этапа герцинских деформаций. С—Суганташская антиклиналь.

Может быть, Таласо-Ферганский разлом, в юго-западном крыле которого с начала юры образовался односторонний грабен, был континентальным продолжением одного из трансформных разломов мезозойского Тетиса?

2.3. Неоавтохтон тылового прогиба

Тыловым прогибом здесь названа седиментационная структурная единица, развившаяся позади фронта покровов и наложенная главным образом на верхние из них: несогласие в подошве неоавтохтона не всегда имеет угловое выражение, часто сводится к перерыву. Соответственно, верхнепалеозойские толщи тылового прогиба несут деформации всех названных выше этапов, кроме первого, и сохранились, главным образом, в синклиналях второго и четвертого этапов.

Главная из таких впадин располагается вдоль офиолитового шва по границе Среднего и Южного Тянь-Шаня и делится на три разобщенных участка. Западный, Букантау-Нуратинский, прослежен по выходам верхнего палеозоя в Северном Букантау, Тахтатау и в предгорьях Северного Нуратау. Центральный, Ферганский, судя по имеющимся материалам о фундаменте Ферганы [Узаков, Рахимбердыев, 1985], охватывает всю южную и восточную части этой постпалеозойской депрессии. В Южной Фергане неоавтохтон обнажается в предгорных грядах, наиболее полно — в западном Карачатыре или Карачатырской зоне [Синицын, 1960], где наблюдается восточное замыкание Араванского синклиналия; в

Северо-Восточной Фергане выполняет мульды синклиналичных структур, образованных в основном на четвертом этапе деформаций (см. рис. II-1) и нарушенных на пятом этапе сдвиговыми смещениями. Восточный участок, Джамантау-Атбашинский, смещен относительно центрального по Таласо-Ферганскому сдвигу. Тыловой прогиб наложен здесь в большей степени на край Срединного Тянь-Шаня, тогда как его южная часть, запечатавшая некогда надвиговые пластины Атбашинского хребта, сейчас может быть установлена лишь по фрагментам верхнего палеозоя у северного и очень мало — у южного подножия этого поднятия. В целом тыловая депрессия, протяженностью более чем 1200 км, характеризуется полным разрезом неоавтохтона (C_1v_3-P), но с отчетливыми внутренними несогласиями и упрощением структуры к верхней части.

В Алайском хребте фрагменты неоавтохтона сохранились также в синклиналях южнее Карачатыра — Талдыкской, Джиландинской и некоторых других, где представлены неполными разрезами. Синклинали простые, образованы на втором (и четвертом?) этапе деформаций, по большей части с движением масс к северу.

Заслуживают особого упоминания расположенные еще дальше от шовной зоны депрессии типа Сурметашско-Кичикалайской в Алайском и Кулунской в Ферганском хребте. Они входят в состав скорее уже передового прогиба по признаку отсутствия несогласий в подошве верхнего палеозоя, однако по строению разреза во многом напоминают тыловой неоавтохтон и также сохраняют простую синклиналичную структуру. В сущности, это промежуточный тип прогибов. Ранние покровы, продвигаясь к югу, не достигают их и лишь питают грубообломочным материалом (например, конгломераты Сурметаша с аллохтонной кремневой галькой), тогда как более поздние покровы (Сарычашминский и др., см. ниже) продвигаются как бы из-под них, к югу, где надвигаются на собственно передовой прогиб (см. рис. III-18).

2.4. Неотектоническая переработка герцинид

Последний этап деформаций структуры палеозойских толщ относится к кайнозою. Горообразовательные движения неотектонического этапа отражают обстановку регионального меридионального сжатия, которое выражается через формирование рамповых поднятий и депрессий, местами сопровождавшихся надвигами палеозойского обрамления на мезозой-кайнозойский чехол: горизонтальная амплитуда их достигает нескольких километров (Отузартская впадина в Ферганском хребте и др.). Складки поверхности палеозойского фундамента обычно пологие, однако есть не столь уж малые участки, где крутизна этой поверхности достигает $30-40^\circ$, что приходится учитывать в анализе собственно палеозойской структуры, вводя поправки на ее искажения.

Альпийские сдвиги в Южном Тянь-Шане не получили значительного развития, вероятно, кроме правого смещения по Таласо-Ферганскому разлому. Это смещение гасится надвигами Торугарта и Майдантага к югу на Таримскую платформу. Надвиги особенно отчетливы в Кельпинских горах и в районе Сарыджаза — Аксу, хотя южная вергентность альпийской структуры характерна для всего Атбаши-Кокшаальского сектора и повторяет, таким образом, направление надвигов первого герцинского этапа. Более сложная геодинамическая картина проявляется в Ферганском секторе. В низких предгорьях Алая южное движение масс направлено против общего уклона в рельефе и приводит к вдавливанию Ферганской депрессии. Такое же в принципе, но северо-восточное направление надвигов

наблюдается в южной части Ферганского хребта. В высоких предгорьях и осевой части хребтов к югу от Ферганы надвиги имеют уже северное направление смещений, и ось встречного движения проходит по депрессиям 40-й параллели и Наукатской. К западу степень альпийской переработки структуры, естественно, уменьшается.

Многие геологи, работающие в западных районах Южного Тянь-Шаня [Ахмеджанов, Борисов, 1977; Бухарин и др., 1985], придают важное значение поперечным (северо-восточным) системам разрывных нарушений, частично выраженным в рельефе, таким, как, например, Гузарско-Джизакская зона. Скорее всего, подобные глубокие разрывы, поскольку они существуют, образуют сколовую динамопару с правым Таласо-Ферганским сдвигом и являются результатом того же меридионального сжатия региона. Доводы в пользу их доверхнепалеозойского возраста и влияния на формационную зональность палеозоя явно недостаточны.

Недавно высказано представление [Яблонская, 1985; Хаин, Яблонская, 1987] о преимущественной роли именно альпийского сжатия и надвигов в преобразовании покровной структуры Алайского хребта. Такая позиция связана с преуменьшением роли поздних герцинских деформаций (эталы 2-4, см. выше) и, в частности, с недооценкой структурного несогласия в кровле герцинских моласс. Однако оно хорошо выражено под подошвой мезозоя, например, в Карачатыре, в районе Гульчи — Куршаба и многих других пунктах, и запечатлело этап позднегерцинских, послепокровных дислокаций. Конечно, роль альпийских деформаций может оказаться большей, чем до сих пор удалось обнаружить, но геологически Алай не является альпийским сооружением.

2.5. Структурное расчленение надвигового пояса

Изложенное выше показывает, что задачу такого расчленения можно решать разными способами, приняв за основу характер деформаций любого из рассмотренных этапов. Многие авторы тектонических схем прежних лет [Резвой, 1959; Сипицын, 1960; Бухарин и др., 1964; Кнауф, 1966; Кухтиков, 1969; Довжиков, 1977] исходили из расчленения территорий на зоны, ограниченные крупными "краевыми" разрывами и отличающиеся, прежде всего, возрастом складчатости. Фактически граничные разрывы представляют собой взбросы, сдвиги и местами надвиги, относящиеся в рамках изложенной выше схемы ко 2-му — 5-му этапам герцинских деформаций. Объективный смысл прежних представлений заключается в том, что они по большей части отражали события позднепалеозойского этапа: так, выделенная в разных вариантах Карачатырская зона является на этом этапе частью тылового, а Сурметашская — частью фронтального прогиба, тогда как разделяющая их зона Высоких предгорий Туркестано-Алая ("среднегерцинская") отвечает значительной части надвигового пояса эпохи столкновения. Трудности появляются, однако, при попытках распространить ту же зональность на всю палеозойскую историю, когда в рамки тех же зон и "краевых разломов" хотят уложить результаты событий, происшедших до их обособления, в совершенно иной тектонической и палеогеографической обстановке.

Задача расчленения упрощается, если в качестве зоны — или лучше, структурной единицы второго порядка, поскольку речь должна идти не о территории, а о геологическом теле в трех измерениях, — принимается тектонический покров начального этапа деформаций. Такой подход давно применялся европейскими геологами, работавшими в Альпах и других покровно-складчатых областях. Для Южного Тянь-Шаня его осуществ-

вили Г. С. Поршняков [1973], В. С. Буртман [1973, 1976], Ю. С. Бискэ с соавт. [1982, 1985]. Конечно, не является безупречно строгим отождествление отдельного покрова с определенным строением разреза слагающих его образований, т.е. прослеживание покрова по типу разреза. Оно особенно проблематично в случаях прерывистого распространения разрезов данного типа. Однако значительные изменения стратиграфической колонки, прослеженные по простиранию покрова, довольно редки. Они являются, скорее всего, тем исключением, которое лишь подтверждает постулат: границы отрыва тектонических покровов в общем соответствуют или параллельны границам допокровных седиментационных (изолических) зон, а переходные между ними разрезы не наблюдаются из-за их погружения в корневых зонах покровов и денудации во фронтальных частях.

Можно ли обнаружить "краевые разломы" допокровной структуры раннего-среднего палеозоя? Уровень последующей ее переработки оставляет на это мало надежд. К тому же длительно влиять на седиментацию могли только разрывы, очень устойчиво выраженные в рельефе, а подобных примеров как будто немного в современной и новейшей истории континентальных окраин, если не считать зон Беньофа в целом, которые имеют совсем другие масштабы. Самые резкие из наблюдаемых ныне границ зон седиментации — края шельфов и карбонатных платформ, связанные лишь на ранней стадии могут быть разрывными, а в дальнейшем связаны с аккумуляцией и по мере развития окраины могут смещаться в сторону моря.

Следующей задачей является палинспастическая реконструкция, позволяющая путем "возвращения" покровов в исходную позицию представить картину допокровной палеогеографии и палеотектоники. Однозначного решения эта задача пока не имеет и приходится выбирать из ряда вариантов тот, который 1) не противоречит фактической структурной позиции и возрасту покровов и 2) ведет к воссозданию более реалистической картины, ближе соответствующей современной географии окраин континентов. Разные варианты реконструкции для всего Южного Тянь-Шаня или отдельных его районов обсуждали В. С. Буртман и В. Л. Клишевич [1971], Г. С. Поршняков [1973, 1983], Ю. С. Бискэ и др. [1985], П. А. Мухин и соавт. [1991]. Если отбросить построения полностью фиксированные, то наименьшие тектонические перекрытия предположил В. И. Котельников [1976], тогда как В. С. Буртман [1976] прошел дальше всех по пути от наблюдаемой структуры в направлении простой и логичной палеотектонической модели.

Представляемая здесь реконструкция последовательности покровов является промежуточным вариантом, в котором основной упор сделан на их возраст, становящийся более молодым по направлению перемещения, т.е. к югу (рис. II-2, на вкладке; см. также рис. III-16). Рассмотрим краткую характеристику покровов с точки зрения их позиции, первоначальной и современной, вещественного состава и стратиграфии палеозойских толщ.

2.6. Метаморфические покровы

Верхнее структурное положение в надвиговой полосе северной ветви герцинид занимают покровы, охватывающие отложения среднего палеозоя или более древние: их отличает метаморфизм, происходивший по крайней мере в два этапа и достигавший зеленосланцевой, местами амфиболитовой фации; встречаются глаукофановые сланцы и даже эклогиты. Первичный их состав вулканогенно-осадочный, с участием толеитовых базальтов. Завершение метаморфизма относится ко времени начала ак-

креционного процесса, скорее к раннему карбону. Начало его не моложе раннего девона. В ряде случаев зеленые сланцы после перерыва, со скачком метаморфизма и появлением мелководной пачки, сменяются более батальными маломощными осадками среднего девона — нижнего карбона. Время продвижения покровов — конец раннего или самое начало среднего карбона.

Метаморфические покровы составляют основание, на котором отлагается в дальнейшем флишево-молассовый верхний палеозой тылового Карачатырского прогиба. Вместе с подстилающим офиолитовым меланжем они маркируют сутурную зону, отделяющую с юга Казахстанский древний континент. Ее океаническое прошлое началось не позже конца раннего палеозоя - начала силура. В дальнейшем кора океанического типа достраивалась осадками, снесенными, по всей видимости, с северного континентального обрамления [Христов, Миколайчук, 1983].

Метаморфические, в основном зеленосланцевые, покровы прослежены на всем протяжении надвигового пояса. Крайнее западное положение занимают останцы в Северном Букантау (Кумбулак) и в Тамдытау (Учкудуктау), причем здесь зеленые сланцы, расчлененные на две аллохтонные пластины, залегают в ядре синформы, подстилалась офиолитовым меланжем [Сабдюшев, Усманов, 1971]. Аналогичное положение занимают метаморфические породы гор Сангрунтау, Дарбаза и Маджерумской единицы в Северном Нуратау (см. рис. II-2, профиль А, на вкладке), тогда как расположенный юго-восточнее Арватынский останец зеленых сланцев сильно сжат и вследствие продольных дислокаций приобрел на западном окончании даже антиформное строение. В Южной Фергане останцы зеленых сланцев залегают на серпентинитовом меланже Кана, а также образуют небольшие выходы в районе Аравала. Значительную, более 20 км, величину относительного перемещения имеет Шанкольский покров, находящийся в ядре Охна-Талдыкского синклиналиида (см. рис. II-2, профиль Г) и частично перекрытый молассами. Его непосредственным продолжением являются зеленые сланцы с тектоническими линзами серпентинитов в восточно-ферганских горах Алдыяр, Намаздек и Суганды.

Наилучшая, хотя и далеко не полная обнаженность зоны Ферганского офиолитового шва достигается в Северо-Восточной Фергане. Вскрытые в долине Нарына, в бассейнах рек Майлису и Карасу-западная, Майлисуйские пластины зеленосланцевых покровов и офиолитов (см. рис. II-2, профиль Д; рис. II-1) в целом образуют синформу, ось которой изогнута в плане, составляя часть Восточно-Ферганской сигмоиды. Большинство исследователей района (например, [Таланманов, 1981; Христов, Миколайчук, 1983]) принимают эту ось в качестве основной сутурной зоны, корневой для тектонических покровов, а расположенные западнее известняки левобережья р. Карасу считают относящимися к краю Срединно-Тяньшаньского шельфа. Обсуждался и другой вариант [Бискэ и др., 1982] — с положением шовной зоны вдоль р. Карасу и полностью аллохтонным залеганием зеленых сланцев в Майлисуйской синформе. Е. В. Христов [1983] полагает, что в этом районе вместе с тектоническими пластинами и пакетами чешуй образовались опрокинутые (к западу) и лежащие складки, в ядрах которых вскрываются амфиболиты и габбро меланократового фундамента, а также комплекс параллельных даек. Эти элементы офиолитового комплекса, однако, разобщены и образуют серпентинитовый меланж.

В Кокшаальском секторе к числу зеленосланцевых относится Шириктинский покров, останцы которого распознаются по преимущественному

развитию в них мелкоритмичных глинисто-песчаных отложений кварц-грауваккового состава (шириктинская свита S_2-D_1 и ее аналоги). Кроме Шириктинской единицы в хр. Атбаш и горах Тигерек покров включает синклинальный Балыктинский останец в Джаньджерском хребте. В него же, вероятно, входят терригенные толщи верхнего аллохтона в хребтах Иныльчекском, Каиндинском и Победы. За исключением Атбашинского хребта, метаморфизм этих образований невысокий. Преобладание среди них терригенных турбидитов, а также бентогенных известняков, иногда в виде олистолитов, позволяет относить эти отложения к шельфу и подножию северного, Кыргызского, континента. Все проявления офиолитового комплекса, относящиеся, вероятно, к сuture на месте глубоководного бассейна, обнаружены ниже подошвы Шириктинского покрова или непосредственно около нее. Однако первичная надвиговая поверхность сильно нарушена последующими смещениями и смята в складки, а южнее Арпинской впадины, в массиве Тигерек, на шириктинскую свиту надвинуты уже с юга известняки (S_2-D). Возможно, это ретрошарьяж части Чирмашского покрова (см. ниже), происшедший на четвертом этапе деформаций. В Иныльчекском хребте продольные взбросы поздних этапов осложнили структуру настолько, что различные фрагменты Шириктинского и других покровов ошибочно картировались здесь как стратиграфические подразделения, составляющие одну колонку палеозоя. Слабо метаморфизованные сланцы и граувакки дальнянского — кушакского возраста (S_1v-D_1l) залегают в верховьях Каинды и Южного Иныльчека аллохтонно на вулканическом покрове и, по наблюдениям Е. В. Христова, образуют самый верхний покров в ядре синформной структуры.

Вторичные разрывные смещения, сильное поперечное сжатие и опрокидывание структуры к северу создают трудность также в истолковании позиции Атбашинского массива метаморфических пород. Предполагалось [Белькова и др., 1972] присутствие в его составе диафторированных пород докембрия, даже архейских, из фундамента окраинной части Кыргызского континента. Новые исследования [Христов, 1981; Бакиров, Котов, 1988; Соболев и др., 1989] подтверждают, что низкотемпературный метаморфизм наложен в позднем палеозое как на песчано-глинистые и карбонатные отложения типа шириктинской свиты (S_2-D_1), так и на метаморфиты высоких температур и давлений, вплоть до эклогитов. Последние, вскрытые линзами у северного подножия Атбашинского хребта, превращены при этом в меланж. Первичным субстратом для них послужили толеитовые базальты океанического типа, имеющие все же палеозойский (Sm-Nd) возраст.

Е. В. Христов [1981] считает атбашинский комплекс покровным пакетом, включающим элементы палеозойского разреза как шириктинского, так и чирмашского (известнякового) типа и составляющим "самый верхний структурный элемент в вертикальном ряду покровных пластин Южного Тянь-Шаня". Составной частью этого пакета является серпентинитовый меланж, который ремобилизован в поздние фазы герцинских деформаций и вновь надвинут, уже вместе с покровными пластинами, к северу на пермские отложения Арпинской тыловой впадины. Однако время образования самого Шириктинского покрова древнее и определяется серпуховским или раннебашкирским возрастом кровли составляющих его толщ.

2.7. Офиолитовый меланж

Структурная позиция массивов основных и ультраосновных пород, их связь с тектоническими покровами представляет особый интерес для

определения событий, составляющих историю Туркестанского палеоокеана.

Первая группа тел офиолитовой ассоциации — это габбро-гипербазитовые тектонические пластины, расположенные между метаморфическими и подстилающими их вулканогенными покровами: они собственно и образуют главный офиолитовый шов Южного Тянь-Шаня. Подобная "инфразеленосланцевая" пластина вскрывается, например, в виде хорошо изученного Канского выхода в Южной Фергане. Подошва ее не обнажена. Основную часть представляют в разной степени тектонизированные серпентиниты, которые включают различного размера отторженцы габбро, габбро-диабазов, гигантозернистых габбро-пегматитов. На поверхности серпентинитового меланжа и внутри него располагаются блоки-отторженцы пород зеленосланцевого покрова — сланцев канской серии, органогенных известняков или пеллетовых лоферитов среднедевонского возраста, силицитов (яшмоидов) с позднедевонскими радиоляриями, известняково-серпентинитовых брекчий и песчаников с гониатитами верхнего визе [Куренков, 1983]. Меланж и зеленосланцевые останцы вместе перекрываются крупнообломочной, почти мономиктовой брекчией из зеленых сланцев, которая вверх по разрезу с переслаиванием сменяется кремнистыми породами и известняками серпуховского яруса. Таким образом, формирование меланжа и продвижение зеленосланцевого покрова по его поверхности охватывает интервал времени в конце визейского (офиолитокластовая брекчия) — серпуховском веке, соответствующий началу коллизионного этапа.

Почти тождественное положение восточнее занимает Араванская пластина габбро-гипербазитового меланжа, но более всего типичны для этой группы многочисленные тела в верховьях р. Майлису и в Атойнакском хребте (см. рис. II-1). Здесь, по Кубагыл-саю на правом берегу Нарына, Е. В. Христов и сотр. [1986] обнаружили тектонический блок, состоящий из серии параллельных даек диабазов со скринами габбро-амфиболитов, а также актинолитовых сланцев майлисуйской серии. Эти дайки, однако, почти параллельны метаморфической полосчатости, и их первоначальное положение трудно восстановить в современной структуре: возможно, мы имеем дело с силлами. В той же местности известны проявления полосчатого комплекса габбро и гарцбургитов, частично превращенных в рассланцеванные серпентиниты. Амфиболитизированные габбро, залегающие в основании майлисуйских metabазальтов, описаны на р. Акджол. Несмотря на фрагментарность этих объектов, их можно принимать как части некогда единого, но в дальнейшем тектонизированного и метаморфизованного офиолитового комплекса. Возраст его, судя по палеонтологическим находкам в толщах, надстраивающих майлисуйские metabазальты, не может быть старше, скорее всего раннепалеозойский.

Близки по своей позиции к офиолитам сутурной зоны такие проявления базит-ультрабазитов, как Джаныджерские пластины в восточном секторе области и серпентинитовый меланж Тамдытау в Кызылкумах, содержащий ненарушенную пластину пироксенитов, габбро и амфиболитов мощностью более 400 м [Буртман, 1973].

Ко второй группе относятся тектонические пластины офиолитового комплекса, залегающие в основании или внутри покровов с базальтовыми и кремнисто-сланцевыми разрезами среднего палеозоя. В Южной Фергане они входят в аллохтон осевой части Охна-Талдыкского синклиналиода. Наиболее известен Сарталинский останец офиолитового меланжа, перекрывающий известняковую пластину Ишметау. В составе меланжа здесь

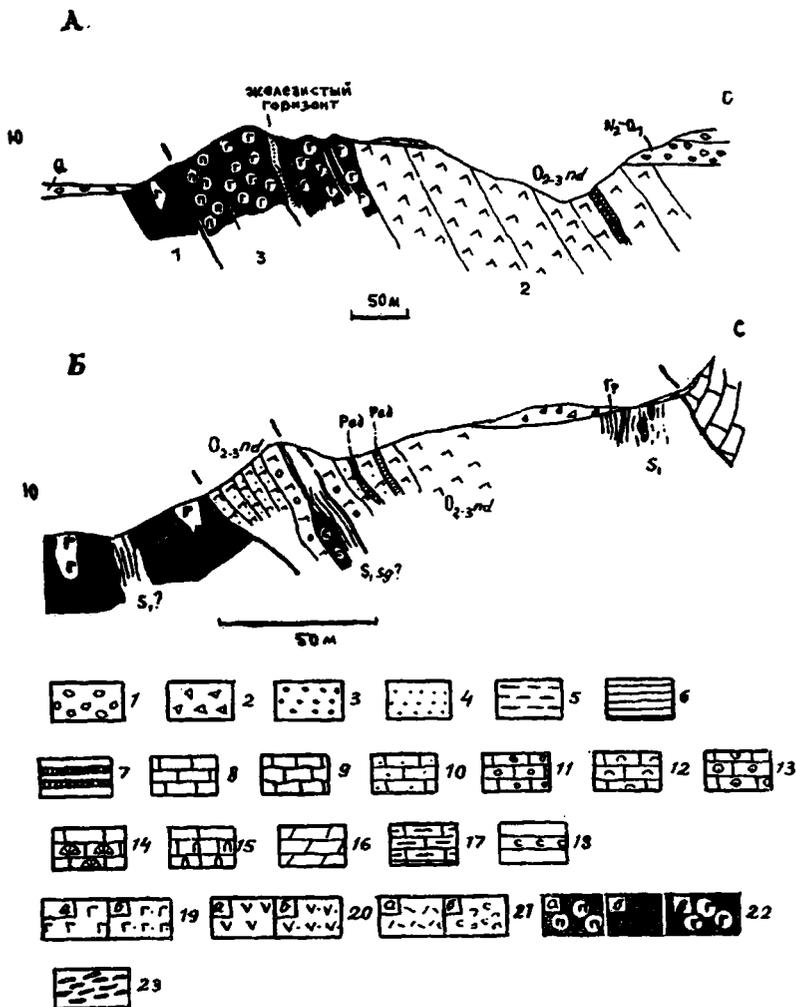


Рис. II-3. Разрезы восточного окончания Надирской пластины в Сарталинском офиолитовом меланже, близ пос. Сартала (А), и северной части Каракольского выхода офиолитового меланжа (Б) (справа — девонские известняки хр. Катранбаши).

Радиоляриевые силициты среднего ордовика (разрез Б) залегают в толще вулканических пород. Серпентиниты в южной части профиля содержат ксенолиты базальтов.

Условные обозначения к рисункам. 1-18 — Осадочные породы: 1 — конгломераты; 2 — брекчии; 3 — гравелиты; 4 — песчаники; 5 — алевролиты; 6 — глинистые сланцы; 7 — силициты (кремни, яшмы, фтаниты); 8 — 15 — известняки, в том числе 8 — не расчлененные по типам; 9 — желваковые, 10 — калькарениты, 11 — кальциурдиты, 12 — органо-детритовые, 13 — криноидные, 14 — коралловые, 15 — амфиоровые; 16 — доломиты; 17 — глинистые известняки, мергели; 18 — гипсы. 19—22 — Изверженные породы: 19 — основные; 20 — средние; 21 — кислые вулканиты (в составе 19—21 показаны эффузивные (а) и вулканокластические (б) фации), 22 — глубинные породы офиолитового комплекса, в том числе ультраосновные неизмененные (а), серпентинизированные (б) и основные (в). 23 — Меланж с глинистым матриксом.

Сокращенные обозначения пунктов палеонтологических сборов: Кон — конодоиты, Рад — радиолярии, Мф — известковая микрофауна и микрофлора, КТ — табулятоморфные кораллы, КР — ругозы, Бр — брахиоподы, Тент — тентакулиты, дакриоконариды, Гон — гониатиты, Раст — наземные растения.

можно различать следующие основные элементы (см.цифры на рис. II-3, А).

1. В разной степени тектонизированные апогартбургитовые серпентиниты, образующие матрикс меланжа, которые включают блоки крупно- и гигантозернистых пегматоидных габбро, иногда превращенных в амфиболиты, пироксенитов, а также родингитов и других метаморфизованных пород.

2. Базальты, иногда пикриты, с прослоями силицитов и железняков надирканской свиты ордовика. Местами содержат в основании офикальцитовый конгломерат или брекчию.

3. Надирский двухфазный силл, состоящий в нижней части из лерцолитов и верлитов, а в верхней из габбро-поритов, габбро-диабазов со слабо выраженной полосчатостью, габбро. Мощность его до 350 м — наибольшая для подобных интрузий в Южном Тянь-Шане. Имеются и тонкие силлы, интрузирующие надирканские базальты и силициты. Габбро, сходные с надирскими, в северной части Сарталинецких выходов ("Каракольский массив", см. рис. II-3, Б) включают ксенолиты базальтов. Это обстоятельство, а в первую очередь, явное залегание габбро-гипербазитового тела внутри кремнисто-железистых отложений, а не в их подошве, как это предполагалось раньше [Макарьчев, Вишневский, 1973; Буртман и др., 1974; Вишневский, Савочкина, 1976], не дает возможности принять габбро и гипербазиты Надира в качестве основания разреза океанической коры под кремнисто-базальтовым "вторым слоем" Представление об интрузивной природе надирских габбро-гипербазитов сейчас разделяется почти всеми авторами [Леонов и др., 1982; Семенов, 1982; Абакумова, Буйдина, 1986; Куренков, Перфильев, 1987].

Кроме того, в меланж вовлечены милонитизированные глинистые сланцы с граптолитами лландовери и иногда блоки силурийских известняков.

Судя по соотношениям этих трех породных ассоциаций, порядок их образования соответствует порядку сделанного перечисления. Первая из них, с возрастом не моложе ордовикского, скорее всего, может быть сопоставлена с метаофиолитами Кан-Майлисуйских пластин и отвечает ранней стадии раскрытия океанического бассейна. Комплекс параллельных даек в Сартале неизвестен. К концу той же стадий можно отнести и вторую, супракрустальную ассоциацию, содержащую обломки пород первой. Третья (Надирский силл) по своему составу ближе всего к интрузивным проявлениям девонского этапа магматизма и часто объединяется с ними в надирский комплекс [Стратифицированные 1982; Абакумова, Буйдина, 1986]; он соответствует, вместе с девонскими базальтовыми сериями, эпохе позднего, по-видимому, окраинно-морского, "рассеянного" спрединга. Соотношение перечисленных элементов схематически изображено на рис. II-4. Как видно, сарталинский офиолитовый разрез имеет "неклассическое" для океанской коры строение — с перерывом и деформациями в основании уже ордовикской осадочно-вулканической его части. Это можно связывать с формированием разреза в системе энсиматической островной дуги — краевого моря, что подтверждается спектром редкоземельных элементов в надирканских базальтах [Герман, Будянский, 1990].

Близ оси Охна-Талдыкского синклиналиида в 90 км восточнее Сартале находятся Абширский и Джейранбельский фрагменты цветного меланжа. В Джейранбеле меланж включает пластину (расслоенный силл?) аполерцолитовых серпентинитов, верлитов, пегматоидных пироксенитов, габбро-пироксенитов и габбро, нередко полосчатых. Общая мощность его до 1,5 км. Имеются следы контактового воздействия основной магмы

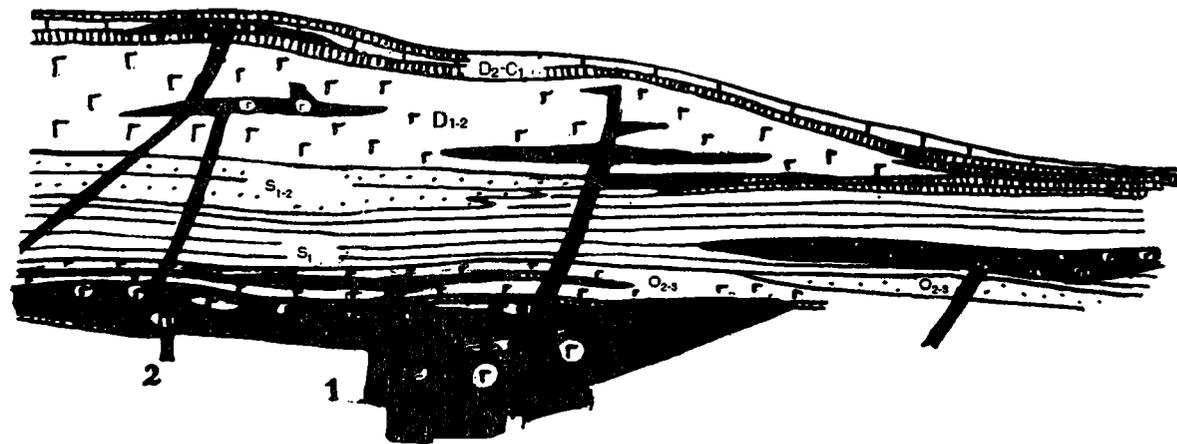


Рис. II-4. Реконструированный профиль, изображающий соотношение предполагаемого океанического основания (1) со среднепалеозойскими интрузивными (2), а также вулканогенными и осадочными образованиями.

на силурийские сланцы, составляющие нижнюю пластину Тегермачского покрова. Киргизатинский базальтовый и зеленосланцевый покровы занимают в этом районе еще более высокую позицию.

Аналогичные проявления серпентинитов, хотя и меньшего масштаба, широко представлены в Южной и отчасти Восточной Фергане среди тектонизированных сланцев в подошве различных покровов, от Киргизатинских до Тегермачских. На востоке области самым крупным из них является Караарчинская пластина на левобережье р. Сарыджаз. Она залегает под силурийскими сланцами, составляющими основание вулканогенного покрова, но имеет с ними тектонический контакт.

Таким образом, офиолитовые пластины в Южном Тянь-Шане не содержат полных разрезов настоящей океанической коры. Остается тем не менее вероятным, что габбро и гипербазиты Южно-Ферганского офиолитового шва все же происходят из третьего слоя океанической коры раннего палеозоя — начала силура, в которую также входили метаморфизованные позднее базальты и осадочные породы Кана-Майлису. Габбро и гипербазиты второго, инфра-киргизатинского (сарталинского), типа имеют первично-интрузивную природу и образовались, скорее всего, позже — в среднем палеозое, в окраинно-морской обстановке.

2.8. Вулканогенные покровы Киргизатинской группы

Этот ряд структурных единиц, возможно, отвечает единому тектоническому покрову, также прослеженному вдоль всего надвигового пояса и неизменно подстилающему зеленые сланцы и офиолиты первого типа. Назовем его типичные черты.

1. Основной элемент разреза — мощная серия базальтов нижней половины девона, иногда также силурийских. Нередко покров сорван по подошве этой серии. В других случаях базальты подстилаются относительно мелководными карбонатно-терригенными осадками силура — нижней девона. Вулканыты перекрываются пелагическими кремнистыми и карбонатными осадками. Габбро и гипербазиты образуют интрузивные залежи.

2. Разрез покрова в его фронтальной части венчают флишоидно-граувакковые отложения не моложе нижнебашкирских.

Вулканогенные Киргизатинские покровы рассматриваются обычно как основная часть эвгеосинклинальной зоны герцинид. При этом в их разрезе отсутствует полная офиолитовая триада и подошву базальтов образуют не породы океанического фундамента, а терригенные и карбонатные осадки сравнительно мелководного происхождения. Подобный тип вулканизма связан не со срединно-океаническим поднятием, а скорее с последующим во времени внутриплитным вулканизмом, отвечающим стадии вторичного расширения. В дальнейшем (C_{1s} - C_{2b}) вулканогенные толщи вошли в состав аккреционного клина (внешней дуги), а при столкновении континентов — в надвиговый пояс в качестве одного из верхних элементов его структуры.

Единственный известный фрагмент вулканогенного покрова на крайнем западе пояса — единица Кулкудук [Буртман, 1976] в Северном Букантау, надвиговая подошва которой не наблюдалась. Этот выход представляет, по-видимому, часть обширной области развития среднепалеозойского офиолитового комплекса в фундаменте Кызылкумов, которая прослеживается вдоль границы Сырдарьинского континентального массива на запад

до Султануиздага,* а на юго-востоке — до предгорий Северного Нуратау, где включает, возможно, чимкурганские базальты.

Аллохтонные пластины, содержащие вулканические свиты, залегают в осевой части Тамдытау-Арватынской синформной зоны, однако обнажены сравнительно мало. Кроме небольших останцов в Тамдытау сюда следует отнести различные по составу вулканиты сангрунтауской свиты силура-девона в поднятиях Сангрунтау — Дарбаза. А. К. Бухарин считает их среднекаменноугольными по признаку залегания на известняках ($C_1v_3-C_2b_1$); однако этот контакт скорее надвиговой, и известняки относятся к подстилающей Сангрунтауской пластине. Более наглядны останцы тектонического покрова вулканитов в Северном Нуратау, где его нижняя часть представлена в синклиналино изогнутой пластине Сентябсая на западном замыкании Маджерумского синклиналаоида, а более полный разрез имеется в сильно сжатых посленадвиговых складках Андреевки и Шавазы.

В Туркестанском хребте остатками вулканогенного покрова можно считать отдельные выходы у г. Сулюкта, в горах Тохтабуз и Кокчетау. Здесь лишь местами видна поверхность налегания вулканитов на известняковые пластины, перекрывающие же зеленосланцевые толщи отсутствуют. Для Алайского хребта, особенно восточной его части, характерны наилучшая сохранность вулканогенного покрова и наибольшая видимая амплитуда надвига, достигающая в бассейне р. Акбура 40 км без учета последующего сжатия. Толщина покровной структуры в Талдыкском останце до 5000–6000 м. Надвиговая поверхность почти параллельна пластам подстилающих и перекрывающих пород. Местами, например в долинах Киргизаты и Шанкола, ее сопровождают линзы серпентинитов, образованных, вероятно, по телам или покровам пикритов. Ближе к корневой зоне расположена Араванская пластина базальтов: первоначальная моноклиналиная структура ее нарушена поздними герцинскими разрывами и складками, в которых сохранились перекрывающие зеленые канские сланцы и неоавтохтонная моласса. Как и в Туркестанском хребте, отмечены случаи налегания вулканогенного покрова прямо на известняки Актурского или даже Алайского покрова (останцы в горах Актур, см. рис. II-9), что заставляет допускать продвижение покрова на юг вплоть до московского века.

Девонские базальты широко представлены и частично вскрыты скважинами под мезозой-кайнозойскими отложениями Восточной Ферганы. Их обнажения в горах Алдыяр и Сюрен-Тюбе (рис. II-5) тоже относятся к ядерной части Талдыкского синклиналаоида. Для Северо-Восточной Ферганы не менее характерно положение тектонических пластин базальтов (единица Керей) под метаморфическими сланцами и над сокращенными в мощности пелагическими отложениями. Местами здесь вулканогенный покров расщепляется на две-три пластины, из которых нижняя отличается появлением известняковой пачки, образованной на погружающемся вулканическом основании в среднем девоне — нижнем карбоне (окджетпесский тип разреза) [Бискэ и др., 1982].

Скорее всего, к той же группе принадлежит Ташрабатский покров, залегающий в мульде синклиналаоида на известняках Чаакской гряды в восточной части хр. Атбаши [Христов, 1981], а также останцы и чешуи вулканогенных толщ в горах Тигерек, занимающие аналогичную структурную

*В западной части Султануиздага девонские эффузивы имеют островодужное происхождение и тяготеют уже к мугоджарским и магнитогорским [Луцц, Фельдман, 1992], существенно отличааясь от описываемых здесь.

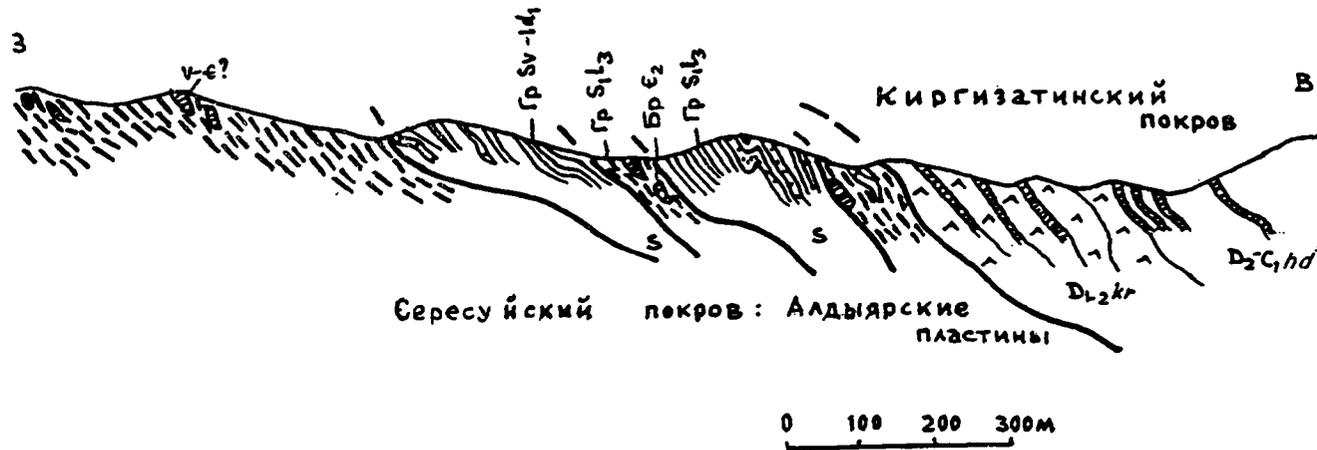


Рис. II-5. Разрез по восточному гребню г. Конуртубе в Алдыярском поднятии.
 Пластина вулканитов (киргизатинская серия D_1-2kr) и силицитов (ходжагаирская свита D_2-C_1hd) залегает на глинистом-меланже с глыбами фтанитов и известняков венда (?) — кембрия. Силурийские сланцы частично сохранились в виде ненарушенных пачек.

позицию. В этом районе, однако, получено мало надежных палеонтологических данных для возрастного сопоставления вулканических разрезов.

Лучше обосновано выделение Джаныджерского покрова, залегающего под надвигом балыктинских песчаников в западной части одноименного хребта. Характерно, что и кровля, и подошва этого покрова до выяснения возраста слагающих его толщ рассматривались как стратиграфические границы внутри каменноугольной части разреза. Покров состоит из двух, местами трех тектонических пластин с различными по составу и мощности вулканических толщ колонками [Бискэ и др., 1985; Бискэ, Табунс, 1991]. Останцами Джаныджерского покрова можно считать обнаженные южнее вулканы урочища Бозой и западной части гряды Таш-Елю (Оттоташ), а также, возможно, небольшую аллохтонную Донгураминскую пластину в Уланском хребте, где намечается резко сокращенный разрез с участием девонских базальтов. Сравнение колонок разрезов, содержащих базальты, показывает значительную изменчивость мощности вулканической серии, вплоть до полного ее выпадения и перехода к чисто пелагическому разрезу, как; например, в покровах бассейна р. Сарыджаз, залегающих на известняковых толщах: иногда среди кремнистых отложений здесь видны лишь силлы девонских габбро-долеритов [Пучков и др., 1985]. С некоторыми останцами аллохтонных базальтовых серий этого района (р. Каинды) связаны проявления серпентинизированных гипербазитов и габбро, крупнейшим из которых является уже упомянутое Караарчинское тело (см. рис. II-14).

2.9. Кремнисто-сланцевые (батыальные) покровы Сересуйской группы

Покровы этого типа обособляются в Восточной Фергане и Кокшаале, где тектонически перекрыты вулканогенными толщами и подстилаются известняковыми, Уланско-Баубашатинскими. Строение Сересуйских покровов сложно: цельные моноклинальные пластины сочетаются здесь с мелкими опрокинутыми и лежащими складками, чешуйками и тектоническим месивом, или глинистым меланжем, образование которого связано с дроблением более жестких пород на блоки, с раздавливанием и милонитизацией более пластичных глинистых пачек.

Отличительные особенности, общие для Сересуйских покровов, достаточно характерны. Свойственный им тип среднепалеозойского разреза (см. рис. III-14) характеризуется присутствием силурийских граптолитовых сланцев с подчиненным количеством алевро-песчаных пород (турасуйская серия) и пелагических силицитов девона — нижнего карбона, обычно с пачкой калькаренитов и микритов в кровле (шаланская серия). Разрез включает также основные вулканы и пластовые диабазовые интрузии. Сересуйские покровы сорваны обычно по граптолитовым сланцам лландовери, однако к их колонке принадлежат и вскрытые обычно в составе меланжа нижнепалеозойские вулканогенно-карбонатные отложения. Очевидно, что эти разрезы соответствуют наиболее ранним по времени образованиям и наиболее глубоководным частям палеозойского бассейна, разумеется, не считая тех, что могли быть поглощены в Ферганской палеозоне Беньофа.

Время скупивания и шарьирования Сересуйских пластин определяется локальным появлением в кровле разреза (р. Калпа в Ферганском хребте) флишоидной толщи серпуховского-башкирского возраста. Занимая самое низкое, передовое, положение во внешней дуге конца раннего — начала среднего карбона (см. рис. I-3, на вкладке), Сересуйские покровы, вместе

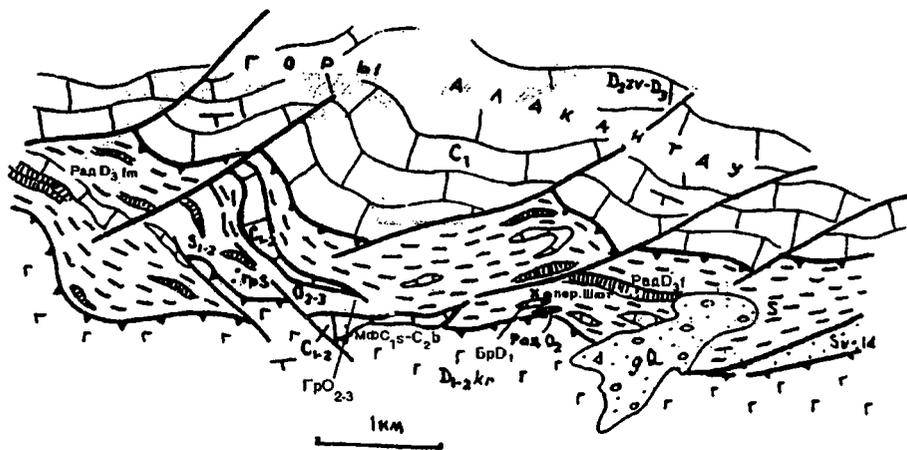


Рис. II-6. Схематизированная геологическая карта района пер.Шют в бассейне р. Акбура, Алайский хребет.

Известняки гор. Алакантау относятся к Меришкор-Уланской покровной группе. Глинистый меланж южнее соответствует Сересуйскому покрову, мелкие пластины которого заключены в глинистом матриксе: показаны пункты некоторых палеонтологических находок. Киргизатинская серия $D_{1-2}kr$ образует верхний покров, относящийся к вулканогенной группе.

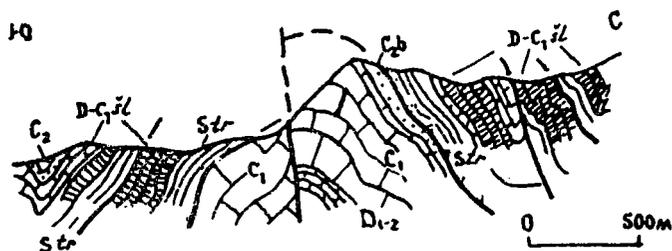


Рис. II-7. Профиль Сугантанского антиклиналоида в Ферганском хребте.

В колонке Сересуйского покров: Str — турасуйская серия, $D-C_1sl$ — шаланская серия.

с залегающими на них вулканогенными и зеленосланцевыми, были затем в начале среднего карбона шарьированы на Таримо-Алайский континентальный шельф и залегают поверх его карбонатных толщ.

Западнее бассейна Акбуры в Алайском хребте Сересуйские покровы не прослеживаются в связи с прямым надвижением вулканических толщ на карбонаты Катранбаши-Актур. В бассейне Куршаба (Алдыярское поднятие) кремнисто-сланцевые толщ сересуйского типа видны в обоих крыльях Охна-Талдыкского синклинала до р. Кырккичи на юго-западе, где пластины шаланских кремней удалось обнаружить в меланже под киргизатинскими вулканитами, но над известняками Алакантау (рис. II-6). Алдыярские пластины (см. рис. II-5) в юго-восточном крыле синклинала превращаются в меланж р. Джайлису. Все эти единицы полностью аллохтонны, так как вблизи корневой зоны покровов, в Араванском синклинала, пластины сересуйского типа в той же позиции не найдены.

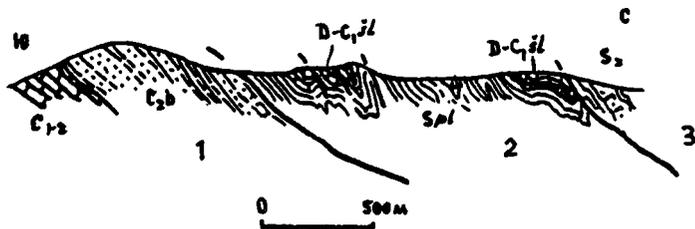


Рис. II-8. Тектонические чешуи левобережья р. Кеосу, Джаныджерский хребет.

Структурные единицы: 1 — Улан, 2 — Кеосу (S₁ — пульгонская свита, D-C₁il — шаланская серия), 3 — Джаныджер.

В Северо-Восточной Фергане (см. рис. II-1) Сересуйский покров наиболее полно представлен в верховьях р. Сересу, на западном погружении Баубашатинского антиклиналоида [Бискэ и др., 1982]. Здесь он расщепляется не менее чем на пять пластин, состоящих из силурийских сланцев с фрагментами их вулканогенно-кремнисто-карбонатной покрывки (D-C₁) и диабазовыми силлами; местами породы превращены в глинистый меланж. Они надвинуты на известняки Баубашаты и перекрыты надвигом базальтов пер. Каракорум — г. Айдауш. Аналогичная стратиграфия покровов наблюдается в северном крыле Суганташского антиклиналоида (рис. II-7, см. рис. II-1). Сересуйский покров образует здесь 2-3 пластины. Мы пытались проследить его и на правобережье Нарына, однако здесь среди слабо метаморфизованных толщ, перекрывших известняки ядра Кызкурганского антиклиналоида, не удалось доказать наличие полных разрезов сересуйского типа. Возможно, эти толщи относятся к "ультра-сересуйским" вулканогенным и зеленосланцевым покровам.

В Кокшаальском секторе надвигового пояса аналоги Сересуйского покрова более фрагментарны. Это небольшая Кенсуйская сланцевая пластина (рис. II-8), надвинутая на известняки в центральной части Джаныджерского хребта и в свою очередь лишь частично выступающая из-под аллохтонных вулканитов Джаныджера, а также, возможно, аллохтон в ядре Чапыркорумской синформы, стратиграфический разрез которого отличается появлением маломощных основных вулканитов в низах девона и приближается к киргизатинскому типу. Другие бативальные разрезы относятся к пластинам, занимающим позиции между известняковыми покровами или в их основании, и рассматриваются ниже.

2.10. Верхние известняковые покровы (Меришкор-Уланская группа)

Описанные выше покровы эвгеосинклиналиного типа подстилаются более поздними по времени продвижения (башкирский век — ранняя пермь) тектоническими пластинами. Они образованы преимущественно карбонатными толщами среднего палеозоя, что позволяет считать их сорванными с погруженного субконтинентального или более древнего островодужного основания Таримо-Алайского шельфа, иначе говоря, происходящими из миогеосинклиналиной области.

Для детальной палинспастической реконструкции этой области центральным является вопрос об исходном положении чешуй кремнисто-глинистого среднего палеозоя, зажатых среди известняков шельфа Нура-тау-Алайского микроконтинента. Несомненно, что силициты и глины ма-

лой мощности отвечают некомпенсированным бороздам или проливам между карбонатными платформами, но число таких борозд и их расположение допускают не один вариант реконструкции. Кроме сугубо фиксистских построений имеются модели Г. С. Поршнякова [1960, 1973] с несколькими отдельными карбонатными грядами ("типами разрезов" и соответствующими тектоническими покровами), а также более простые палеогеографические представления В. С. Буртмана [1976] и Г. С. Поршнякова [1983] — они, однако, требуют допускать вторичное вздвигание ранней покровной структуры. Предлагаемый здесь вариант (см. рис. I-3 и II-2, оба рисунка на вкладке) опирается на метод реконструкции, согласно которому в пределах Букантау-Кокшаальского надвигового пояса покровные единицы первоначально располагались с севера к югу в порядке омоложения их кровли, что связано с последовательностью образования покровов. Этот порядок в конечном итоге не был сильно нарушен.

Меришкор-Уланская группа покровов происходит из северной, внешней, части карбонатной платформы, которая, как предполагается, отделялась от основной массы Нуратау-Алайского микроконтинента и Тарима некомпенсированной бороздой Тегермача— Аксая. Эти покровы сорваны преимущественно по подошве карбонатных серий, т.е. по венлок-лудловским известнякам, хотя местами к ним могут быть отнесены и более древние отложения, вплоть до кембрийских известняков и вулканитов. Кроме карбонатных пород некоторые разрезы этой группы включают субшелочные базальты. Важная общая черта в строении разрезов — башкирский возраст флишево-олигостромовой толщи в кровле колонки, определяющий время перекрытия этой области покровами вулканогенных и пелагических толщ с севера.

2.10.1. Известняковый средний палеозой нередко телескопирован с образованием двух-трех и более тектонических пластин, разрез которых испытывает местами значительные вариации: они происходят скачкообразно от одной пластины к другой, перекрывающей или подстилающей, и лишь частично удается проследить постепенное изменение разреза по простиранию. Таковы соотношения внутри *Ош-Уратюбинского покрова*, который прослеживается от Северного Нуратау до Восточной Ферганы.

Карбонатные разрезы (см. рис. III-8, III-9, оба рисунка на вкладке) сформированы, очевидно, на разнородном вулканогенном основании, обломки которого примешаны к известнякам в их подошве (венлок — нижний девон). Они представлены здесь в трех основных разновидностях: 1) Шахимарданские, предрифовые, типом которых могут быть пластины Куралимтау и Мургун; 2) Актурские, рифогенные и 3) Катранбашинские, сформированные в зарифовой лагунной обстановке. Первичное расположение соответствующих зон сильно нарушено. Основная часть покрова наблюдается в южном крыле Охна-Талдыкского синклиналиоида и залегает с северным падением. В междуречье Аксу-Шахимардана на эту моноклинал наложены диагональные и продольные складки поздних этапов. В северном крыле видны лишь отдельные известняковые моноклинали (Катранбаша, Алакантау), а к северу от оси Каузанского антиклиналиоида покров выклинивается, сохраняясь лишь в виде мелких Акташских останков на левобережье Соха. Охна-Талдыкский синклиналиоид, таким образом, наложен на выдвинутую к югу и полностью изолированную от корней часть покрова (см. рис. II-2, профиль Г, на вкладке). Другая его часть, более близкая к корневой зоне, сохранилась в виде известняковых пластин Ошских гор в крыльях Араванского синклиналиоида (см. рис. II-11).

В западной части известняковый покров реконструируется по остан-

цам среднего палеозоя актурского типа близ г. Уратюбе — Дальян, Кух и Туркменсай: последние два образуют аллохтон в мульде Джалаирского синклиналаоида, резко отличный по фациям известняков от разреза автохтона (койташского типа). К востоку область развития известняков становится шире. В лобовой части покрова, которая в районе пос. Баул — р. Карабулак также залегает на лептогеосинклинальной пластине Тегермачского покрова (см. рис. II-2, профиль Б), видны сначала лишь разрезы актурского типа, однако в долине Ляйляка появляются предрифовые шахимарданские фации, которые далее к востоку хорошо наблюдаются по р. Андыген и в гряде Сарыташ. Удвоение покрова приводит к надвиганию на нижние пластины мощных слоистых известняков и доломитов катранбашинского типа. Контраст между рифогенными и зарифовыми лагунными фациями девона особенно резок на правом берегу Исфайры, где катранбашинские известняки и доломиты образуют целиком аллохтонный блок г. Тике, залегающий в ядре синклинали (синклиналаоида) на кремнисто-известняковых толщах Сарыташской гряды. Сходная последовательность, хотя и с меньшими контрастами, прослеживается с юга на север также в районе г. Сулюкта на левобережье Ляйляка. Восточнее р. Сох видно залегание пластины Катранбаша с зарифовым типом разреза непосредственно на лептогеосинклинальных отложениях. По Шахимардану и Исфайраму в связи с общим воздыманием этой синклинальной структуры сохранились лишь отдельные аллохтонные массивы известняков тамашинской группы, фациально весьма разнообразные [Клишевич, 1978; Бискэ, 1983].

В восточной, Талдыкской, части того же синклиналаоида известняковые пластины Ош-Уратюбинского покрова располагаются симметрично в северном крыле (Алакантау, см. рис. II-6) и в южном, причем здесь, в северной части хр. Актур, происходит утроение разреза вследствие прокарбонизации известняковых чешуй по силурийским сланцам и серпентинитам (рис. II-9). Вероятно, одна из этих чешуй сохранилась западнее в виде клиппена г. Алтын-Бешик (рис. II-10). Известняковая моноклиналль Алтынказыка-Алакантау не имеет подобных дигитаций. Она залегает между покровами батиальных отложений (Алдыярским и Ташатинским), отделяясь от обоих также глинистым меланжем с проявлением серпентинитов.

Сходная структура, с чередованием резко контрастных по строению колонки моноклиналей известняков и кремнисто-глинистых отложений, наблюдается в обоих крыльях Араванского синклиналаоида. Карбонатные пластины с почти полными разрезами силура — нижнего карбона лучше сохранились в северо-восточном крыле, в Ошских горах. Здесь с востока на запад, от Сулейман-горы через Чиль-Майрам к Чиль-Устуцу и Кекликтау, происходит наращивание мощности колонки и одновременно смена склоновых фаций рифовыми и даже лагунными. Однако внедрение между известняками двух пластин батиальных силицитов и калькаренигов Ташаты резко нарушает этот ряд. Каким образом оно произошло? Скорее всего, Ташатинские чешуи относятся к покрову, подстилающему известняковый, а их надвиг на известняки Чиль-Майрама и Сокулука означает последующее вздвоение уже имевшейся покровной структуры (рис. II-11).^{*} Небольшие пластины известняков Алдыярского поднятия —

^{*} Допустимо также обратное соотношение: сначала на известняки надвигались Ташатинские чешуи [Поршняков, 1983; Дронов, 1991]. В этом случае последние надо считать относящимися к Сересуйскому покрову, что хуже увязывается с составом их разреза: в Ташате присутствуют известняки (D₁) и нет вулканитов.

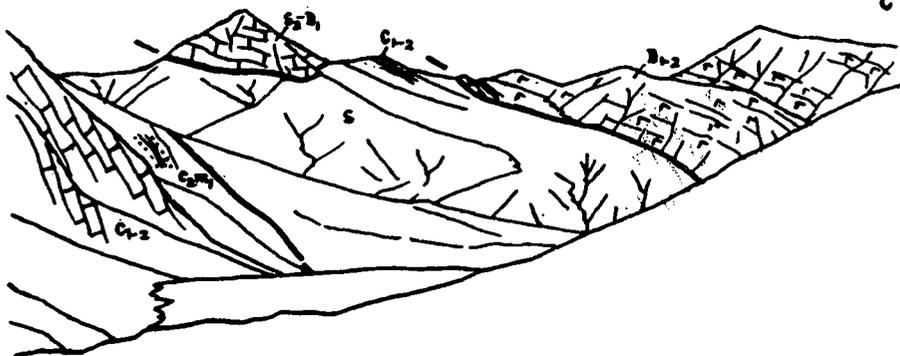


Рис. II-10. Известняковый клиппен г. Алтын-Бешик на левобережье р. Киргизата.

Слева — известняки среднего карбона в Кичикалайском куполе (Алайский покров); в центре — Тегермачский покров, в основном силурийские сланцы и песчаники, с останцом известняков биданинской свиты C_{1-2} на водоразделе долины; на них шарьированы известняки S_2-D_1 Алтын-Бешика — останец Ош-Уратюбинских покровов; справа — Талдыкская единица Киргизатинских покровов (вулканиты киргизатинской серии D_{1-2}).

гор Сюрентюбе в восточной Фергане — также относятся к лобовой части Ош-Уратюбинского покрова и сохранились на северо-восточном замыкании Охна-Талдыкского синклиналиоида.

2.10.2. Поиски западного продолжения Ош-Уратюбинских известняков, в Северном Нуратау и Кызылкумских горах, приводит нас сначала к аллохтонным пластинам Джалпак и Басрагата (см. рис. II-2, профиль А) в ядре Шохтау-Меришкорского синклиналиоида, Аккая в Даристанском синклиналиоиде, а также Ятакской и некоторым другим небольшим останцам, залегающим под покровами вулканитов и зеленых сланцев. Все они имеют стратиграфические разрезы, близкие к актурскому типу, но более полно представленные в Джалпаке и грядах Балыклы-Егарбели. Здесь, в отличие от Туркестанского хребта, эти пластины шарьированы непосредственно на известняки и нижнемосковский флиш Нуратауских покровов. Означает ли это, что данная часть карбонатного шельфа Нуратау-Алайского микроконтинента оставалась единой и не имела глубоких некомпенсированных участков, пока не ясно: лишь небольшая пластина Джагарма в подошве Басрагаты включает известняки нижнего карбона с признаками склонового происхождения. К той же Меришкор-Уланской группе относятся расположенные северо-западнее, в Тамдытауском синклиналиоиде, известняковые пластины Балпантау и гор Дарбаза.

Меришкорские покровы сорваны обычно вблизи основания известняков венлока — лудлова, однако иногда включают и разнообразные по составу толщи нижнего палеозоя. Расщепление, торошение (дигитация) известнякового покрова наиболее отчетливо проявились в мульде Шохтау (Басрагата) с ее тремя аллохтонными пластинами в ядре, но наблюдаются также в других останцах Северного Нуратау (рис. II-12).

2.10.3. Обратимся теперь к восточному флангу Ош-Уратюбинского покрова, чтобы проследить его возможное продолжение в Северо-Восточной

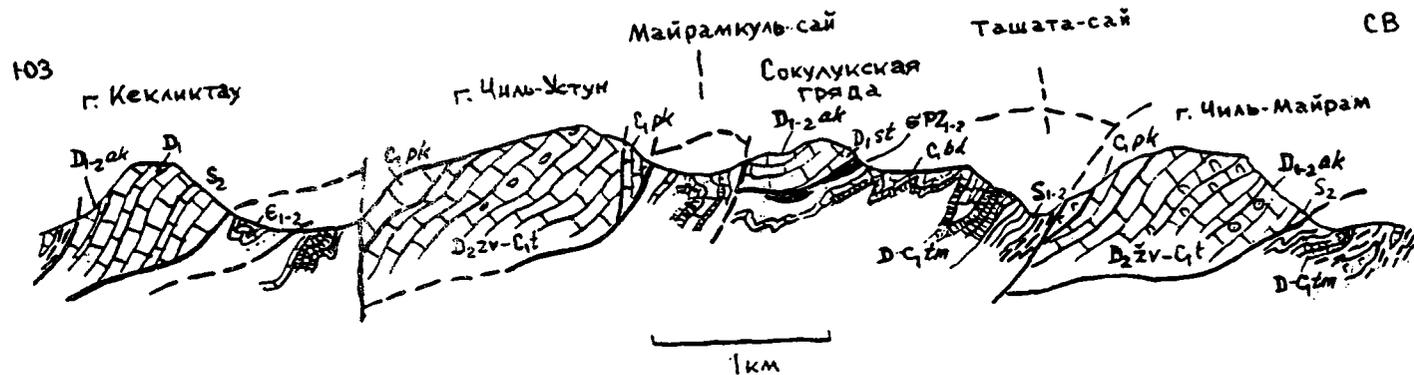


Рис. II-11. Геологический профиль Ошских гор.

Ош-Уратюбинский известняковый покров залегает на поверхности Тегермачского покрова (Ташатинская единица), с пелагическим типом среднего палеозоя. Послепокровные смещения разделяют известняки на единицы Чиль-Майрам, Чиль-Устун с Сокулукской пластиной, Кекликтау. Между двумя покровами присутствуют серпентиниты и глинистый меланж. Свиты: ак — актурская, рк — пешкатуская, st — сарыташская, tm — тамашинская, bd — биданинская.

Фергане и Кокшаале. Судя по северо-восточным простираниям известняков Караултюбе в Ошских горах и присутствию известняков, вскрытых скважинами под покровом мезозоя — кайнозоя, близ г. Карасу, его продолжение следует искать на склонах Ферганского хребта. Таким должен быть Урумбашский покров, который виден в правых истоках Кугарта. Он состоит из двух структурных единиц — Суганташ (см. рис. II-1 и II-7) и Урумбаш, разделенных на дневной поверхности синклиналино залегающими аллохтонными сланцами Сересуйского покрова (р. Капка). Известняки Урумбаша залегают на среднекарбовом флише Кугарта (см. рис. II-23) и сопровождаются далеко выдвинутыми останцами, возможно — гравитационными отторженцами, Акнот и Ақташ. Их тип разреза повсеместно близок к рифогенному (актурскому), что может быть объяснено первичной узостью существовавшей здесь карбонатной отмели.

Баубашатинский покров находится в Северо-Восточной Фергане и отличается проявлением в разрезе субщелочных базальтов, в основном жигетских (босогатайская свита). При этом нижняя часть среднего палеозоя (силурий-эфельский ярус) представлена в рифоидных актурских или предрифовых шахимарданских фациях, а верхняя, над эффузивами — тяготеет к катранбашинскому зарифовому типу и достигает в горе Баубашата мощности 2000–2500 м. В верховьях рек Сересу и Караколь над основной известняковой пластиной прослеживаются еще по крайней мере две дополнительные тектонические чешуи, из которых верхняя (Каракольская) обладает сокращенным в мощности, но стратиграфически полным разрезом отложений (D_2-C_1): здесь намечается переход к склоновым и, вероятно, далее к пелагическим отложениям, составляющим Сересуйский покров. Кровля колонки Баубашаты несколько древнее, чем в других покровах верхней известняковой группы: в ней неизвестны отложения моложе нижнебашкирских.

Известняки Баубашаты имеют сорванную подошву,* лежат на фациально разнообразных, собранных в тектонические пластины, но, по видимому, только силурийских отложениях верховьев Каинды и Караункура. После продвижения по собственной (?) силурийской подошве и надвигов с запада Баубашатинская вулканогенно-известняковая плита вместе с ними была смята в складки на четвертом (и втором?) этапе деформаций и разорвана сдвигами, из которых наибольшим по амплитуде был широтный Алашский (см. рис. II-1 и II-2, профиль D, последний — на вкладке).

Наиболее вероятно, что южнее Караункурской депрессии Баубашатинский покров продолжается в виде Урумбашского, но без жигетских базальтов, которые сокращаются в мощности до 100 м уже над пос. Арсланбоб. Нельзя пока отбросить и другой вариант: переход Баубашатинского покрова к югу в чешуйчатую структуру г. Окджетпес. В таком случае Суганташ и Урумбаш представляют собой отдельную рифовую отмель среди пелагических фаций сересуйского типа.

После правого смещения по Таласо-Ферганскому сдвигу известняковые серии Баубашаты — Урумбаша появляются восточнее в виде Чирмашского и Уланского покровов.

Чирмашский покров в хр. Атбаши и в Тигереке выступает из-под надвинутых вулканогенных и зеленосланцевых толщ в ядрах антиклиналей. Подошва покрова видна лишь в гряде Тигерек, где силурий-

*В. Н. Огнев [1939] принимал этот срыв за позднекаледонское угловое несогласие; в последующие годы представление о каледонидах Восточной Ферганы неоднократно обсуждалось и лишь недавно было оставлено.

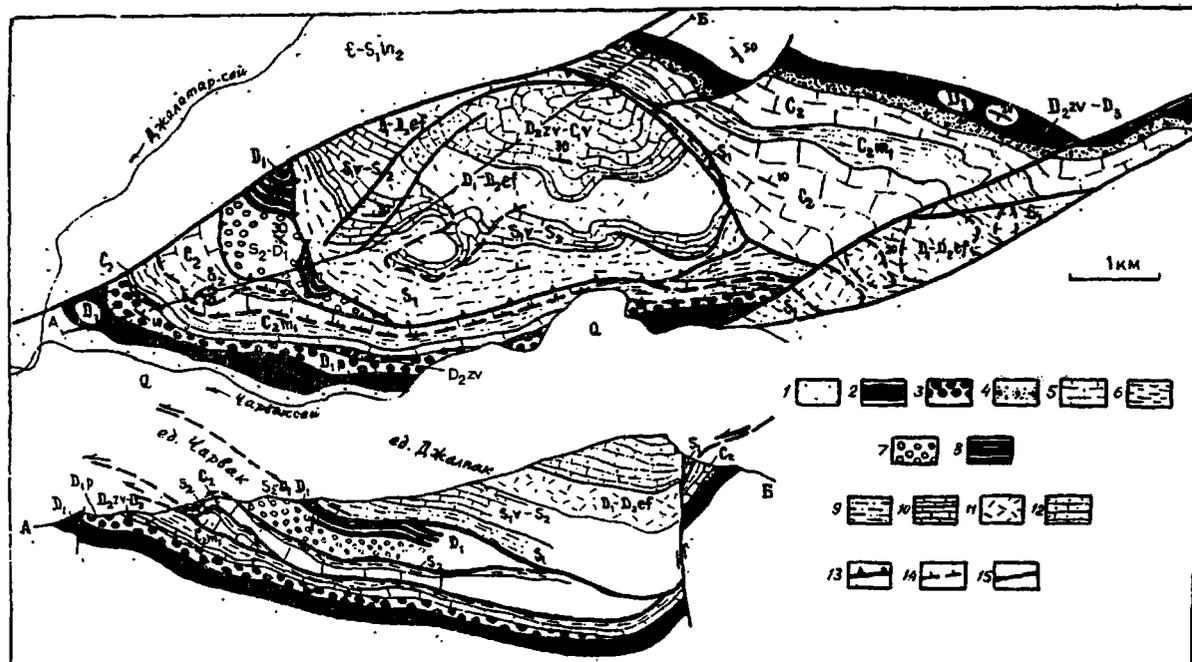


Рис. II-12. Покровная структура Меришкорского синклиналида в горах Сев.Нуратау: геологическая схема (вверху) и разрез по линии АБ (внизу).

Покровы Кызылкум-Нуратинской группы (разрез койташского типа): 1—додевонские образования (нижний структурный ярус); 2—черные доломиты, известняки D_1 ; 3—песчаники, конгломераты пражского яруса D_1p ; 4—песчаники, доломиты, известняки D_2zv-D_3 ; 5—известняки башкирского—низов московского ярусов C_2 ; 6—терригенный флиш (толубайская свита) низов московского яруса C_2m_1 (местами милонитизирован, включает олистостромы). 7—8—Чарвакская пластина: 7—конгломераты, песчаники, известняки, доломиты S_2-D_1 , 8—известняки, доломиты D_1 . 9—12—Джаллакская пластина: 9—песчаники, сланцы, известняки S_1 ; 10—известняки, сланцы, песчаники S_1v-S_2 ; 11—известняки D_1-D_2ef ; 12—оолитовые известняки D_2zv-C_1v .

Тектонические разрывы (расчлененные только на карте): 13—границы тектонических покровов (шарьяжные поверхности или осложняющие их продольные разрывы); 14—срывы внутри шарьяжных пластин; 15—диагональные и поперечные послепокровные нарушения, главным образом взбросы и сдвиги.

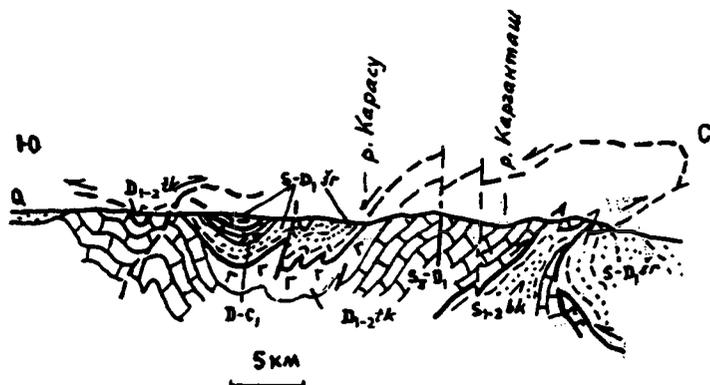


Рис. П-13. Дислоцированные тектонические покровы в Атбашинском хребте, западнее и севернее оз. Чатыр-кель.

Направление ранних покровов южное, поздних — северное (показаны стрелками). Покровы: известняковый Чирмашский ($S_{1-2}bk$ — белькарасуйская свита, S_2-D_1 — чакташские известняки, $D_{1-2}tk$ — текелиторская свита), Шириктинский ($S-D_1\delta r$ — шириктинская свита); в мульде синформы — отдельные пластины метавулканитов и силурийских известняков.

ские известняки и сланцы залегают на нижнем девоне батиального типа; в Атбашинском хребте известняки Чирмашской (рис. П-13) и Чакташской единиц кажутся автохтонными, хотя на южном склоне хребта также образуют серию чешуй по рекам Карагир-Муствавас и Джолбогошты. В Чирмашском разрезе плохо известны отложения моложе среднего девона и местами отсутствуют вулканиты. Продолжением Чирмашского покрова далеко к востоку следует считать Аtdжайляускую известняковую единицу, по рекам Учкель — Аtdжайло — Сев. Иныльчек, также сильно деформированную послепокровными надвигами и складками (рис. П-14). На Иныльчекском леднике, по сообщению Е. В. Христова, эти известняки надвинуты прямо на толщи, содержащие в девонской части краевые фации Таримской платформы, что может отражать общее сужение надвигового пояса у восточной границы киргизского Тянь-Шаня.

Не вполне ясно, являются ли Чирмаш-Аtdжайляуские известняки частью (северным краем?) Баубашата-Уланской отмели или же это самостоятельная покровная пластина. Уланский покров по типу среднепалеозойского разреза почти тождествен Баубашатинскому, и его выходы в западной части хр. Торугарт смещены относительно известняков Баубашаты на расстояние около 150 км по Таласо-Ферганскому сдвигу. Далее к востоку и северо-востоку тектонические пластины среднего девона с известняками (D_2-C_2) обнажаются в массиве Таш-Елю и в Бозойском синклиналиоиде. Здесь видно, что известняки залегают между эффузивами Джаныджерского покрова (ядро синклиналиоида в ур. Бозой (см. рис. П-2, профиль Е, на впадке)) и пелагическими глинисто-кремнистыми толщами Аксайского покрова. В Бозое и хр. Коккия мощность известняков особенно велика (до 3500 м), а строение разреза, как и в Баубашате, указывает на существование широкой зарифовой отмели.

Несомненна принадлежность к тому же типу разрезов основной части покрова в Уланском, восточной части Джаныджерского и на западе Бор-

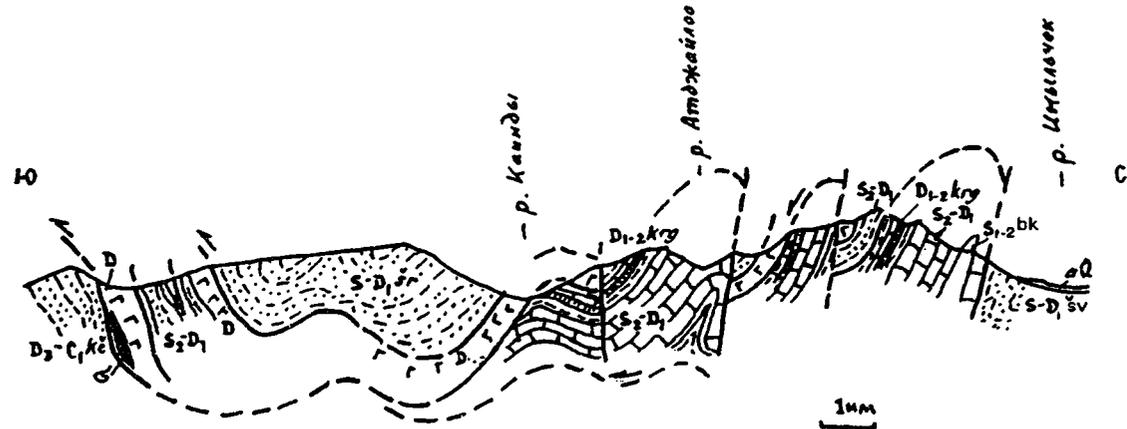


Рис. II-14. Покровная структура западной части левобережья р. Сарыдžаз (по С. Е. Зубцову и А. В. Яговкину).
 Узенгегушская автохтонная (?) единица: $D_3-C_1 k\check{c}$ — кайчинская свита; Аtdжайлууская единица Чирмашского покрова: $S_{1-2}bk$ — белькарасуйская свита, S_2-D_1 — чакташская серия, $D_{1-2}krq$ — карагирская свита; Караарчинская пластина: σ — серпентинизированные гипербазиты и габбро; Каиндинская покровная единица: сланцевая толща S_2-D_1 и вулканиты D ; Иныльчекская покровная единица: $S-D_1\check{z}r$ — шириктинская свита.



Рис. II-15. Уланский покров в долине р. Карачукур
(по Г. С. Поршнякову).

колдойского хребтов, несмотря на изменчивость их мощностей и фаций известняков: на уровне пражского — эйфельского ярусов здесь, как и в Фергане, можно видеть отложения от рифогенных коралло-брахиоподовых до кремнистых с обломочно-карбонатными прослоями, а толщина известняковой плиты над среднедевонскими базальтами колеблется от первых десятков до 1000–2000 м. На востоке Уланского хребта покров удваивается. Посленадвиговые деформации Уланского покрова сводятся в основном к образованию продольного Джаныджер-Чапыркорумского синклиналида во вторую стадию деформаций и его S-образному изгибу в третью стадию [Бискэ и др., 1985]. Первичный пологий надвиг эффузивных и кремнисто-сланцевых толщ внешней дуги, участвующий затем в этих складках, все же хорошо наблюдается над известняками у ядра синклиналида (лсвобережье р. Джаныджер, р. Чапыркорум и др.). Подошва покрова лучше всего видна в долине Карачукур (рис. II-15). Под ней оказывается сокращенный разрез среднего палеозоя с обычными в этой позиции батиальными фациями.

Между реками Учкель и Акшийрак Уланский покров состоит из нескольких чешуй, сорванных по живетским базальтам и вторично запрокинутых к северу на поздних этапах деформаций. Нижняя пластина не содержит вулканитов, но обогащена брекчиями органогенных известняков и отвечает, возможно, южному краю карбонатной платформы. Тектонически подстилающий ее кипчакский флиш (C₂m₂-C₃) содержит крупные известняковые олистоплаки (рис. II-16). Возраст кровли разреза в Уланском покрове башкирский, местами позднебашкирский; по этому признаку он хорошо сопоставляется с Ош-Уратюбинским покровом. Таким образом, в течение башкирского века (см. рис. I-3, профиль 4, на вкладке) столкновение континентов началось с перекрытия надвигами внешней карбонатной зоны Таримо-Алайского шельфа, которая представляла собой отмель или ряд отмелей длиной более 300 км. Судя по присутствию серпентинитов под верхними известняковыми покровами — особенно в Алайском хребте (см. рис. II-9), но также и в Баубашате — кора краевой части шельфа была относительно тонкой и утяжеленной.

В московском веке надвиговый пояс разрастается к югу, присоединяя к себе как мелководные, так и глубокие части шельфа.

2.11. Батиальные покровы Тегермач-Аксайской группы

Общий признак, позволяющий выделять покровы этой группы — стратиграфически-конденсированный пелагический (лептогеосинклинальный) разрез среднего палеозоя. Однако, в отличие от Сересуйских батиальных формаций, они зажаты между известняковыми покровами, что заставляет связывать их происхождение с относительно глубоководной зоной уже

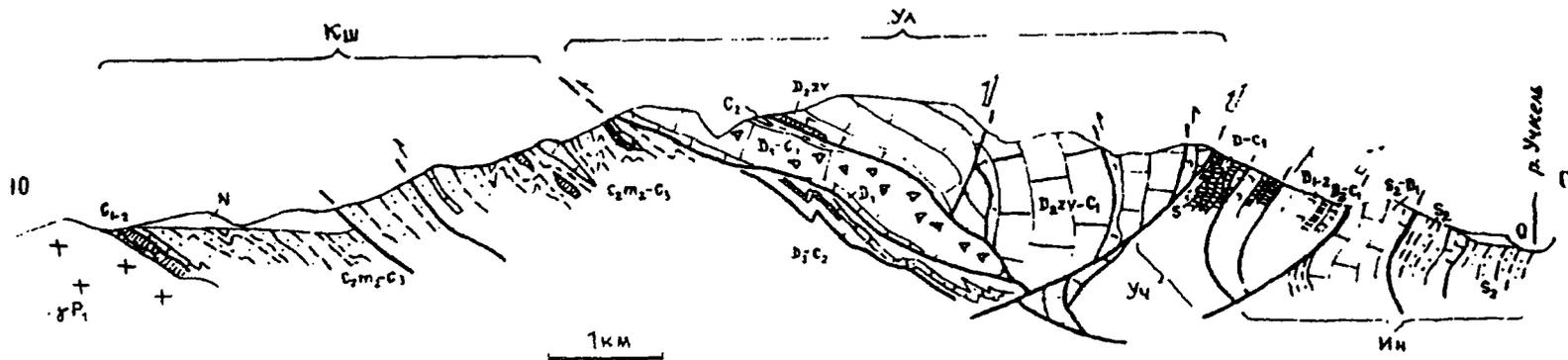


Рис. II-16. Положение Уланского покрова к югу от р. Учкель. КШ — Кокшаальская зона, УА — пластины Уланского покрова, Уч — Учкешонский покров, Ин — Иньльчекская единица (Чирмаш-Атджайляуские покровы). Тонкими стрелками показано направление ранних покровов, утолщенными — поздние обратные надвиги.

среди карбонатных платформ. Характерным является глинистый меланж с матриксом из граптолитовых сланцев и отторженцами морского, частично вулканогенного нижнего палеозоя, а также проявления серпентинитов. Можно думать, что эта зона — часть бассейна, раскрытого уже в начале палеозоя, а затем не полностью компенсированная в среднем палеозое сносом с окружающей суши и рифовых массивов.

Надвиговое перекрытие Тегермач-Аксайской бативальной зоны заканчивается в начале московского века, хотя, возможно, начинается уже в башкирском (Ташата). Сами покровы этой зоны образуются, главным образом, в каширское время.

В западном секторе региона бативальные фации среднего палеозоя встречаются в подошве аллохтона над известняками Нуратау-Алайского шельфа, представлены фрагментарно и еще не полностью выявлены. Сюда, по всей вероятности, относится покров Дженгельды [Бухарин и др., 1985] или, иначе, "комплекс Букан" [Буртман, 1976; Мухин и др., 1991] в Тамдытау, представленный в основном силурийскими породами и тектонитами. Тонкая пластина, подстилающая эффузивный покров и надвинутая на известняки в Сангрунтау, состоит из силурийских сланцев, радиоляритов девона — турне и известняков визе — башкирского возраста [Мухин и др., 1991]. Примерно такую же чешую, мощностью до 200 м, обнаружил А. В. Яговкин на правобережье р. Джалаир в западной части Туркестанского хребта. Однако в основном этот тип разреза известен восточнее.

2.11.1. Главный останец *Тегермачского покрова* на правобережье р. Исфайрам в Алайском хребте подробно описывался [Поршняков, 1962, 1973; Замалетдинов и др., 1968; Буртман, 1976; Рогожин, 1993] как один из немногих примеров герцинских покровов, сохранивших первоначальное пологое залегание. Тегермачский останец в истоках р. Абшир, образованный малодислоцированными силурийскими сланцами и песчаниками, имеет эффектные тектонические окна с выходами карбонатных толщ подстилающей его Алайской структурной единицы. Однако Тегермачская пластина, как можно это видеть северо-восточнее в бассейне Чиле или ниже по Абширу (см. рис. II-18), составляет лишь внутреннюю часть покрова. Нижним его элементом является здесь глинистый меланж Маларана, а верхним — Чилесайская пластина глинистых сланцев и кремней силура — девона, прорванных диабазовыми пластовыми интрузиями и вмещающих крупный Джейранбельский массив с расслоенным габбро-гипербазитовым комплексом.

Проследивая Тегермачский покров вдоль выходов кровли Алайской карбонатной платформы как в Андыген-Кичикалайском, так и в Каузанском антиклиналоидах, можно отнести к нему ряд структурных единиц, разобщенных в современных выходах, — от р. Ляйляк на западе (в Туркестанском хребте), до пос. Гульча на востоке (см. рис. II-2, профили В, Г, на вкладке; рис. II-17). Небольшие по мощности, иногда сдвоенные пластины с обязательным участием шаланских силицитов и известняков (D-C₂b) в Бауле, верховьях Карабулака, Шивали, у перевалов Шалан и Катран-Баши надвинуты на нижнемосковский флиш Алайской единицы, иногда отделяясь от него тонким Караджегачским покровом; перекрываются они известняками северной, Ош-Уратюбинской отдели шельфа, иногда непосредственно вулканитами Киргизатинского внешнедугового покрова. Местами, как, например, у пос. Хамзабад, присутствуют линзы серпентинитов. Более косвенную связь с Тегермачским покровом имеют чешуи однотипных среднепалеозойских толщ в крыльях Араванского синклиналоида — Ташата (см. рис. II-11), Копурбаши и, наконец, серия тонких тек-

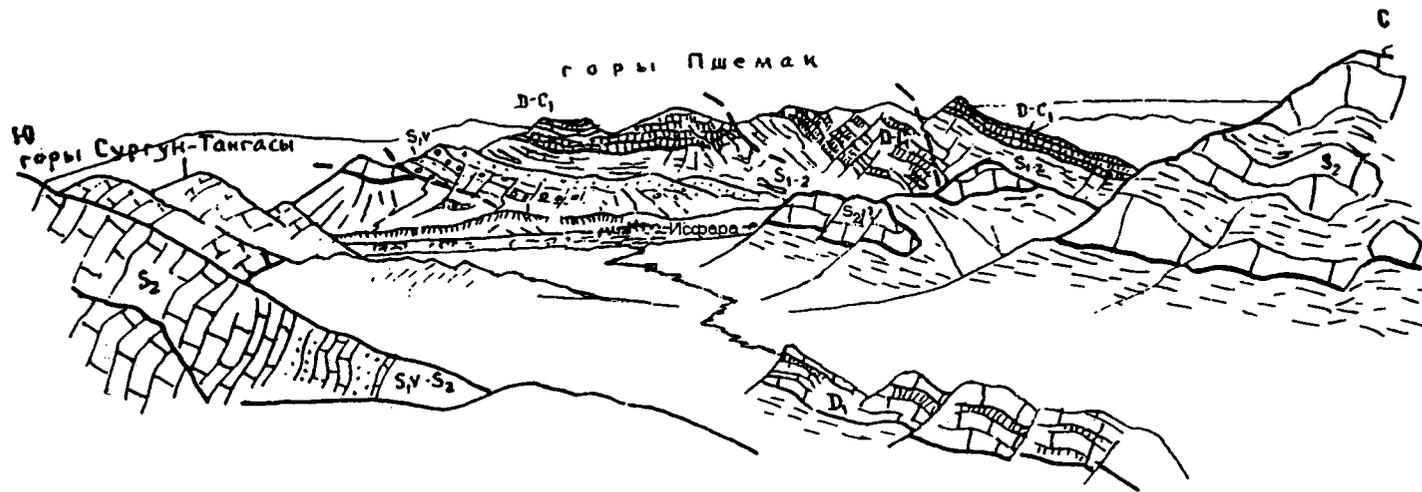


Рис. II-17. Долина р. Исфара в Карабахском поднятии.

На левом борту долины, в горах Пшемак — тектонические покровы тегермачской группы: S_{1v} — венлок, сурхские конгломераты и песчаники; S_{1-2} — пшемакский карбонатный флиш; $D-C_1$ силициты и известняки шаланской серии. Мелкие фрагменты тех же толщ включены в глинистый меланж вместе с вулканитами, песчаниками, фтанитами, известняками неопределенного возраста, иногда нижнедевонскими (на переднем плане). Известняки S_2 вместе с терригенной ишметауской свитой S_{1v-S_2} образуют останцы перекрывающего Ош-Уратюбинского покрова, включая гряды Сургутун-Тангасы в левой части рисунка.

тонических пластин в горах Сюрентюбе, представленных шаланскими известняками и кремнями, которые сорваны по силурийским сланцам.

Нижнепалеозойские толщи района пос. Чонкой и р. Араван могут относиться как к Тегермачскому, так и к перекрывающему его известняковому покрову: кембрийские вулканы Южной антиклинали у Чонкоя уже надвинуты на шаланские кремни. Наконец, нельзя исключить, что известняки Ош-Уратюбинской части шельфа вообще местами выклиниваются, и тогда отчленение покровов Тегермачской группы от сходных с ними Сересуйских становится условным.

2.11.2. Значительную часть Тегермачского покрова, в указанном широком смысле, образуют различные по степени своей переработки тектониты — глыбовые брекчи, мезиво с милонитизированным заполнителем, заслуживающие наименования "*глинистого меланжа*" [Белостоцкий, 1978]. Основу (матрикс) в этом тектоническом комплексе составляют глинистые породы силура (сюгетская, пульгонская свиты), которые образуют переходы от обычных плитняковых сланцев, через растертое по многочисленным трещинам крошево, к черным углистым милонитам, содержащим вторичный гипс. Эти рыхлые, особенно на дневной поверхности, образования весьма подвержены оползням и обвалам, в которых участвуют залегающие внутри них или над ними клиппены и останцы покровов более жестких пород. Глыбы и отторженцы разных размеров в составе меланжа включают онколитовые доломиты, известняки и фтаниты венда (?), известняки с различными бентосными остатками, относящиеся к кембрию — ордовику, разнообразные по составу вулканы кембрия — силура, ордовикские силциты и граувакки, песчаники и иногда известняки разных горизонтов силура. Интрузивные тела раннего-среднего палеозоя, состав которых варьирует от габбро и гипербазитов до плагиогранитов, также могут оказаться включенными в меланж в виде тектонических пластин, как это видно в ур. Бидана на Акбуре, у горы Конуртюбе и в Алдыярском массиве (см. рис. II-5) и в других пунктах. С их термальным воздействием иногда можно связывать появление метаморфизованных в разной степени песчаников и сланцев, опять-таки залегающих отдельными пластинами или небольшими глыбами. У пос. Майдан на р. Исфайрам в глыбах встречены глаукофановые сланцы. Их контакты со сланцами лландовери рассматривались как несогласные стратиграфически, а сами они — как фрагменты докембрийского фундамента [Риненберг, Чернышук, 1981].

Представления о возрасте и условиях образования микститов, или глыбовых толщ, Туркестано-Алая более чем разнообразны. Первоначально эти образования картировались как нормально-осадочные в составе силура, а в местах находок более древней ископаемой фауны — как кембрийские или реже как ордовикские отложения. Представления о большой мощности южноферганского кембрия, вытекающие из такой оценки [Яскович, 1968; Репина и др., 1975], были частично ревизованы [Кухтиков, Черенков, 1963; Бискэ, Старшинин, 1965; Ахмеджанов и др., 1979] и заменены другими — о переотложении древних глыб в силурийских или верхнепалеозойских флишоидных толщах. В последние годы эта точка зрения, на материале из Алайского хребта, получила дальнейшее развитие. С. А. Куренков [1983] склонен помещать все микститы (глыбовые толщи) Алая в гигантский олистостром среднекарбонového возраста, включая в него серию покровов над Алайским ("автохтон") и под вулканогенным Киргизатинским. Л. В. Ванина [1987] допускает более длительное, начиная с силура, образование олистостромов, а Р. Е. Риненберг и А. В. Ждан [1987] помещают их целиком в состав силурийского терригенного разреза,

считая таким образом каледонскими.

Сейчас можно считать доказанным как присутствие в этом районе олистостромов (D_{1-2} и особенно C_{2-3}), так и участие их, вместе с нормально-слоистыми отложениями, в составе образований типа глинистого меланжа. Автор обнаружил в районе пос. Майдан [Бискэ, 1983], что микститы с силурийским матриксом включают также пластины шаланских ($D-C_2$) радиоляритов и известняков, иногда совсем небольшие, достигающие лишь метров в мощности и десятков метров по протяженности. Тем самым исключается досреднекаменноугольный возраст меланжа, а явная и сильная дезинтеграция включений, которая в той или иной форме признается всеми авторами, тесная связь с тектоническими покровами, в подошве которых микститы обнажаются, и их в общем однообразный облик убеждают нас в том, что это действительно герцинский меланж существенно глинистого состава.

Кажется логичным считать глинистый меланж глубинным образованием, первоначально возникающим при срыве покровов вблизи подошвы сланцев силура и захвате ими, по мере продвижения, чешуй более древних компетентных пород. В других случаях граптолитовые сланцы, вероятно, в момент продвижения насыщенные водой, образуют очень тонкие, всего до 1-2 м, пластины, по которым происходили субпластовые смещения кремнисто-карбонатных чешуй. Тектоническое расслоение в ходе продвижения покровов Тегермачской группы могло быть причиной относительно слабых нарушений вдоль основной надвиговой поверхности.

Еще более сложный состав имеет терригенный меланж "тульского типа", детально описанный в низовьях р. Сох [Ненахов и др., 1992]: здесь кроме перечисленных включений обнаружены базальты и диабазы киргизатинского облика (D_{1-2} ?), островодужные трахиандезиты, датированные нижним-средним карбоном, пластины мелководных известняков (C_1). По-видимому, подобный меланж связан со смешением материала из разных покровов, включая Тегермачский, в их общей корневой зоне. Этот процесс происходил уже на коллизионной стадии (второй — четвертый этапы деформаций) и сопровождался запрокидыванием структуры к северу.

2.11.3. В западном Кокшаале пелагический тип среднего палеозоя связан с крупной, сложно построенной, чаще всего двойной или тройной *Аксайской пластиной*, надвинутой на известняки Сарыбелеса и в свою очередь перекрытой известняками хр. Кок-кия (см. рис. II-2, профиль Е, на вкладке). Именно такая позиция позволяет видеть в Аксайском покрове восточное, хотя и далеко не прямое, продолжение Тегермачского. Покров сорван по граптолитовым сланцам лландовери и содержит полный, но маломощный разрез среднего палеозоя (см. рис. III-11) в глинистых и кремнистых фациях, к которым иногда примешиваются базальтовые излияния или пачки обломочных известняков. Последние тяготеют к южным (нижним) пластинам и, вероятно, связаны происхождением с соседней известняковой отмелью Сарыбелеса [Бискэ, 1979], тогда как базальты долины р. Аксай-Уру типичны для верхних надвиговых пластин, тяготеющих к вулканитам пластины Кок-кия Уланского покрова. Надвигание Аксайского покрова к югу на известняки Сарыбелеса и его перекрытие с севера пластинами Кок-кия и Таш-елю происходят почти одновременно в начале московского века, после образования довольно значительной толщи коккинского флиша, венчающей аксайский разрез.

Продолжение Аксайского покрова к северо-востоку намечается по пластинам граптолитовых сланцев в горах Коджеге и далее в истоках Чон-Узенгикуша (р. Джурек), затем в Тезской пластине, залегающей поверх

известняков хр. Борколдой в ядре Тезского синклиналиоида, и, наконец, в Учкошконских чешуях р. Учкель (см. рис. II-16).

Изученные в этих единицах стратиграфические разрезы неполные, однако повсеместно позволяют выявить сложные складчато-чешуйчатые дислокации пелагического среднего палеозоя. Образования типа глинистого меланжа в Кокшаальском секторе не имеют большого развития.

2.12. Чаувайский покров

Основной стратиграфический признак, объединяющий структурные единицы этого покрова, — морская моласса пржиждолия — нижнего-среднего девона, частично переотложенная на подножие Нуратау-Алайского микроконтинента и включающая как грубообломочные (гравититы), так и флишoidные пачки. Она согласно перекрывает граптолитовые турбидиты силура и вместе с ними шарьирована в каширское время (московский век) в обратную сторону, на известняковую платформу Нуратау-Алая (см. рис. II-2, профили В, Г, на вкладке).

Верхняя часть разрезов представлена в тектонических чешуях и в олистолитах из подстилающего Чаувайский покров толубайского флиша и, судя по всему, довольно изменчива. Г. С. Поршняков [1973] считал типичным для чаувайских разрезов налегание на терригенный нижний девон пелагических шаланских силицитов и известняков (D-C₁). Ненарушенный разрез такого состава сейчас достоверно известен лишь местами (см. рис. III-13, на вкладке), в большинстве случаев контакты шаланской серии (D-C₁ или D₃-C₁) с девонскими гравититами оказываются тектоническими. Так или иначе, имеются признаки, позволяющие представить зону формирования чаувайских разрезов как переходную от Алайской карбонатной платформы к некомпенсированному прогибу, где формировались осадки будущего Тегермачского покрова.

Чаувайский покров обнажается, главным образом, в междуречье Шихимардана — Абшира, образуя здесь несколько разобренных фрагментов на крыльях Каузанского антиклиналоида. На толубайском флише, составляющем кровлю Алайских покровов, почти параллельно залегает темная флишoidная серия, но уже с раннедевонской флорой, остатками бентоса и иногда тентакулитов. Несколько исследователей в разные годы ([Вебер, 1934; Вишнеvский и др., 1983] и другие авторы), не найдя между ними тектонического контакта, отнесли девонские отложения к московскому ярусу. Ошибочность такого заключения, кроме палеонтологических данных, подтверждается еще и автономностью структуры девонской толщи в Чаувайском покрове: здесь развиты сжатые складки на фоне преобладающего перевернутого залегания пластов. При этом пластины известняков нижнего и среднего девона оказываются в подошве Чаувайского покрова под терригенными свитами D₁ (правый борт ущелья р. Абшир и др., рис. II-18). Возможно, такое опрокидывание происходило уже после перекрытия Чаувайского покрова с севера Тегермачским, так как тонкие чешуи и олистолиты последнего (известняки, сланцы, силициты D-C₂) иногда зажаты в подвернутом крыле или, во всяком случае, "обгоняют" Чаувайский покров.

В районе Кадамжайского сурьмяного месторождения этот покров, точнее — его Джидале-Караджегачская пластина, погружается под терригенный силур — нижний девон, составляющий уже основание Катранской известняковой моноклинали. Надвиг вторичен, если Катран считать частью Нуратау-Алайской карбонатной платформы, что наиболее вероятно.

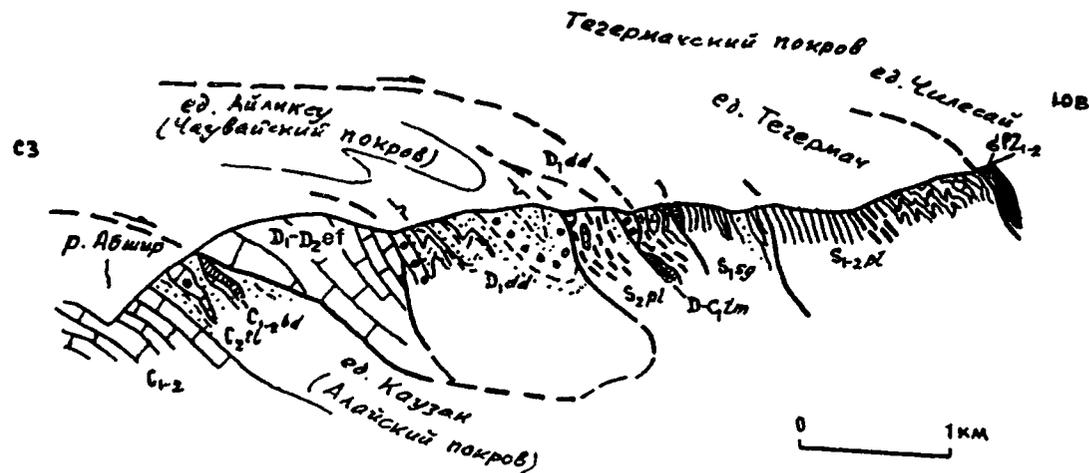


Рис. II-18. Разрез южного крыла Каузанского антиклиналоида на правом берегу р. Абшир.

В кровле единицы Каузан толубайская свита C_2t1 включает олистоплаки известняков и силицитов шаланской серии (биданинские известняки C_{1-2bd}). Абширмазарская пластина, лежащая сверху, состоит из доломитизированных известняков D_1-D_2ef и входит в разрез Чаувайского покрова или же является чешуей Катран-Юрунтузских параавтохтонных известняков. Тегермачский покров, состоящий здесь из собственно Тегермачской и Чилесайской пластин, включает силициты томашинской свиты $D-C_1tm$ в составе глинистого меланжа. Силурийские глинистые сланцы (сюгетская свита S_1sg) и турбидиты (пульгонская свита S_{1-2pl}) местами сильно тектонизированы.

Несмотря на малую его толщину, Чаувайский покров занимал, вероятно, большую площадь, так что его фрагменты выдвинуты к югу вплоть до северного крыла Кичикалайского антиклиналоида, а на восточном погружении последнего обнаружены южнее хр. Актур.

Структурная единица Дауда в верховьях Исфары может относиться к этой же группе по присутствию в ней мощной серии нижнедевонских конгломератов и песчаников. Некоторые авторы [Кухтиков, 1969] считают весь разрез гор Дауда-Карачоку верхнепалеозойским, но без достаточных оснований. Синформное залегание терригенного девона среди более молодых отложений позволяет предположить и полную его аллохтонность. В таком случае Дауда окажется либо выдвинутой к югу и переброшенной через известняки хр. Андыген частью Чаувайского покрова, либо смятой тектонической чешуей в составе нижележащих Алайских покровов.

Появление конгломератов даудинского типа (S_2-D_1) много западнее, в автохтоне и в небольшой тектонической пластине южного крыла Меришкорского синклиналаида в Северном Нуратау (см. рис. II-12) может указывать если не на прямую связь этого фрагмента с Чаувайским покровом, то, по крайней мере, на широкое распространение зоны позднекаледонских моласс вдоль склона древнего Нуратау-Алайского поднятия.

2.13. Нуратау-Борколдойская группа покровов

В нее входят структурные подразделения со следующими основными признаками (см. табл. III-6, на вкладке).

1. Карбонатный разрез среднего палеозоя с преобладанием зарифовых фаций — слоистых темных известняков и доломитов. Мощности и полнота разреза карбонатного комплекса изменчивы. Почти повсеместно он залегает с перерывом и несогласием на терригенных отложениях нижнего палеозоя — сикура и нередко включает молассоидную морскую толщину (пачку) нижнего девона.

2. Залегание в кровле разреза московских, обычно каширских, флишево-олигостромовых образований, знаменующих короткий период надвигания на карбонатную платформу с севера описанных выше покровов.

В Кызылкумах и Южной Фергане этот тип разреза отвечает основной части Нуратау-Алайского микроконтинента — не даром из всех карбонатных разрезов Южного Тянь-Шаня именно он ближе всего к шельфовым эпикаледонским отложениям Киргизско-Казахского континента, особенно, Чаткало-Нарынской его окраины. Однако осадочный чехол Алая, образованный в девоне — среднем карбоне, также сорван, как правило, вместе с частью песчано-глинистых толщ каледонского структурного этажа, более значительной на западе, чем на востоке, и перемещен к югу. Он погружается и не прослеживается более к востоку от бассейна Акбуры в Алайском хребте. Аналоги этого покрова в Кокшаальском секторе региона образуют уже самостоятельную группу пластин и происходят из отдельной карбонатной платформы в пространстве между Таримом и древним Казахстаном.

2.13.1. Начнем с характеристики западных покровов этой карбонатной группы. *Кызылкумо-Нуратинские покровы* обнажаются в Центрально-Кызылкумских возвышенностях, Северном Нуратау, а вдоль северного подножия гор Мальгузар прослеживаются на восток до города Ура-Тюбе. Вся эта область* отличается преобладающим развитием терри-

*Примерно отвечает Центрально-Кызылкумской и частично Нуратинской подзонам А. К. Бухарина и сотр. [1985].

генных толщ с недостаточно ясной стратиграфией, относящихся в основном к нижнему палеозою. Характерны разрезы койташского типа: сильно сокращенный в мощности и прерывистый терригенно-карбонатный разрез среднего палеозоя (D_1 - c_2m_1) ложится в них на нижний палеозой или нижний силур (см. рис. II-12). Несогласие сопровождается базальными конгломератами и имеет угловое выражение, иногда резкое, особенно на южном крыле Мерикшорского синклиналиаида в Северном Нуратау. Таким образом, нижний структурный ярус Кызылкумо-Нуратинской зоны образован уже позднекаледонскими деформациями. Однако несомненно и то, что в конце раннемосковского времени этот район был перекрыт — целиком или на значительную ширину — покровами рифогенных известняков (Ош-Уратюбинская группа) и что пластины Кызылкумо-Нуратинского нижнего палеозоя и венда в Букантау и Мальгузаре перекрывают, в свою очередь, среднекаменноугольные известняки и олистостромы, т.е. и сами являются (частично?) аллохтонными.

Кызылкумский покров, или параавтохтон, занимает обширную территорию между Букантау на севере и Ауминзатау — Северным Нуратау на юге; на восток эта структурная единица прослеживается, вероятно, до района пос. Шахристан в Туркестанском хребте. Стратиграфический разрез нижнего яруса отличается здесь малым распространением или отсутствием граптолитового силура: срыв покрова происходит по вулканогенным (зеленосланцевым) или кремнисто-доломитовым породам низов "кокпатаской свиты" нижнего палеозоя или верхнего протерозоя. Тектонические окна Букантау — Кокпатас и Окжетпес — вскрывают, возможно, подошву покрова, в которой кокпатаская свита лежит на нижнемосковских известняках или олистостроме. Возможная амплитуда покрова — более 120 км. Однако известняки и олистостром раннемосковского возраста, вскрытые в Кокпатас-Окжетпесских окнах, могут сопоставляться и с верхней частью разреза известняков Мурунтау, венчающих тот же Кызылкумский покров; тогда здесь наблюдается лишь сдвоение (телескопирование) покровных пластин меньшей амплитуды.

Некоторые авторы допускают, что кроме герцинского покровообразования, московского по возрасту, здесь имело место более раннее додевонское расслоение осадочного разреза на несколько тектонических пластин, со значительными их горизонтальными перемещениями. П. А. Мухин [1976] путем детального анализа структуры Мурунтау пришел к выводу, что додевонские серии этого района испытали каледонское покровообразование с северной вергентностью, обратной более позднему герцинскому. Р. Р. Усманов и О. А. Старцев в 1984 г. выделили в Северном Нуратау до пяти тектонических пластин: верхняя (Джалатарская), представленная тонким флишем джалатарской свиты ордовика, залегает на более молодых, силурийских, образованиях, тогда как остальные разделены, скорее всего, послыонными срывами с малой стратиграфической амплитудой и иногда с проявлениями мономиктового меланжа. По Р. Р. Усманову, в Даристанской мульде известняки верхнего яруса (D - C_2) перекрывают уже сформированную, т.е. каледонскую, покровную структуру. Это предположение все же нуждается в дальнейшей проверке.

Накрут-Зааминская структурная единица занимает южную часть Северного Нуратау и Мальгузар, отделяясь от Кызылкумского покрова направленным к югу Минбулакским надвигом. По представлениям Р. Р. Усманова, с ним связан меланж, включающий глыбы кремнистых и карбонатных пород венда (?) и нижнего палеозоя. Стратиграфический разрез этой единицы содержит мелководные известняки либо карбонатно-

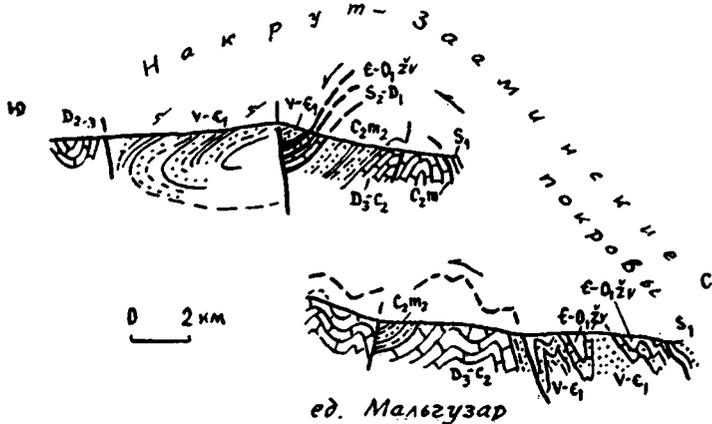


Рис. II-19. Разрез Мальгузарского окна (антиклиналоида) (по В. Л. Клишевичу [1986]).

Указано положение гиероглифов на подошвах ритмов в толще $V-C_1$; $E-O_{1zv}$ — живачисайская свита.

терригенные ритмичные отложения кембрия, терригенный ордовик и почти полный, особенно на востоке, флишоидный разрез силура; характерны также мощные пластовые тела диабазов. Терригенные толщи нижнего палеозоя, составляющие видимое основание разреза, сорваны и шарьрованы на известняки Мальгузара, которые сейчас вскрываются в виде тектонического окна вдоль кульминации одноименного антиклиналоида. В. Л. Клишевич [1986] описывает этот покров как двойной, причем нижнюю пластину составляют маломощные известняки (S_2-D_1) (возможно, олистостром?), а верхняя, нижнепалеозойская, построена в виде ныряющей к югу антиклинали (рис. II-19).

Актау-Мальгузарская структурная единица прослеживается по ядрам антиклиналоидных поднятий, в которых из-под Накрут-Зааминских древнепалеозойских толщ обнажаются мраморизованные известняки девона — среднего карбона и флиш московского яруса, включающий в Мальгузаре верхнемосковские отложения. Из Мальгузара эта единица продолжается к западу в виде известняков Южного Нуратау или Актау (см. рис. II-2, профиль А, на вкладке), образующих "окно Дебелянд" [Буртман, 1973]: перекрывающие это окно толщи нижнего палеозоя — силура относятся к Накрут-Зааминскому покрову. Структура аллохтона, параавтохтонных пластин и олистостромов сложная, с преобладанием сжатых складок, которые образованы на втором этапе и опрокинуты как к югу, согласно с направлением первичных покровов, так и к северу. На этом этапе происходят также рассланцевание и метаморфизм [Колодяжный и др., 1991].

Известняковая синклинал Чортанги-Османджайлуу в Туркестанском хребте образована в верхнем структурном ярусе, вероятно, того же Накрут-Зааминского покрова, но местами сорвана обратным движением к северу, например близ пер. Шахристан. Здесь наблюдается самый полный и мощный (до 3500–4000 м) разрез терригенных и карбонатных отложений среднего палеозоя, в котором большое место занимают лагунные доломиты, мергели, красноцветные алевролиты. Восточнее вдоль верхнего течения р. Аксу эти отложения надвинуты к югу на моноклиналную пла-

стину Саркенд (см. рис. II-2, профиль В), известняковый разрез которой носит уже открыто-морской характер. Саркендская пластина и вскрытые восточнее мраморы р. Лейли-Мазар являются наиболее вероятным продолжением Актау-Мальгузарской структурной единицы. Под подошвой этой пластины по левым притокам Аксу вскрываются уже пелагические разрезы среднего палеозоя кочкарчинского типа, обозначая таким образом южный край Нуратау-Алайской карбонатной платформы.

2.13.2. *Алайский покров* в восточной части Туркестанского хребта и в Алае является, по площади выходов, основной единицей Нуратау-Борколдойской группы. Мощные известняки и доломиты ($D-C_2$) Алая на юге сорваны с терригенного силурийского основания и тектонически перекрывают верхний палеозой верховьев Исфары и Соха: их нижняя часть наблюдается в Сарычашминском экзотическом останце, распадающемся на отдельные эффектные клипены и гигантские олистолиты (рис. II-20). Остальная часть покрова обнажается в пределах Андыген-Кичикалайского антиклиналоида, Хайдаркан-Джелъбелесской кулисы и Каузанского антиклиналоида, где вскрываются отложения не древнее черносланцевого нижнего силура. Подробное описание этих структур сделал Г. С. Поршняков [1973]. Нижнемосковский толубайский флиш в кровле покрова также включает олистолиты, главным образом известняковые, из более высоких тектонических пластин. Наблюдается двоякое верхней части или даже всего разреза, как, например, на северном склоне Андыгентау, со срывом под силурийскими сланцами. Типичны последовавшие на поздних стадиях опрокидывание складок и образование надвиговых чешуй с обратной северной вергентностью, что и привело в свое время Д. П. Резвого [1959], А. Е. Довжикова [1977] и некоторых других авторов к представлению о длительно развивающихся антивергентных поднятиях.

Сопоставление колонок среднего палеозоя в пределах Алайского покрова позволяет представить палеогеографию карбонатной платформы, образовавшейся на восточном погружении Нуратау-Алайского каледонского поднятия. Его северное подножие намечается по флишоподно-молассовым фациям верхнего силура — нижнего девона чаувайского типа (см. выше), аналоги которых присутствуют и в подошве известнякового, типично рифогенного девона моноклиальной пластины Катрана — Юрунтуза. Тождество нижнемосковских отложений этой пластины (пыркафская и толубайская свиты) и собственно Алайского покрова позволяет считать, что она составляла первоначально рифовый край Алайской платформы, была вместе с остальной ее площадью перекрыта в каширское время покровами с севера и лишь затем сорвана и надвинута также к югу, оказавшись теперь южнее известнякового ядра Каузана — Кадамжая (см. рис. II-2, профиль В, на вкладки). Аналоги рифогенных массивных известняков Катрана — Юрунтуза образуют в Туркестанском хребте небольшие сорванные пластины, включая массив горы Акташ-Андыгенский и ряд других, встречаются и в виде олистолитов в толубайском флише.

Колонка Андыген-Кичикалайского и Каузанского послепокровных поднятий включает алайскую серию зарифовых слоистых известняков и доломитов (D_2-C_1), разрезы которой, однако, не столь уже постоянны и иногда сокращаются до первых сотен метров (чешуя Бельсиваса в хр. Андыген), обозначая участки, похожие на Койташские отмели Кызылкум-Нуратинского района. Южнее в высокой части Алайского хребта распространены более полные карбонатные разрезы, в которых алайская серия начинается темными доломитами с прослоями ангидритов нижнего девона и достигает местами более 2 км мощности.

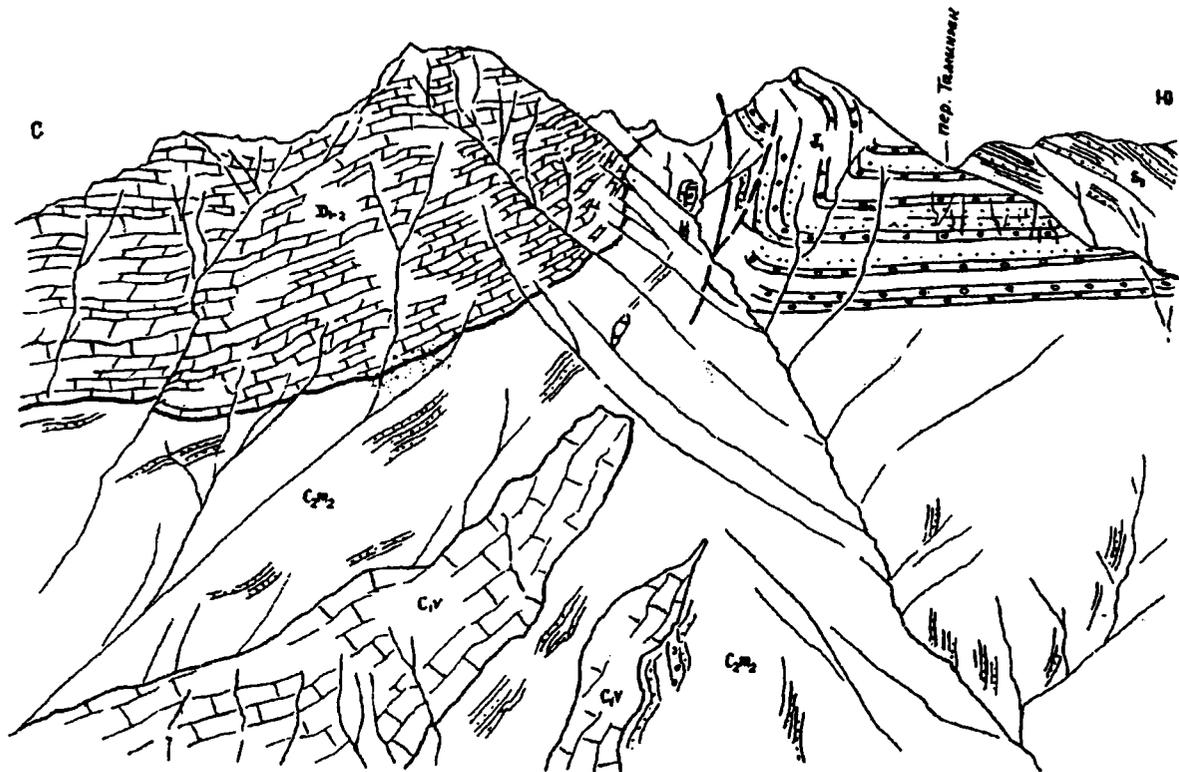


Рис. II-20. Останцы Сарычашминского покрова (известняки и доломиты D_{1-2}) над флишевой серией C_{2m2} Курганак-Ходжаачканской единицы передового прогиба, включающей также известняковые пластины-олистолиды C_{1v} .

Синвергентная палеозойская структура наследуется более поздними надвигами палеозоя (с южной стороны — силура, S_1) на юрские отложения (J_1) Тамынгинского грабена.

В качестве южного края карбонатной отмели можно представить Гаумышскую пластину и более мелкие известняковые чешуи верховьев Соха — Нурлоуские и Аугульские. Все они отличаются относительно сокращенным в мощности известняковым разрезом среднего палеозоя и появлением в девоне открыто-морских тентакулитовых фаций; в среднем девоне местами есть темные лагунные доломиты. Известняки этого типа намечают переход к некомпенсированному прогибу Кочкарчи и обычно залегают аллохтонно на московском флише Кочкарчинского прогиба, образуя в нем также крупные олистоплаки (см. рис. II-20). Вероятно, то же происхождение имеют известняки Джиптыкской моноклинали в верховьях Каравшина и некоторые известняки истоков Ляйляка. Иногда (р. Гаумыш) они зажаты среди чешуи пелагического среднего палеозоя, очевидно, вследствие дополнительных надвигов того же этапа.

Погружение Алайского покрова под надвинутые с севера толщи, которое наблюдается восточнее Кичикалайского купола, связано, возможно, с первоначальным сужением и выклиниванием Алайской отмели. К ней, однако, можно отнести еще известняки антиклинали Бекзо в Актурских горах: в этом тектоническом окне толубайский флиш (C_2m_1) включает олистоплаки известняков и кремнистых пород из Актурского и Тегермачского покровов (см. рис. II-9).

2.13.3. *Борколдойский покров*, входящий в состав Кокшаальского сектора области, сопоставляется с Алайским покровом по типу стратиграфического разреза и времени формирования, однако вряд ли имеет с ним прямую связь. Карбонатные толщи Борколдоя с базальтовыми лавами образованы на изолированной отмели или цепочке поднятий к северу от Таримского шельфа.

Основным элементом покрова является Борколдойская группа тектонических чешуй, в том числе до трех крупных, сорванных в целом по девонским вулканитам и надвинутых на верхнепалеозойский флиш Кокшаала. Надвиг заметно срезает подстилающие толщи, а его поверхность занимает различное положение — от горизонтального (р. Ашусу) до вертикального и опрокинутого: посленадвиговые деформации третьего этапа вызвали разные изгибы покровных пластин при общем их западном — северном падении.

Вскрытая часть колонки борколдойского типа ($D_3fm-C_2m_1$) включает слоистые известняки с преобладанием в них зарифовых фаций мощностью до 2000–3000 м. Однако в верхней тектонической чешуе Мурзолу-Кокту на левобережье долины Туук-Чакыркорум мощность сокращается до 300–450 м (см. рис. III-10, на вкладке), и известняки представлены в обломочных разностях склонового (аллодапического) типа. Сходная, но еще более сокращенная последовательность вулканитов и известняков (D_2-C_2) зафиксирована в небольших чешуях у подошвы перекрывающей Тезской единицы Аксайских покровов. Тем самым намечается переход от известняков к пелагическим разрезам Тегермач-Аксайского некомпенсированного прогиба, и появляется возможность отделить Борколдойский покров от Уланского даже в местах их непосредственного соприкосновения.

Продолжением Борколдоя на юго-запад следует считать труднодоступную и малоисследованную пластину пика Данкова. Еще западнее, в правых истоках р. Кокшаал, из-под сланцев и силицитов Аксайского появляются известняки Сарыбелесского покрова, также собранные в две-три тектонические чешуи на фоне северного падения и нарушенные поздними правыми сдвигами. Стратиграфический разрез хр. Сары-Белес отли-

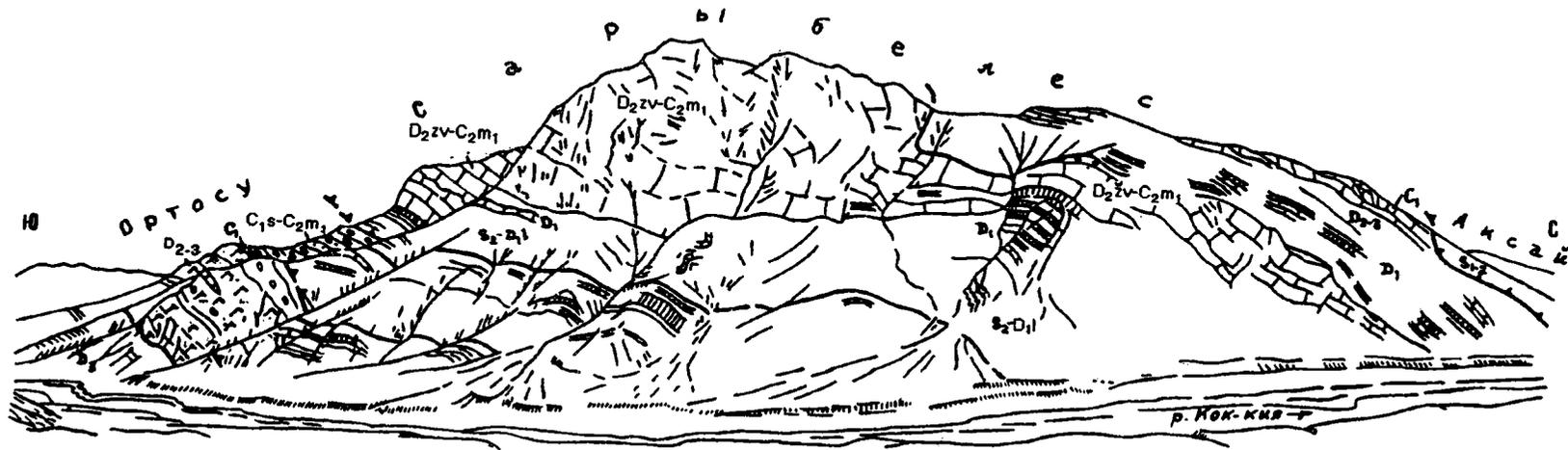


Рис. II-21. Восточное окончание Сарыбелесской известняковой пластины в долине р. Кок-кия, хр. Кокшаал-тау. Зубчатые линии показывают надвиги на границах структурных единиц Ортосу, Сарыбелес, Аксай. Сарыбелесский покров расслоен дополнительными смещениями. Известняки $D_{2zv}-C_{2m1}$ выклиниваются к северо-востоку.

чается преобладанием чистых известняков. В данном случае интересно их выклинивание к востоку (рис. II-21), указывающее на переход от рифового края карбонатной платформы к глубоководным разрезам аксайского типа по простиранию тектонического покрова [Бискэ, 1979]. В юго-западном направлении известняки Сарыбелеса также исчезают и лишь изредка, например в долине р. Терек, напоминают о себе олистоплаками рифовых известняков среди кремнистых сланцев Аксайского девона. Здесь, таким образом, границы собственно известняковых покровов Борколдойской группы теряют конкретность и намечаются лишь условно. По той же причине не удается показать прямую связь этих покровов с Алайским.

Сопоставляя покровы Нуратау-Борколдойской группы на расстояние более 1200 км по простиранию, мы видим переход от обширного эпикаледонского поднятия на западе, через мощную толщу его периклиналичного погружения (Алай) к цепи рифов и меньших по площади карбонатных платформ (Сарыбелес — Борколдой), ограниченных с обеих сторон открытым морем.

2.14. Кочкарчи-Учкошконская зона

Южнее Нуратау-Борколдойских отмелей, как правило, под их карбонатными толщами, надвинутыми с севера, находятся сложнодислоцированные и мощные флишевые образования верхнего палеозоя. Они заполняют некомпенсированную впадину, ранее выполненную батиальными осадочными, реже вулканическими породами. Тектоническое перекрытие этой впадины происходило в конце московского века — позднем карбоне и сопровождалось разрушением фронта надвигов, образованием турбидитов, грубообломочных гравититов с олистолитами.

Разрезы подобного типа прослеживаются из центральной части Туркестанского хребта в Алай, Ферганский хребет и далее в Кокшаал, в общем на протяжении 800 км, составляя внутреннюю (северную) зону передового прогиба. В Туркестано-Алае это южный предел распространения покровов, продвинутых с севера. С юга прогиб ограничен здесь Туркестанским поднятием, в основном, вероятно, автохтонным и приобретенным в итоге антивергентную (синформную) структуру: вследствие этого на месте передового прогиба образовалась структура синвергентная (рис. II-22; см. также рис. II-2, профиль Б, на вкладке; рис. II-20). По А. Е. Довжикову [1977], это "межантиклинорная зона". Однако, вследствие погружения и выклинивания Туркестанского поднятия к востоку, толщи верхнемосковского флиша вместе с пелагическим средним палеозоем вовлекаются здесь в южное перемещение масс и образуют покровные пластины, надвинутые на известняки Кульгеджиле (см. рис. II-2, профиль Г), а в Ферганском хребте и Кокшаале — на отложения пассивной окраины Тарима, также приобретающие структуру с южной вергентностью (см. рис. II-2, профили Д, Е). Продолжение прогиба западнее Самарканда или уже гор Чумкартау неизвестно.

Перечислим основные структурные единицы Кочкарчи-Учкошконской группы.

В Туркестано-Алае Курганак-Ходжаачканская единица отличается преобладанием нормальных северных падений, так что поздние (частично альпийские) надвиги с юга, из осевой части хребта, секут ее структуру более резко. Восточнее р. Каравшин эта единица перекрыта известняками Аугульского — Сарычашминского покровов и обнажается в тектонических окнах: от Кочкарчинского окна на р. Сох к Экидаванскому в

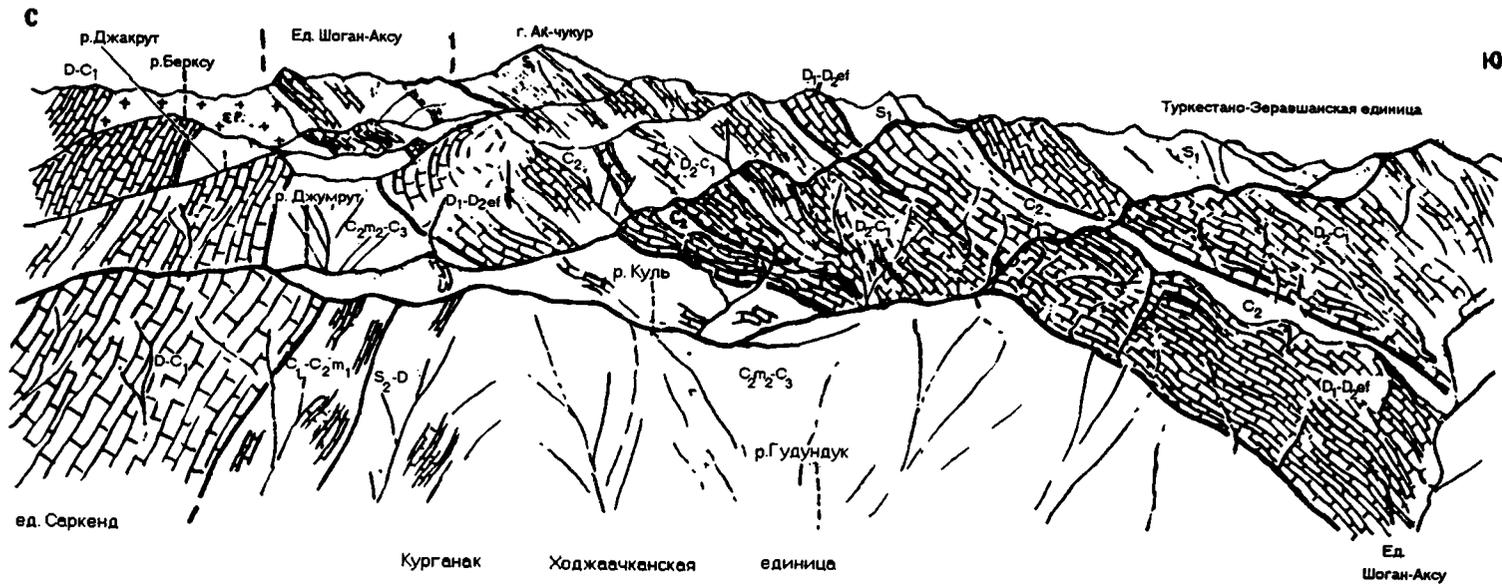


Рис. П-22. Левобережье р. Аксу в Туркестанском хребте.
Флишевая серия $C_2m_2-C_3$ Курганек-Ходжаачканской единицы в ядре антиформной структуры.

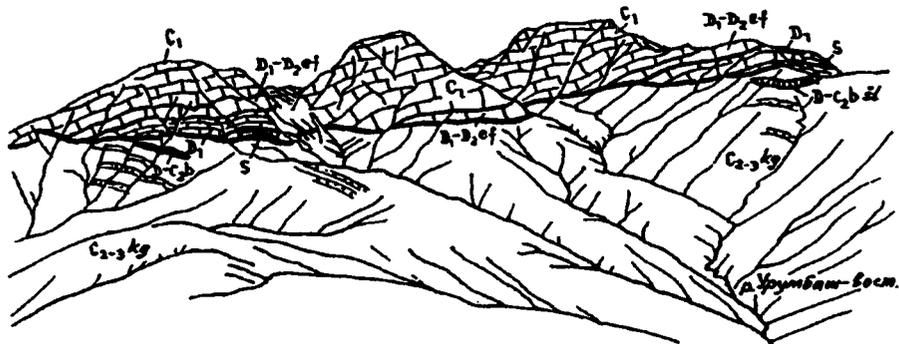


Рис. II-23. Панорама Урумбашского покрова на водоразделе Ферганского хребта (вид с юго-востока).

верховьях Шахимардана подошва покровов погружается и восточнее не вскрывается. Отдельные выходы кремнисто-карбонатного девона с кондонтами обнаружены, правда, В. В. Абакумовым среди известняков и доломитов в истоках Исфайрама на р. Каинды. В правых истоках Соха разрезы кочкарчинского (ходжаачканского) типа, с пелагическим средним палеозоем в основании, образуют серию тектонических чешуй, которые не только подстилают известняковые покровы, но и оказываются зажаты между ними (р. Гаумыш), очевидно, вследствие вторичных перемещений. В. М. Ненахов, А. В. Дженчураева и др. описали здесь разрезы переходного состава, по-видимому, связывающие край известняковой платформы с некомпенсированным прогибом к югу от него.

Восточнее, в верховьях Исфайрама-Гульчи прослежена Гульча-Сарымогольская единица: это серия сжатых складок и чешуй, опрокинутых уже к северу и надвинутых на постпалеозойскую депрессию Кичик-Алая. Первоначальное движение масс, скорее всего, было обратным. Ранний герцинский надвиг в подошве среднего палеозоя пелагического типа имеет пологое залегание в районе Уччатских окон верховьев р. Мурдаши и в Тюя-Курдюкской антиклинали (см. рис. II-2, профиль Г, на вкладке; рис. II-9).

Разворачиваясь к северу в соответствии с общим планом Ферганской сигмной, Гульча-Сарымогольская структура сохраняет сжатую форму при непостоянном наклоне складок и чешуй. Ее северное продолжение — Кугартская единица в Ферганском хребте (там же, профиль Д) — сохранила более отчетливо южную или юго-восточную вергентность. Кровлю ее образуют здесь известняковые пластины Меришкор-Уланской группы (Урумбаш), пологое залегание известняков с некоторым срезанием подошвы видно на водоразделе Ферганского хребта (рис. II-23). В горах Сюрен-тюбе на флише Кугарта непосредственно залегают кремнисто-сланцевые покровы тегермачской группы. Внутри самой Кугартской единицы среднепалеозойские пелагические образования чаще обнажены в верхних (западных, северных) чешуях, что можно связывать с увеличением мощности перекрывающего флиша в обратном направлении. Кугартский флиш надвинут на пермские отложения Яссы, образуя вместе с ними уже предтаримскую часть передового прогиба.

После смещения по Таласо-Ферганскому сдвигу мы теряем разрезы типа кугартских под Тоюнской депрессией и вновь находим их лишь южнее известняков Сары-Белеса, в сходной тектонической позиции, но с несколь-

ко иной колонкой. Выделяемая здесь Ортосуйская единица, или серия тектонических чешуй (см. рис. II-2, профиль Е; рис. II-21), кроме обычных для всей Кочкарчи-Учкошконской группы пелагических кремнистых отложений, содержит в среднедевонской части местами мощные базальты, туфы и известняковые рифы. Верхний палеозой здесь представлен олистостромовой флишовой толщей лишь раннемосковского возраста, тогда как верхнемосковский флиш развит южнее, где залегает на девонских терригенных отложениях Майдантагской единицы, которая и составляет основную часть передового прогиба.

В центральном и восточном Кокшаале продолжение пелагической зоны, примыкающей с севера к Таримскому континентальному склону, в основном захоронено покровами с севера и лишь иногда намечается в их подошве. Более определенно они устанавливаются в Карачукурском тектоническом полуокне (см. рис. II-15), а также близ пос. Учкошкон и по р. Учкель, в чешуях или же в олистолитах (см. рис. II-16), залегающих в верхнем палеозое Кокшаала.

Опираясь на данные Е. В. Христовой [1989], можно видеть восточное продолжение Учкошконской единицы в Иныльчекском тектоническом окне, где на флиш верхнего палеозоя надвинуты терригенные и карбонатно-кремнисто-глинистые толщи (D-C₁). Этот покров, в свою очередь, также залегает под среднепалеозойскими известняками пика Нансена — Хан-Тенгри, относящимися к Уланской покровной группе. Полная последовательность покровных пластин в этом труднодоступном районе еще не выяснена и, может быть, отличается от той, что установлена западнее.

2.15. Туркестанское поднятие

Неширокая, обычно 20–25 км, область выходов терригенных силурийских и нижнепалеозойских отложений в Чумкартау, вдоль гребня и по южному склону Туркестанского хребта и в западном Алае (Каратегине), известна также под названием Зеравшанской (Н. М. Синицын), Туркестано-Зеравшанской (П. Д. Виноградов, А. К. Бухарин и другие авторы) или Ауминза-Туркестанской (А. В. Яговкин) зоны.

Туркестанское поднятие называют также антиклинорием, что справедливо почти в любом смысле этого довольно многозначного термина. Оно разделяет две части передового прогиба — северную, Кочкарчинскую, от южной, Вашанской. В основной своей, Туркестано-Зеравшанской, части поднятие имеет северную вергентность (см. рис. II-22), но местами с опрокидыванием южного крыла и образованием структуры веерного типа, которую детально изобразил Е. А. Рогожин [1977]. Она относится к концу герцинских дислокаций, а современное поднятие сформировалось в результате альпийского сжатия с надвигом к северу, на впадину Санзара-Аучи. Очевидно, эта часть осадочного покрытия окраины древнего Нуратау-Алайского микроконтинента в общем автохтонна, но сорвана с фундамента по подошве кембрийских (рухшифских) пестроцветных песчано-карбонатных отложений или по углистым сланцам лландовери. Срыв происходил, возможно, еще в связи с преддевонскими дислокациями, но основная его фаза приходится на конец карбона — начало перми.

Северное крыло поднятия в горах Чумкартау и Туркестанском хребте включает систему тектонических чешуй, опрокинутых к северу и надвинутых у Шахристанского перевала на пермскую (кумбельскую) красноцветную молассу. Поскольку моласса этого типа ложится с несогласием на различные части покровов южно-вергентного надвигового пояса, мы можем считать встречное, северное, движение масс более поздним.

У западного окончания гор Чумкартау видимым основанием этих чешуй оказываются мраморы среднего карбона (?), образующие тектоническое полуокно Наука; скорее всего, они образовались на северном краю самого Туркестанского поднятия. На востоке, в долине Арглы, сечение всей зоны выглядит скорее антиформным, с выходами кембрия в ядре. Однако юго-восточнее за альпийским надвигом располагается новая кулиса, Шоган-Аксуйская (см. рис. II-22), состоящая из сильно сжатых складок и тектонических чешуй северной вергентности, которые сложены мраморизованными известняками среднего палеозоя; их залегание доходит до горизонтального. В бассейне Ляйляка известняковые пластины погружаются к востоку, перекрываясь верхнепалеозойским флишем. Есть данные о переходе от известняков (D-C₁) к пелагическим маломощным отложениям кочкарчинского типа [Дженчураева, Ненахов, 1986]. Истолкование всех этих материалов укладывается в представление о переходной области между Туркестанским поднятием (известняковой платформой в среднем палеозое) на юге и глубоководной Кочкарчинской зоной к северу от него; эта зона к концу среднего карбона, как уже отмечалось, стала краевым прогибом перед фронтом надвигового пояса с севера, а затем была перекрыта надвигами и с юга.

Можно полагать, что аналогичная картина сложилась и на южном фланге поднятия. Здесь вдоль северного склона Зеравшанского хребта сохранились сильно нарушенные толщи верхнего палеозоя (обизардская свита C_{2m}-C₃?) флишево-олистостромового состава, заполняющие ранее некомпенсированную Вашанскую впадину. Они надвинуты к северу (альпийский Зеравшанский надвиг, очевидно, наследует здесь направление герцинских движений) на Туркестанское поднятие, причем карбонатный средний палеозой последнего (шишкатский сокращенный разрез) оказался перекрыт этим надвигом и обнажается лишь фрагментами.

Как мы видели это и в случае с более северной, Нуратау-Алайской отмелью, Туркестанское поднятие погружается к востоку, вследствие чего в Ходжаачкане перекрывается чехлом терригенно-известнякового среднего палеозоя, а на левобережье р. Коксу и восточнее передовые прогибы обоих надвиговых поясов Южного Тянь-Шаня разделены лишь узкими известняковыми грядами. Иногда известняки аллохтонно залегают на верхнепалеозойском флише, например, восточнее пер. Тенгизбай, и образуют крупные олистоплаки. Чаще же они подстилают или этот флиш, как видно в Каракавакской и Тюякурдюкской антиклиналях южного склона Алайского хребта, или даже надвинуты на них вместе с флишем пелагические отложения среднего палеозоя, как в упомянутых уже тектонических окнах Уччата. Образование покровов и флишево-олистостромовой формации здесь начинается лишь в позднем карбоне, даже в его конце; последние складчатые деформации следуют на рубеже карбона — перми за отложением молассовых толщ.

2.16. Кульгеджилинская кулиса

В Восточном Алае передовые верхнепалеозойские прогибы северного и южного надвиговых поясов разделены еще более узкими, чем Туркестанское поднятие, грядами мраморизованных известняков Кульгеджиле и Чаканташа (см. рис. II-2, профиль Г, на вкладке; рис. II-24). Средний палеозой этих гряд лучше изучен в Чаканташском горном узле, где в основании разреза находятся олигомиктовые песчаники нижнего девона и имеются признаки сравнительно широкой и устойчивой во времени карбонатной платформы. Контрастирующие с этим типом разреза пелагиче-

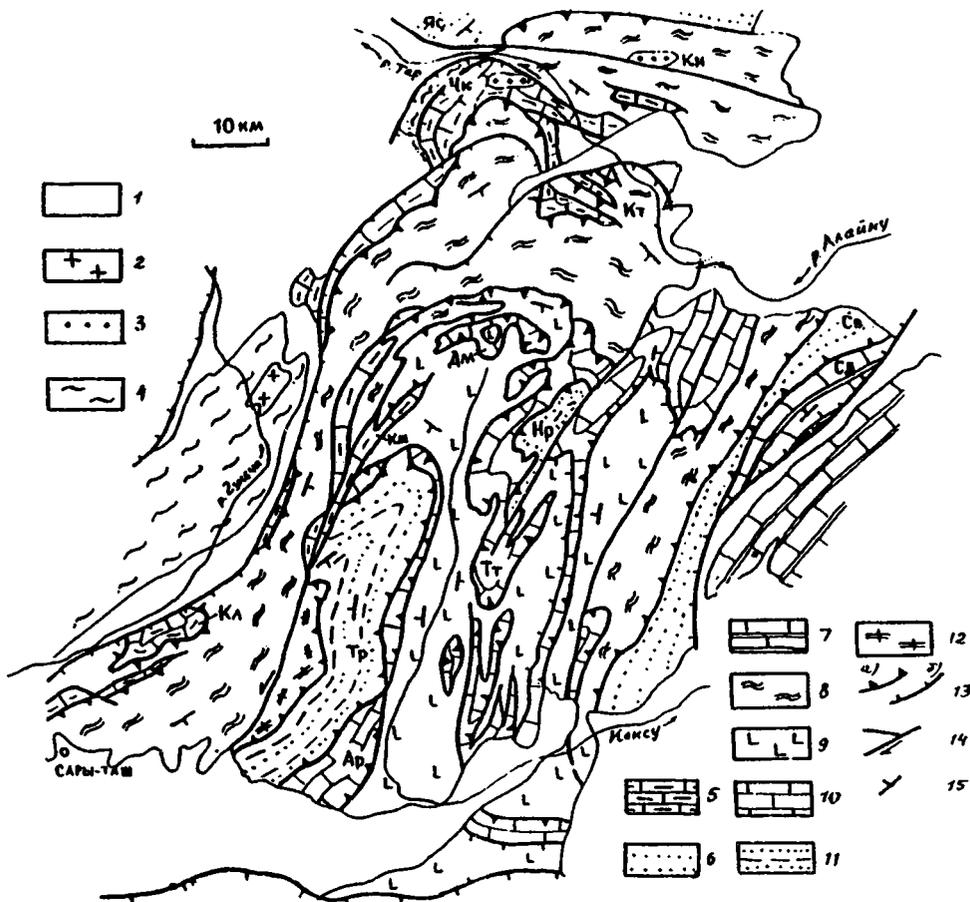


Рис. II-24. Схема палеозойской структуры Восточного Алая (по материалам В. Л. Клишевича, И. И. Солошенко, А. В. Ягвюкина и др.).

1 — Мезозой и кайнозой. 2 — Неоавтохтонная моласса (P₁). 3 — Гранитоиды. 4-12 — Палеозой в составе групп покровов и отдельных структурных единиц: 4 — Кочкарчи-Учкочконские покровы (Гульча-Сарымгольская единица); 5 — Кульгеджилинская кулиса (Кл — Кульгеджиле, Чк — Чаканташ, Кш — Кашкасу, Кт — Каратума); 6 — Яссы-Майдантагская зона (Яс — Яссы, Св — Савоярды); 7 — Кипчалма-Джангартская зона (Сд — Сийдам); 8-12 — покровы Гиссаро-Восточноалайского пояса: 8 — Калмакасуйский, 9 — Иркешский, 10 — Арчалтурский (Ар — Арчалтур, Тт — Теректау, Дм — Домбра), 11 — Терекдаванский (Тр — Терекдаван, Нр — Наурус), 12 — Сугутский. 13 — Надвиги, в том числе ранние герцинские (а) и более поздние (б); 14 — прочие разрывы, включая сдвиги. 15 — Преобладающий наклон пластов.

ские фации среднего палеозоя Калмакасу, развитые южнее и восточнее, надвинуты к западу и северу на известняки и покрывающий их карбонатный флиш. Сохранение карбонатной седиментации до начала верхнего карбона в Чаканташе сближает эту зону с разрезами краевых частей Таримской платформы. Направление надвигов здесь неясно. Известняки образуют под ними ядра антиклиналоидов или тектонические пластины небольших размеров. К числу первых относится также сложно постро-

енное окно Кашкасу (рис. II-24), где известняки (C_{1-2}) вскрыты уже явно из-под покровов южного надвигового пояса.

А. В. Яговкин [1973], по-видимому, справедливо оценивал известняковую отмель Кульгеджиле как элемент осевой зоны встречных надвигов, связывающей Туркестанское поднятие с Таримом через известняковый хребет Сийдам на краю Сулутерекского выступа. Однако эта связь лишь структурная, и прямого соединения этих рифовых гряд с шельфом до коллизии не было.

3. Северо-западная окраина Таримского континента

Границей континентальной окраины Тарима удобно считать линию, которая отделяет с севера и запада область распространения известняковых и песчаных фаций шельфа и континентального склона от разрезов батинального типа. В первичной палеогеографической ситуации она, скорее всего, была весьма нечеткой. Однако сейчас, благодаря сокращению пространства седиментации и покровно-надвиговым структурам, мы можем вполне определенно провести эту линию в подошве покровов Ортоосу-Учкочкона на востоке и Калмакасуйских на западе. По Таласо-Ферганскому сдвигу граница склоновых отложений смещена вправо на 120–130 км и в Ферганском хребте проходит через верховья Кугарта, пос. Капчигай на р. Тар и мезозойскую депрессию Алайку.

3.1. Яссы-Майдантагская зона

Главным признаком этой наиболее периферической зоны Таримского континента являются мощные песчано-глинистые девонские отложения склонового типа, которые в турне — визе замещаются и выше по разрезу перекрываются кремнисто-карбонатными, более конденсированными осадками, а с конца среднего карбона — снова мощной флишевой серией (см. табл. III-9, на вкладке, рис. III-16). Эта последняя входит уже в состав образований передового прогиба. Местами, например в Майдантаге, устанавливается последовательное омоложение флиша в сторону платформы, в соответствии с направлением продвижения надвигов.

Тектоника зоны не отличается большим разнообразием. Характерны моноклиналильные чешуи и сжатые, опрокинутые складки, осевые плоскости которых иногда вторично деформированы. Осадочный чехол зоны, образованный, вероятно, на субконтинентальном основании, сорван обычно по карбонатно-глинистым отложениям верхнего силура или нижнего девона, смят и дополнительно собран в чешуи, отслоенные по сходной с ними формации низов карбона. У южной (восточной) окраины зоны видно надвигание этих отложений на пермские терригенные толщи внешней части Предтаримского прогиба, однако амплитуда перекрытия неясна, и в целом Яссы-Майдантагский структурный комплекс залегает скорее параавтохтонно (см. рис. II-2, профили Д, Е, на вкладке).

В западном, Сулутерекском, секторе зона сужается до ширины в несколько километров и представлена в виде моноклинали, залегающей с северо-западным падением на известняках пограничной гряды Сийдам (см. рис. II-24). Песчано-глинистая девонская серия прослеживается отсюда в Ферганский хребет, где входит в разрез Яссинской единицы (зоны, антиклинория). Из-под нее в Кипчалминском ущелье на р. Яссы вскрываются мраморизованные известняки, в которых удалось обнаружить почти полный разрез среднего палеозоя и тем самым показать, что их кровля, считавшаяся ранее стратиграфической, также представляет собой тектонический покров [Бискэ и др., 1982; Горянов и др., 1986]. Это обстоя-

тельство полностью исключает представление о "Кипчалминском куполе" как структуре радиального (центрального) типа, которое попытались возобновить Д. П. Резвой и сотр. [1983]. Крутой горизонтальный разворот чешуй и мелких складок в долине Яссы объясняется в рамках представлений о посленадвиговых дислокациях (третьего этапа). Они сопровождались также сдвигом вдоль долины Тара. На этом сложном участке заметную роль сыграли еще и альпийские деформации. В целом Яссинская единица должна, таким образом, рассматриваться как покров или пакет чешуйчато-складчатого строения, дислоцированный затем по общему плану строения Ферганской сигмоиды.

Смещаясь на 130–150 км вправо по Таласо-Ферганскому сдвигу, Яссинский пакет чешуй продолжается на восток в хр. Майдантаг. Среднепалеозойский разрез Майдантага вполне отвечает яссинскому, однако флишевые образования в его кровле (кипчакская серия) относятся, в пределах северного склона хребта, в основном к московскому ярусу и лишь на юге — к верхнему карбону. Это означает, что они ближе к кугартскому флишу перекрывающих Кочкарчи-Учкочконских покровов, чем к флишу Яссы (улугчатская серия, С₃-Р_{1а}).

Несовпадение границ седиментационных зон по средне- и верхнепалеозойским отложениям можно понять, если допустить, что продвижение покровов и закрытие передового прогиба раньше достигло приконтинентальной склоновой области в Майдантагском секторе, чем в Яссинском. Тектонические чешуи и складки хр. Майдантаг обладают четкой южной вергентностью. Отделенное от них покровами Аксаля — Бозоя Бедельское полуокно отличается почти меридиональными простираниями и непостоянным наклоном складок. Его рисунок сформирован на последних этапах палеозойских движений, включая смещения по сдвигу вдоль р. Аксай-Восточный (Мюдрюм). В верховьях р. Узенгикуш и в бассейне Сарыджаза наблюдается пакет складок и тектонических чешуй с первоначальной общей юго-восточной вергентностью, смятых на третьем этапе герцинских деформаций в крупные диагональные, широтного направления, ныряющие к западу складки (гемискладки). Здесь впервые к востоку от Сийдама и Кипчалмы на территории Кыргызстана вскрыта тектоническая подошва всего пакета, который оказывается надвинутым на известняковые серии р. Джангарт — р. Майбаш. Что касается его кровли, то образующий ее аллохтонный известняковый и известняково-кремнистый палеозой открыто-морского типа резко контрастирует с поднадвиговыми песчанистыми толщами. Это связано, скорее всего, с большой амплитудой перекрытия, тем более что передовой прогиб здесь сужается и широко представленная в Майдантаге область верхнемосковского флиша к востоку исчезает под надвигами. Здесь, на левобережье р. Сарыджаз, в кровле разреза описываемой зоны находятся уже нижнепермские отложения, а в нижней части карбона и в девоне появляются известняковые фации притаримского мелководья. Такая продольная зональность связана, вероятнее всего, с косым направлением продвижения покровов по отношению к седиментационным границам. Южнее пика Победы терригенный девон Яссы — Майдантага исчезает с поверхности и восточнее неизвестен (по-видимому, вследствие более интенсивного, в том числе альпийского, сжатия и сокращения ширины бывшей Таримской окраины в этом районе).

Надвиг в подошве флишеидных серий описанной зоны на южных склонах Майдантага — Кокшаала местами возобновлен кайнозойской коллизией и рассматривался как краевой "Кипчакский разлом" между Тянь-Шанем и Таримом [В. Синицын, 1957].

3.2. Кипчалма-Джангартская зона

Внешняя зона шельфа Таримского континента отличается почти полным разрезом верхнего силура — нижней перми, с преобладанием известняковых фаций и большой мощностью. Кровлю его составляют грубофлишеидные нижнепермские образования внешней части передового прогиба. На территории Кыргызстана эти толщи лишь местами обнажаются из-под надвинутых на них склоновых терригенных отложений Яссы-Майдантагских чешуйчатых покровов [Бискэ и др., 1982; 1985].

В истоках Тара зона сужается до моноклиальной Сийдамской пластины, подошва которой сорвана кайнозойским надвигом (см. рис. II-24). Ее продолжением в Ферганском хребте следует считать известняки Кипчалминского полуокна, вскрытые в верховьях р. Яссы из-под надвинутых толщ силура — девона и покрова юрских отложений. Здесь наблюдается до трех тектонических пластин, образованных мраморизованными известняками и сланцами среднего палеозоя и вторично, уже после их совмещения, смятых в складки. Сходным по строению является антиклиналоид Биргузы на другом, северо-восточном склоне хребта, хотя на него наложены еще разрывы последнего этапа герцинских деформаций и альпийские, относящиеся к системе Таласо-Ферганского сдвига. В восточном крыле сдвига, сместившись на 150 км, эти известняки вместе с подстилающими и перекрывающими их терригенными толщами вновь появляются по долинам рек Урюксу и Ушмурвансу в Таримском бассейне. Они образуют здесь не менее трех тектонических пластин, имеющих внутри складчатое строение и последовательно полого надвинутых к югу, причем видимая на поверхности амплитуда перекрытий достигает нескольких километров. В. А. Фараджев [1958] объединил их в Башсугунскую подзону и прослеживал вдоль южного склона Майдантага примерно до р. Кокшаал на востоке. Дальнейшим их продолжением следует считать тектонические чешуи р. Джангарт — р. Майбап. Образующие их мраморизованные известняки силура? — нижней перми и терригенная нижнепермская (сакторская) свита перекрыты на р. Джангарт средним палеозоем Яссы — Майдантагской зоны, однако надвиговая поверхность принимает участие в последующих дислокациях и залегаet обычно круто. Местами наблюдается обратное, северное, опрокидывание. По наблюдением Е. В. Христова [1990], в нижнем ущелье р. Сарыджаз в этой позиции вскрыты уже кристаллические породы Таримского фундамента, включая гнейсы раннепротерозойского (1950 ± 30 млн. лет по циркону) возраста, которые были надвинуты первоначально к югу на пермский грубый флиш. Поздняя фаза герцинского сжатия сопровождалась левыми сдвигами. Этот же автор допускает, что флиш в Иньльчекском тектоническом окне также относится к передовому прогибу; в таком случае он подстилается шельфовыми фациями, и весь покровный комплекс Сарыджазского сектора аллохтонно залегаet на Таримском континентальном фундаменте.

3.3. Келпинтагская зона

Эта внутренняя часть Таримского шельфа известна по работам В. М. Сидницына [1957], Л. Б. Вонгаза [1959], В. А. Фараджева [1958]. На поверхность здесь выступают доверхнепалеозойские образования, в том числе досинийские (PR_1) метатерригенные осадки. Они с угловым несогласием перекрыты песчаниками, алевролитами и базальтами синия, а затем красноватыми и карбонатными отложениями нижнего палеозоя мощностью до 1500 м. В отличие от внешней, Кипчалма-Джангартской зоны, девон

здесь представлен красноцветными песчаниками, а известняки карбона — нижней перми залегают несогласно и включают терригенные пачки, причем кровля их достигает по возрасту начала поздней перми [В. Синицын, 1957]. Новые материалы китайских геологов мало меняют эти представления.

В северной части зоны, которой отвечают горы Арпачучек-Муздук на правобережье р. Кокшаал (рис. II-25 и II-26), стратиграфическая колонка более полная и отражает переход к открытой части шельфа. На западе, в Сулутерекском выступе, верхний палеозой передового прогиба залегают непосредственно на синийских (?) метатерригенных образованиях.

Структура Келпинтагской зоны обладает четко выраженной южной вергентностью и имеет в основном альпийский возраст, полностью отражаясь в рельефе. Она прекрасно дешифрируется по космо- и аэрофотоснимкам. Простые, пологие складки в отложениях палеозоя и кайнозойских молассах сочетаются с разрывами, северные крылья которых резко подняты над южными. Эти смещения широтного — северо-восточного простирания ранее изображались как круто наклонные или вертикальные, что, однако, плохо увязывается с их строго продольным, дугообразным простиранием и постоянной стратиграфической амплитудой; в поднятых крыльях обычно вскрываются кембрийские красноцветы и известняки. Скорее можно представить себе направленные к югу надвиги тектонических пластин чехла, сорванных с докембрийского фундамента по гипсоносным отложениям кембрия, как это происходило во многих других внешних зонах коллизионных поясов. С надвигами сочетаются поперечные и диагональные смещения по сдвигам, амплитудой до нескольких километров.

До альпийских движений смятие северо-западной окраины Тарима почти не выходило за пределы передового прогиба, лишь незначительно затронув известняковые толщи Муздука. Здесь не видно признаков крупных горизонтальных складок третьего этапа деформаций, типичных для всего Кокшаала. В этой связи становится вероятным, что кайнозойский Кипчакский разлом, отделяющий с юга высокую часть Кокшаальского хребта, наследует более раннюю, позднепалеозойскую трансформную границу с лево-сдвиговым смещением, которая, таким образом, подобна Атбаши-Иныльчекскому разлому.

4. Гиссаро-Восточноалайский надвиговый пояс

Складчато-надвиговый пояс южной ветви Южного Тянь-Шаня наиболее полно представлен в Гиссарском и Зеравшанском хребтах. Восточнее он погребен под молодыми отложениями Алайской депрессии и альпийскими надвигами Заалайского хребта и вновь обнажается в Восточном Алае, образуя здесь резко выпуклую к северу дугу. Восточная часть этой дуги у пос. Иркештам вновь разворачивается, и предполагалось ее продолжение в Кунь-Луне [Яговкин, 1973]. При всем несходстве герцинид на западе Кунь-Луны с Восточным Алаем [Казьмин, Фараджев, 1961; Буртман, 1993] палеозой там представлен все же не только шельфовыми притаримскими фациями, но и метаофиолитами, возможно, образующими шов, с начала палеозоя (?) отделяющий Тарим от древних континентальных масс Северного Памира — Гиссара.

На запад Гиссаро-Восточноалайский пояс прослеживается в Зирабулак-Зиаэтдинские горы и Кульджуктау, откуда, скорее всего, широко простирается в направлении герцинид фундамента Скифской плиты. Общая вергентность структуры пояса — северная, что может быть связано

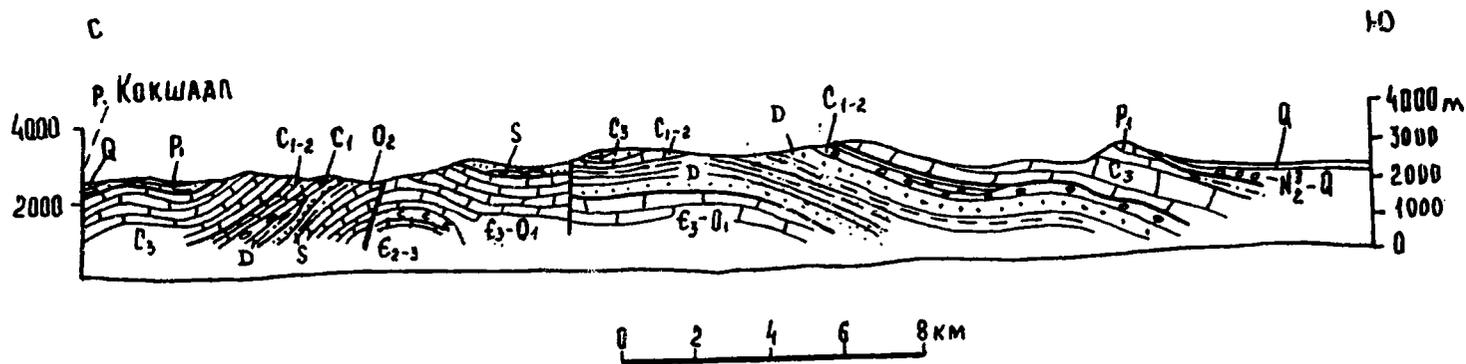


Рис. II-25. Антиклиналь Арпацучек в горах Кара-Теке [Ху Вин и др., 1965].

с погружением палеозоны Беньофа к югу под Каракумо-Гиссарский срединный массив (см. рис. I-3, на вкладке).

Характеристика структуры южной ветви Южнотяньшанских герцинид будет изложена кратко. Она уже представлена в мобилистском плане [Яговкин, 1973, 1974; Поршняков, 1973; Буртман, 1976], но главным образом на материале Восточного Алая. Для более западных районов пояса надежно установлены чешуйчато-надвиговые и даже явно покровные структуры [Леонов, 1993], однако более подробные монографические описания составлены с фиксистских [Довжиков, 1977] или крайне фиксистских [Кухтиков, 1969] позиций. Автор не располагает собственными материалами по этой части пояса.

Наиболее очевидным отличием южной ветви герцинид от северной является олистостромо-флишевая формация нижнего карбона (турне — нижний визе, маргузорская свита). Она предшествовала продвижению к северу чешуй, сорванных с северного шельфа Каракумо-Гиссарского континента и была связана с их разрушением. Непосредственно за тем следует образование в тылу надвигов вулканической дуги Южного Гиссара и, возможно, вторичный спрединг краевого моря (см. рис. I-3, профиль 4, на вкладке). В конце визе — позднем карбоне одновременно существуют передовой Зеравшано-Калмакасуийский прогиб и тыловой (междуговый) Каракульский прогиб с карбонатно-терригенным заполнением в северной его части и вулканогенным — в южной. Таким образом, события и связанная с ними зональность этого периода в южной ветви герцинид симметричны с событиями и зональностью структур северной ветви. Рассмотрим южную ветвь в той же последовательности с севера на юг.

4.1. Вашан-Калмакасуийская зона

На северном склоне Зеравшанского хребта, а также в Чумкартау и в горе Чапаната у Самарканда находится узкая, не более 10 км шириной, зона тектонических чешуй, надвинутых к северу и кое-где полностью перекрытых Зеравшанским надвигом. Частично это альпийские структуры, но после их снятия северная вергентность сохраняется. Палеозойский разрез включает (см. рис. III-15, на вкладке) маломощные пелагические образования венлока — нижнего карбона, с проявлениями основных вулканитов, и флиш с грубообломочной и глыбовой примесью (обизардская свита), возраст которого, по имеющимся данным, вряд ли моложе позднемосковского. Венчают разрез красноцветные мадмские конгломераты, не имеющие надежных датировок. Установленная по этим признакам Вашанская структурная единица имеет явные черты сходства с Курганак-Ходжаачканской (см. выше), на другом (северном) фланге Зеравшанского поднятия. Обе окраины поднятия долгое время оставались не компенсированными и были заполнены лишь флишем с олистостромами, а затем покровными массами.

Вашанская единица, известная в литературе также под названием Зеравшанской депрессии, или синклинойной зоны, исчезает под надвигами в Каратегине и вновь появляется восточнее на южном склоне Алайского хребта уже как Калмакасуийская подзона [Зубцов и др., 1974]. Здесь ей свойственна антиформная структура, в деталях необычайно сложная, с расслоением на тонкие чешуи и с глинистым меланжем [Пай, 1991]. В Восточном Алае из-под этих чешуй силурийских сланцев и других пелагических осадков среднего палеозоя в ядре антиформы вскрыты известняки (D-C₃) Кульгеджиле — Чаканташа (см. рис. II-24). Направление движения этого покрова не ясно: если, как мы допускаем, оно было северным

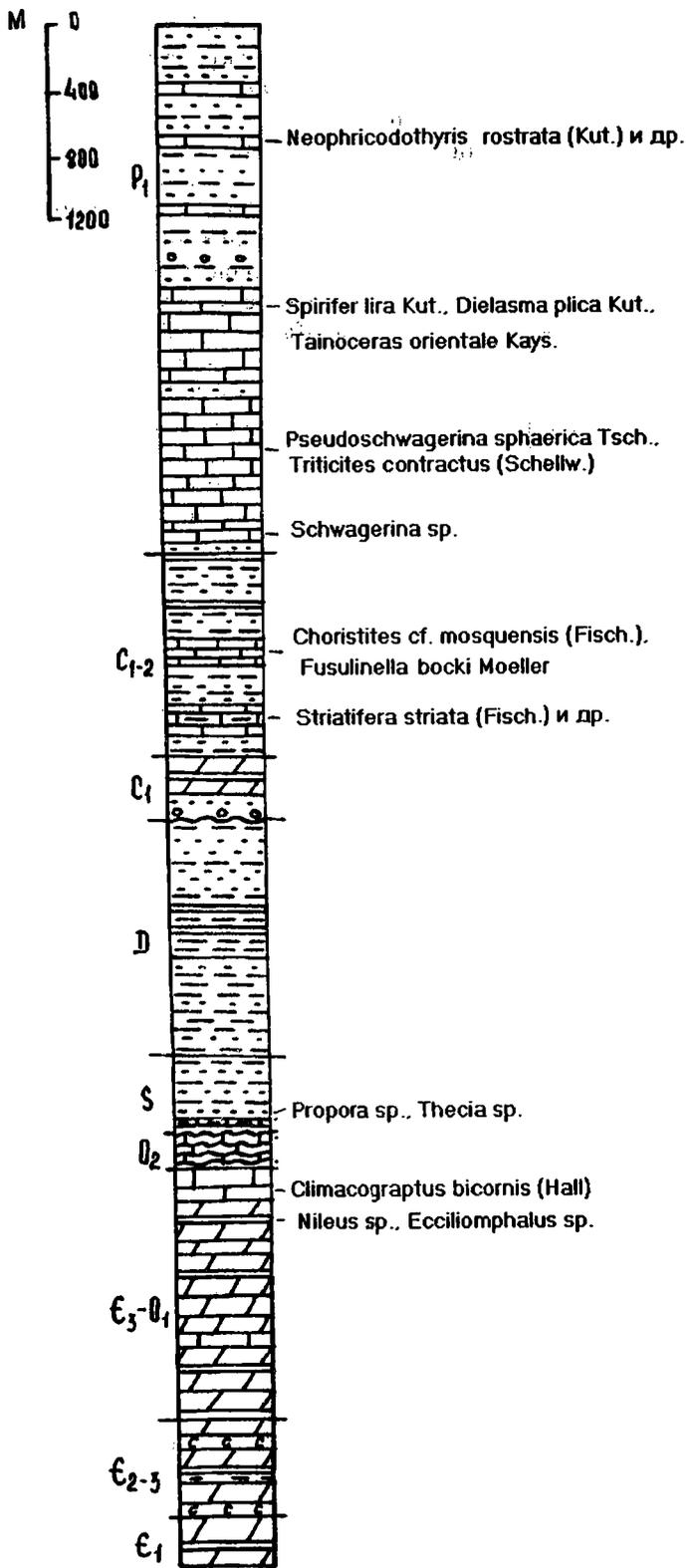


Рис. II-26. Стратиграфическая колонка палеозоя гор Кара-Теке (по материалам Ху Бина и соавт. [1965]).

(северо-западным), то шовная линия между южной и северной ветвями южнотяньшаньских герцинид проходит под мезозоем Гульчинской депрессии.

У вершины Восточно-Алайской дуги на р. Тар Калмакасуйские чешуи, переброшенные к северу через известняки Чаканташа, залегают синформно и перекрыты верхним палеозоем Кулунской синклинали. Амплитуда надвига пелагических фаций на известняки Кульгеджиле — Чаканташа достигает 30 км, если считать известняки гор Каратума тектоническим окном той же Кульгеджилинской кулисы [Яговкин, Талашманов, 1988]. Однако Каратума имеет моноклинально-чешуйчатое строение и признаки стратиграфического выклинивания известняков по простиранию чешуй, что заставляет принимать в расчет и иную возможность — формирование их в виде отдельной отмели-банка среди Калмакасуйского глубокого моря (примерно в духе представлений А. В. Алексеенко и соавт. [1983]), с меньшей требуемой величиной предполагаемых горизонтальных перекрытий.

На северном и восточном флангах Восточно-Алайской дуги толщи Вашан-Калмакасуйской зоны оказываются надвинутыми уже непосредственно на отложения Притаримского склона. Надвиги следуют за образованием мощных флишеидных толщ московского яруса и верхнего карбона, заполнивших ранее некомпенсированный Калмакасуйский бассейн. Налегавшие на них с размывом карасуранские конгломераты нижней перми образуются уже в тылу надвиговых чешуй.

4.2. Коксуйская группа покровов

Эти покровы обнажены в Восточном Алае, где они надвинуты с юга на тектонический пакет Калмакасуйской единицы и занимают по отношению к нему более внутреннее положение в строении Восточно-Алайской дуги (см. рис. III-24). В отличие от Калмакасуйских, Коксуйские покровы не включают флишевых толщ (С_{2m}-С₃) и, очевидно, образовали покровный ансамбль уже до их отложения, на что указывает и отсутствие в самих покровах отложений моложе серпуховских или башкирских.

Нижний, Иркешский покров, отличительной особенностью которого являются основные вулканы нижнего — среднего девона, сорван по силурийским сланцам или песчаникам и надвинут на верхнепалеозойский флиш Калмакасу: выдвинутый полуостанец покрова можно видеть в долине р. Андакуль. На юге покров вскрывается в ядре антиклиналоида долины Коксу и прослежен до северного склона Заалайского хребта, где, по наблюдениям А. В. Яговкина, его современное простирание разворачивается на восток. Сюда же относятся, по имеющимся данным, вулканогенные толщи китайской части Восточного Алая.

Верхний, Арчалтурский покров представлен известняками среднего палеозоя. Он распадается на ряд пластин и останцов — Арчалтур, Теректау, Домбра и более мелкие. В большинстве случаев они сорваны по подошве известняков нижнего или среднего девона, иногда верхнего силура и надвинуты на терригенно-вулканические толщи близкого возраста, что вызывает у некоторых авторов сомнение в самом существовании здесь надвиговых контактов. Однако по крайней мере в истоках р. Коксу подстилающий Иркешский покров имеет в кровле фаунистически доказанные батияльные отложения верхнего девона — нижнего карбона, резко контрастирующие с мощными мелководными известняками того же возраста в Арчалтурском покрове. Надвиговое смещение этих фаций происходило, таким образом, в конце раннего карбона или несколько позже, если учесть, что в самом восточном, Туюзкаиндинском останце над известняками и под надвигом находится уже флишевая толща среднего кар-

бона. В истоках Коксу наблюдалось и вторичное надвигание эффузивных Иркешских чешуй на известняки Арчалтурского типа, что можно связывать с надвигами уже более позднего этапа деформаций, скорее всего, во время образования Восточно-Алайской дуги.

Смещаясь левым Кульгеджилинским сдвигом на западном фланге этой дуги, Иркешский и Арчалтурский покровы должны оказаться под молодыми толщами Алайской депрессии и отсюда проследиваться на запад в Каратегин. Девонские вулканиты известны здесь в районе западнее Джиргитала, однако аналоги арчалтурских известняков отсутствуют. В качестве последних можно указать лишь на некоторые известняковые пластины или даже олистолиты с известняками визе, распространенные на левобережье р. Зеравшан и тяготеющие к южному флангу Вашанской единицы (Демноринские чешуи). Возможно, прав А. К. Бухарин с соавт. [1985], относя к той же группе Китармайскую единицу в северной части Зирабулак-Зиаатдинских гор — если метаморфизованные вулканиты в составе китармайской свиты действительно относятся к силуру — девону [Корсаков и др., 1969] и могут тогда сопоставляться с базальтами Иркешской единицы. Строение Китармайской единицы также характеризуется северной вергентностью надвигов.

4.3. Зеравшано-Терекдаванские покровы и Каракульский тыловой прогиб

Этой группе, прежде всего, соответствует основная (южная) часть Зеравшано-Алайской зоны в понимании ряда авторов: общая характеристика стратиграфического разреза и структуры даны в работах А. В. Ягвина [1973], А. В. Довжикова [1977], А. К. Бухарина и соавт. [1985].

Основные особенности разреза зоны следующие. В основании вскрываются нижнепалеозойские вулканиты рифтового типа, переходящие в граувакко-сланцевые отложения и неравномерно метаморфизованные. Верхний ордовик — девон представлены в шельфовых доломито-известняковых фациях, с кварцевыми песчаниками в подошве (см. рис. III-7). На разных уровнях девонской системы эти отложения сменяются более глубоководными карбонатно-кремнистыми осадками, частично склоновыми брекчиями (акбасайская, магианская свиты и их аналоги), а в нижнем карбоне — терригенными флипоидными, включающими грубообломочные пачки олистостромового типа (маргузорская свита). Чешуйчато-надвиговая структура сформирована из неречисленных толщ, сорванных, по-видимому, с докембрийского субконтинентального фундамента уже в маргузорское время. Амплитуда перемещений весьма велика, особенно если принять полностью покровное строение Чимтаргинского горного узла с центриклинальным замыканием его синформной структуры на востоке (см. рис. II-2, профиль 7, на вкладке). Может быть, именно поэтому тектонические пластины с наиболее ранними проявлениями флиш-олистостромовой формации (верхний девон) в последнее время описываются в северной, а не в южной части Зеравшано-Гиссара [Бабкин, 1987]. Согласно другой модели [Леонов, 1993], сложная синформа Чимтарги в целом автохтонна, хотя и сорвана вблизи основания осадочного слоя палеозоя.

В районе р. Джижикрут, по мнению большинства наблюдателей, надвиговые чешуи резко несогласны и с базальными терригенными образованиями перекрыты известняками среднего визе (рис. II-27). Это несогласие фиксирует, таким образом, ранний этап деформаций. Можно думать, что известняки визе — среднего карбона и перекрывающие их терриген-

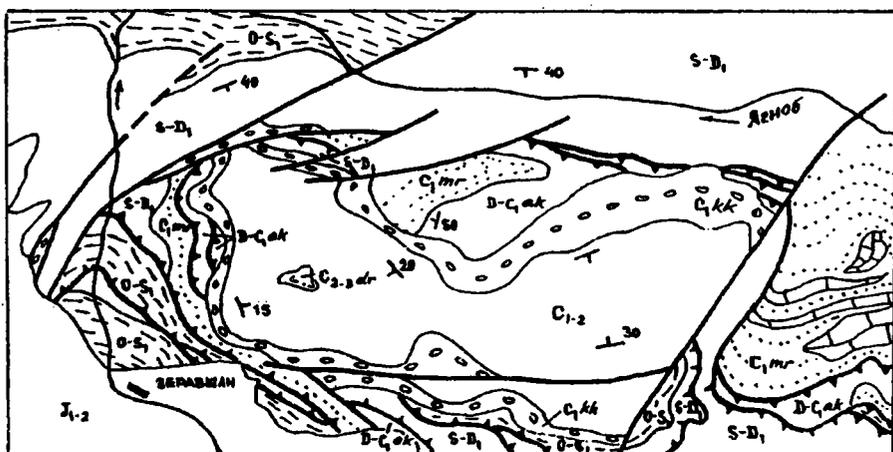


Рис. П-27. Геологическая карта-схема Джижикрутской синклинали (по материалам В. И. Лаврусевича и др., 1991 г.).

Неоавтохтон тылового прогиба: C_{2-3dr} — флиш (дарахтисурхская свита); C_{1-2} — известняки верхнего визе — нижней части московского яруса; C_{1kk} — конгломераты, песчаники, известняки верхнего визе (коктепинская свита). Палеозой Зеравшано-Терекдаванских покровов: C_{1mr} — флиш турне — нижнего визе (маргузорская свита); $D-C_{1ak}$ — пелагические силициты, известняки (акбасайская свита); $S-D_1$ — известняки, доломиты, $O-S_{1jg}$ — метатерригенные породы (ягниобская свита), а также зинахские песчаники.

1 — Визейские субпластовые надвиги. 2 — Более поздние, в основном крутопадающие разрывы. 3 — Направления и углы падения пластов. 4 — Известняковые олистоплаки в маргузорской свите C_{1mr} . Прочие штриховые обозначения обобщенно показывают состав только терригенных свит палеозоя.

ные образования московского яруса (дарахтисурхская свита) сформированы затем в условиях тылового прогиба, или преддуговой террасы, южнее фронта ранних надвигов, продвигавшихся к северу, тогда как с южной стороны этого прогиба развивалась вулканическая островная дуга Южного Гиссара (см. рис. I-3, профиль Д, на вкладке).

Представление о продвижении крупных тектонических покровов к северу в пределах Зеравшано-Гиссарской области с последующим наложением на них продольных складок — Чимтаргинского синклинория, Каракульского антиклинория и других — изложил впервые Г. С. Поршняков [1973], отнеся эти события к концу среднего карбона. Однако более вероятно, что в среднем карбоне начались уже завершающие события в истории структуры области, т.е. деформации в передовом прогибе северного склона Зеравшанского хребта (Вашанская единица), образование упомянутых крупных, наложенных на покровы, синформных и антиформных складок и связанных с ними вторичных взбросов и надвигов, в том числе обратного южного направления. К последним относятся надвиги массива Чимтарги на Каракульский тыловой прогиб. По аналогии с Букан-Кокшаальским поясом мы должны относить эти деформации ко второму

— четвертому этапам истории герцинид.

Западное продолжение Зеравшано-Гиссарских чешуй видно в Зирабулак-Зиаэтдинских горах, где также преобладает движение масс на север. Обычно сюда же относят и палеозой Кульджуктау, основная часть которого по типу разреза и структуре мало отличается от Зеравшано-Гиссарского. Вопрос заключается в возрасте распространенной здесь терригенной таушанской свиты. Возможно, это аналог пушневатской (маргузорской) свиты верхов девона — турне, как думает, например, А. Е. Довжиков [1977]. Если же таушанская свита, с проявлениями кислых и средних вулканитов, относится к среднему карбону, а девон — визе полностью представлены в известняковых фациях [Айсанов, Егоров, 1978], то район Кульджуктау правильнее считать краевой частью Каракумо-Таджикского континента с развитым на ней тыловым вулканотерригенным прогибом.

Терекдаванский покров в южной части Восточного Алая (см. рис. II-24) рассматривается как восточное продолжение Зеравшано-Гиссарских покровов после их погружения под Алайскую депрессию [Поршняков, 1973]. Это подтверждается типом разреза (обнажены в основном флишеидные образования терекской свиты, аналогичной маргузорской, и подстилающие известняки девона) и северной вергентностью структуры в основной части покрова — Терекдаванской единице. Она тектонически перекрывает Арчалтурскую известняковую пластину и в результате последующего горизонтального смятия как бы вложена в нее сверху, а на флангах Терекдаванской синформы обычно отделяется сдвигами. Образовался надвиг около конца раннего карбона. Судя по присутствию среди терекских песчаников нескольких пластин девонских известняков, имелись более ранние, турне-визейские, надвиги или, по крайней мере, олистостромы этого возраста. Вероятно, тот же ранний возраст имеет надвиг на Терекдаванской самой верхней в Восточном Алае Сугутской единицы. Она представляет собой также в целом синформную серию чешуй, образованных в разной степени метаморфизованными породами среднего и, вероятно, нижнего палеозоя, в том числе сопоставимыми с ягнобскими сланцами [Шванов, 1976]. В северной части хр. Теректау синклиналидные складки содержат в ядрах останцы лишь нижней из описанных пластин, составляющие Наурусскую единицу покрова.

5. Каракумо-Таджикский континент

Континентальная масса, ограничивающая герцинскую складчатую область Южного Тянь-Шаня с юго-западной стороны, вскрывается в южной части Гиссарского хребта и, вероятно, в Гармском блоке Каратегина. На поверхности здесь представлены большей частью породы палеозойского чехла Каракумо-Таджикского континента и перекрывающие их вулканогенные образования Южногиссарского пояса, прорванные большими телами гранитоидов и частично метаморфизованные. Они прослежены, главным образом, по геофизическим полям, далеко на запад под мезозоем и кайнозоем Каракумов, а восточнее перекрыты надвигами Памиро-Алайской зоны.

Комплекс фундамента обнажается в юго-западных отрогах Гиссара (Байсунтау, Сурхантау) и представлен кристаллическими сланцами и гнейсами, реже амфиболитами, часто мигматитами, которые относят к архею — нижнему протерозою, либо, по (K-Ar) и (U-Pb) датировкам и редким находкам микрофоссилий, к рифею и частично нижнему палеозою. При этом радиоизотопные цифры весьма противоречивы, а указания на

внутренние несогласия в фундаменте не подтверждаются последующими наблюдениями. Описаны гранито-гнейсовые купола или магматогенные кольцевые структуры, которые рассматриваются как дорифейские, девонские или даже только позднепалеозойские [Бухарин и др., 1985]. Аналогичные разногласия существуют относительно возраста каратегинской серии Гармского блока, также представленной породами амфиболитовой фации метаморфизма и мигматитами. Поскольку мраморы среди них или же в перекрывающих метасланцах и кварцитах все же содержат ископаемые нижнего — среднего палеозоя [Шадчинев и др., 1970; Мельничук, 1989], последняя стадия преобразования должна быть герцинской. При этом распространено представление о древнем, даже архейском, возрасте протолита каратегинской серии [Расчленение..., 1976], которое опирается на полученные свинцово-изотопным методом цифры в 2500–3000 млн. лет.

В целом наиболее вероятно, что Каракумо-Таджикский континент имеет карельский или карельско-байкальский фундамент, который подвергся затем магматической и метаморфической переработке.

Неметаморфизованный верхний ордовик и силур в Южном Гиссаре развиты локально, образованы терригенными породами с примесью кислых эффузивов и могут сопоставляться с одновозрастными породами Зеравшано-Гиссарской зоны. То же относится к вышележащим известнякам верхнего силура — среднего девона.

Главная особенность разреза — строение его верхнего яруса, представленного вулканическим комплексом активной континентальной окраины. Вулканизм начинается с липарит-дацитовых проявлений в турне? — виле, смешанных с терригенными прибрежно-морскими осадками, содержащими остатки растений (зойская, вахшиварская свиты). Максимум его приходится на серпуховское — раннебашкирское время, когда образуются мощные толщи базальтов хаджирбулакской и каратагской свит, гипербазиты и габбро-плагиограниты, а затем, вплоть до начала московского века, преобладают извержения андезитов и дацитов. Гипербазиты и главная масса основных лав сосредоточены к югу от внедрившегося позже Гиссарского гранитного батолита, образуя одну или две шовные зоны. Пестрые по кремнекислотности эффузивы распространены повсеместно. Вулканические толщи почти согласно наращиваются морской молассой с известняками (муборакская и другие свиты), которая образовалась примерно до середины позднего карбона и затем совместно с ними подверглась смятию. Последняя, пермская фаза вулканизма начинается после выравнивания рельефа и отличается исключительным развитием риолитов и дацитов, которые являются вулканическими фациями наиболее позднего гранитоидного герцинского комплекса. Деформации палеозойского этажа простые, с некоторым преобладанием южной вергентности; пермские вулканы залегают совсем полого.

Остается нерешенным вопрос о докарбонных проявлениях островодужного или окраинно-континентального магматизма. Некоторые гранитоидные тела Южного Гиссара и Каратегина (кабуткрымский, байсунский и другие комплексы) на основе радиоизотопных датировок относят к силуру и девону [Расчленение..., 1976; Туляганов и др., 1984], что, однако, плохо согласуется с однородным карбонатным составом силур — девонского чехла Каракумо-Таджикского континента и отсутствием деформаций этого возраста. Легче допускать, что начало палеозойского магматизма в Южном Гиссаре относится лишь к карбону и совпадает по времени с отложением маргузорской свиты, т.е., очевидно, с началом

сжатия и субдукции на северной (Зеравшано-Гиссарской) окраине континента. Последующий максимум основного вулканизма связан в таком случае с вторичным растяжением над сейсмофокальной зоной, наклонной к югу, выход которой на поверхность отвечает примерно Северо-Гиссарскому разлому. Перед фронтом магматической дуги в это время (конец визе — московский век) развивается междуговой, или тыловой Каракульский прогиб, северным краем наложенный на чешуйчатую структуру Зеравшано-Гиссара, которая в таком истолковании является внешней дугой (см. рис. I-3, профиль 5, на вкладке). В позднем карбоне как передовой (Северо-Зеравшанский), так и тыловой прогиб ликвидируется, и Гиссаро-Восточноалайский надвиговой пояс полностью причленяется к Каракумо-Таджикскому континенту.

Следует добавить, что раскрытие бассейна с базальтами (C_1v-C_2b) в Гиссарском хребте отчасти должно быть связано и с общим растяжением находящихся южнее континентальных масс, что отчетливо проявлялось в Калайхумб-Сауксайской зоне и, вероятно, в позднепалеозойских прогибах Памира.

6. Интрузивные образования коллизионного этапа: позиция и возраст

Как мы видели, герциниды Южного Тянь-Шаня проявляют общую симметрию, которая выражается в синвергентном строении центрального сектора области, расположенного между двумя вулканоплутоническими поясами — Бельтау-Кураминским на севере и Южно-Гиссарским на юге (см. рис. I-3, на вкладке). Симметрия эта, однако, лишь относительная. Южно-Гиссарский пояс начал формироваться раньше, в самом начале карбона, испытал затем раскол и ограниченный спрединг "океанизацию", образование окраинного моря с карбонатным шельфом и морской терригенной серией. Кураминский пояс заложен позже, с начала среднего карбона, и вулканизм проходил здесь постоянно в наземных условиях. Общим для Южного Гиссара и Кураминской окраины Казахстана является двухэтапное развитие орогенного магматизма: на субдукционной его стадии внедряются гранитоиды I-типа, образующие габбро-диорит-гранитные комплексы с возрастом 300–330 млн. лет, на коллизионной стадии — разнообразные по исходным магмам гранитоидные серии, включая субщелочные и щелочные, пермского возраста (290–250 млн. лет). Более молодые датировки ставятся под сомнение.

Коллизионные гранитоиды внедряются также в складчато-покровную структуру самого Южного Тянь-Шаня, местами образуя в современном эрозионном срезе большие скопления (см. рис. I-2, на вкладке). Крупнейшим из них является, вероятно, Каратегин-Кичикалайская группа, для которой на территории Кыргызстана сделан весьма полный петрологический и геодинамический анализ [Ненахов и др., 1988; 1992]. Граниты I-типа, которые считаются обычными для активных континентальных окраин, внедрились здесь, однако, в обстановке уже несомненно коллизионной. Первые их проявления в виде малых тел гранит-порфиров и плагиогранитов (кулчинских и других) относятся к началу позднего карбона, пересечены еще допермскими надвигами и встречаются в глыбах верхнекарбонного олистострома. Основная часть гранитоидов имеет высоко достоверный пермский возраст — около 270 млн. лет, причем образуются они одновременно с коровыми гранитами S-типа и даже щелочными гранитоидами, которые нормальны для анорогенных обстановок (A-тип). Установлены комплексы промежуточного между разными типами

состава, а также гибридные серии. Для объяснения такой общности построена модель, в которой океаническая кора Туркестанского бассейна поддвигается (субдуцирует) не только к северу, но и круто к югу, под складчато-надвиговое сооружение Алая, после чего магма из очагов расплава в мантии, в самой океанической пластине и в континентальной коре над нею создает наблюдаемое разнообразие. Это построение хорошо увязано с поздними северовергентными надвигами Туркестано-Алая, однако оно не является единственно возможным. Источником I-гранитов или смешанных (I-S)-серий Алайского хребта, в случае только лишь северного направления субдукции, могла быть субокеаническая кора глубоководных зон, располагавшихся южнее — Курганак-Ходжаачканской и Вашан-Калмакасульской.

Характерно в этой связи и положение коллизионных гранитоидов Атбаши-Кокшаалского сектора. Массивы, принадлежащие к I-типу (сонкульский комплекс) и S-типу (теректинский комплекс), размещены здесь в пределах активного южного края Киргизско-Казахского континента и не представлены внутри самого складчато-покровного пояса, несмотря на отчетливые проявления в нем, как и в Алае, поздней (обратной) северной вергентности надвигов. Наоборот, основная часть пермских гранитоидов собственно складчатого Кокшаала и прилегающей окраины Тарима близка к "анорогенному" типу и сочетается с щелочными интрузиями, вплоть до нефелиновых сиенитов суртекинского комплекса.

Проблемой остается и древний изотопный возраст, около 300-320 млн. лет (нижний? — средний карбон), полученный для некоторых гранитоидов Нуратинского, Зеравшанского, Туркестанского, Алайского хребтов и Кокшаала. Речь идет в том числе о щелочных разностях сурметашского комплекса в Алае [Ненахов и др., 1992] и близком по составу Джангартском массиве в бассейне р. Сарыджаз, геологический возраст которых заведомо пермский.

III. РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ

1. Геологическая структура и стратиграфия

В предыдущем разделе были перечислены основные структурные единицы Южного Тянь-Шаня и смежных территорий — тектонические покровы, их отдельные части или условно автохтонные единицы, подошва которых неизвестна; наконец, неавтохтонные супракрустальные и интрузивные образования. Все эти геологические тела представляют собой элементы вторичной, переработанной, реально наблюдаемой геологической структуры.

Восстановив доколлизийную (допокровную) геологическую ситуацию, мы можем теперь обратиться к более детальному анализу той части истории региона, которая записана в стратиграфической последовательности деформированных отложений. Расчленение этой последовательности и ее хронологическая корреляция — предмет региональной стратиграфии.*

В палеозое Южного Тянь-Шаня и его обрамления можно выделить следующие комплексы отложений (см. табл. III-12, на вкладке).

1. Два комплекса в разрезе окраин Киргизско-Казахского континента: нижний, венд-ордовикский, местами до нижнего силура включительно, и верхний, девон-нижекаменноугольный. Оба комплекса имеют широкое распространение в чехле докембрийских массивов, а верхний — также в каледонидах Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Он состоит из контрастных вулканитов и лагунно-континентальных красноцветных отложений девона, перекрытых мелководными карбонатами фамена — нижнего карбона, местами включая более древний девон. Комплекс хорошо изучен, его детальное рассмотрение не входит в наши задачи.

2. Вулканический субсеквентный комплекс (карамазарский, C_{1s} - P_2), наложенный на окраину того же континента без резкого несогласия и образованный в активную стадию ее развития. Также широко распространен в смежных областях, хорошо изучен и расчленен [Туляганов и др., 1984].

3. Ферганский офиолитовый океанический комплекс, пока что проблематичный: включает, по-видимому, толеиты и пелагические осадки ордовика — нижнего силура в некоторых местонахождениях Ферганской сутурной зоны.

4. Нуратау-Кокшаальский (южнотяньшаньский) комплекс вулканогенно-осадочных образований пассивных окраин Таримского и Каракумо-Гиссарского континентов: включает отложения нижнего и среднего палеозоя, начиная, вероятно, с вендских, а в области форланда его верхняя граница поднимается до низов перми. В западной части области этот комплекс делится на две части несогласием в основании пржиждолия — девона. Мы не будем включать в этот комплекс молассо-флишоидные серии остаточного бассейна Сурметаша-Кокшаала: хотя они и не отде-

*Ограниченный объем книги не позволяет нам подробно рассматривать соотношения различных типов стратиграфических единиц и шкал и обсуждать их применение. Отметим лишь, что наиболее практичным является использование "местных", вещественных или литостратиграфических подразделений — свиты, серии, комплекса. Для свиты и серии мы будем допускать возможность непостоянного, в разумных пределах, возраста границ, что поможет избавиться от большого количества синонимов, имеющих хождение в практике геолого-съемочных работ. Комплекс как наиболее крупное подразделение в этом ряду может быть обособлен там, где длительное время и на обширной территории сохраняется однотипная геодинамическая обстановка: комплекс, следовательно, есть единица уже региональная, а по своему содержанию близкая к формации в историко-генетическом смысле (геоформации, геогенерации).

ляются в подошве заметными несогласиями, но выражают существенно новую обстановку.

5. Карачатырский комплекс отложений тылового прогиба (C_{1s} -P). Стоит из терригенной молассы с небольшой вулканической примесью и характеризуется прерывистой историей образования, с типичными для подобных комплексов внутренними несогласиями.

6. Южногиссарский вулканогенно-молассовый комплекс близкого возраста.

2. Синийско-нижнепалеозойский комплекс пассивных окраин древних континентов

Основная часть отложений нижнего палеозоя вместе с подстилающим верхним докембрием представлена в Южном Тянь-Шане фациями древних континентальных шельфов, а также склонов и вероятных рифтовых впадин. Рассмотрим основные типы разрезов этого комплекса.

2.1. Шельфовые серии древних платформ

Докембрические континенты, обрамляющие Южный Тянь-Шань, перекрыты чехлом шельфовых осадков. Периодичность их отложения должна отражать события, происходившие в пределах нынешней складчатой области. Первый этап этих событий относится к синию или венду и завершается в раннем палеозое.

На Таримской платформе [В. Синицын, 1957; Брежнев, 1994] синийские (774-740 млн. лет по уран-свинцовым датировкам) отложения залегают с угловым несогласием на метаморфических породах нижнего протерозоя или нижнего — среднего рифея (серия Аксу) и представлены пестроцветными кварцево-аркозовыми, реже граувакковыми песчаниками и сланцами общей мощностью 800–1600 м. Среди них отмечены тиллиты, а также кислые и основные вулканические породы: последние могут быть связаны с рифтовым процессом. Верхний синий залегает трансгрессивно и содержит строматолитовые известняки. Мощные (1000–1500 м) известняки, доломиты, местами гипсы и сланцы с фауной всего кембрия, а также нижнего — среднего ордовика (чультагская, субашийская свиты и их аналоги) в Кельпинских горах на северо-западе платформы составляют непрерывно залегающую трансгрессивную часть венд-нижнепалеозойского комплекса. С этим соглашаются также китайские авторы (Ху Бин и др.; см. рис. II-26). Мелководная природа этих отложений подчеркивается красноцветными песчано-глинистыми пачками и появлением сингенетичных известняковых конгломератов.

На востоке Тарима, в Куруктаге, одновозрастные отложения представлены в склоновых фациях. Кембрий, а возможно, и верхний синий (венд) включает здесь маломощные черные глинисто-кремнистые осадки, реже песчаники, которые в низах ордовика сменяются глинистыми известняками (свита Ярданг). Верхняя часть ордовика, начиная с лландейло, характеризуется усилением сноса и образованием морской пестроцветной песчано-сланцевой серии мощностью более 1000 м [Сао, 1990]. Этот тип разреза, более глубоководный, скорее всего, характеризует формирующийся континентальный склон.

Вопрос о времени раскола северной окраины Тарима помогут решить, возможно, данные по киргизской части низовьев р. Сарыджаз. В этом труднодоступном районе вскрываются гнейсы и кристаллические сланцы Таримского фундамента (1950 ± 30 млн. лет), а также мощные, до 1500 м,

известняки и доломиты чехла, аналогичные чультагским (средний кембрий — средний ордовик) [Христов, 1990]. Соотношения между ними не наблюдались, однако в основании карбонатной серии находятся базальты, туфы и силициты мощностью более 2000 м, которые Е. В. Христов относит к нижнему кембрию.

История Среднетяньшаньского (Чаткало-Нарынского, Сырдарьинского) микроконтинента, отделявшего Туркестанский океан со стороны современного севера, изучена более подробно [Королев и др., 1974; Стратифицированные..., 1982]. Плитный комплекс начинается здесь морскими отложениями верхнего рифея и тиллитами. Трансгрессия в конце венда, связанная, вероятно, с общим потеплением климата и эвстатическим повышением уровня океана, привела затем, в начале кембрия, к образованию мелководных трилобитовых известняков, а в относительных понижениях шельфового рельефа — маломощных (100–700 м) черных глинистых и кремнистых сланцев с молибденом и ванадием, а местами сплошных яшм (сандаляшская, шорторская свиты). До середины ордовика формировался глинисто-карбонатный чехол шельфа. Перекрытие этих отложений песчанисто-шлишoidalной серией (O₂₋₃) здесь сопровождало каледонские коллизийные деформации, которые в Тариме не происходили.

Меньше всего материалов по нижнему палеозою Каракумо-Таджикского континента: в Южном Гиссаре известны лишь фрагменты известняково-терригенного среднего или верхнего ордовика.

2.2. Фрагменты шельфовых и склоновых серий внутри надвиговых поясов

В складчатой структуре собственно Южного Тянь-Шаня морской нижний палеозой шельфового типа известен давно, что отразилось в традиции считать раннепалеозойский этап истории области также платформенным (напр., [Синицын, 1960]). Почти одновременно сложилось обратное представление о "геосинклинальной" природе этапа [Резвой, 1959; Яскович, 1968 и др.], основанное главным образом на материалах из Туркестанского хребта и Кызылкумов, как будто указывавших на большие мощности и интенсивные проявления вулканитов по крайней мере в кембрийских отложениях. Обе точки зрения оказались по-своему оправданными. Можно считать, что современный Южный Тянь-Шань включает как фрагменты чехла (и фундамента?) древних континентов, так и выполнение рифтовых впадин, а также океанического пространства, которые разобшили континентальные массы в начале палеозоя.

Отложения шельфа и главным образом континентального склона изучены в западном секторе области, где они повсеместно сорваны с предполагаемого фундамента и находятся в подошвах тектонических чешуй, покровов, либо в ядрах выжатых антиклиналей.

В Зеравшано-Гиссарской области и в южных палеозойских грядях Кызылкумов нижний палеозой вскрывается лишь своей верхней частью. Известная здесь шахриомонская свита среднего — верхнего ордовика и ее аналоги отличаются кварцевым составом обломочных пород, в основном песчаников, прослоями мелководных известняков с кораллами и брахиоподами, а также кислых эффузивов и туфов, связанных уже с рифтовым вулканизмом. Она трансгрессивно перекрывается известняками и доломитами арчалыкской свиты, внутри которой обычно проводится граница ордовика и лландовери. Мощность этих отложений в известных фрагментах умеренная — до 400–500 м, однако сильно увеличивается в более глинистых, очевидно, открыто-морских, частично метаморфизованных раз-

резах на территории Таджикистана (разская свита). Темные известняки, доломиты, реже глинистые известняки и кварцевые песчаники шингской и аргской свит сикура с бентосной фауной, подробно изученные и расчлененные ([Лаврусевич, 1967] и др.), составляют с ордовиком непрерывный разрез.

Эти отложения логично рассматривать как образования северного шельфа Каракумо-Гиссара, раздробленного ордовикским рифтингом и входящего теперь в состав формирующейся пассивной окраины (см. рис. I-3, на вкладке). К окраине шельфа и склону можно отнести кембрийские известняки и ордовикские граптолитовые сланцы, фрагментарно известные среди глинистых меланжей Вашан-Калмакаусуйской единицы.

Севернее мы обнаруживаем нижний палеозой в Туркестанском хребте, где он имеет более полный разрез, отличный от Зеравшано-Гиссарского и заставляющий скорее искать его аналоги в Тариме. В истоках рек Янгиарык, Шахристан, Заамин и западнее в составе нижнего палеозоя выделяются три единицы.

Нижняя, алтыкольская, свита включает глинистые сланцы или филлиты с прослоями темных тонкослоистых известняков, местами водорослево-археоциатовых. По комплексу археоциат и трилобитов, обнаруженных в редких местонахождениях, свита относится к верхней части алданского — ленского надъярусам нижнего кембрия. Подошва свиты неизвестна, мощность не более 500 м.

Рабутская свита — слоистые известняки и доломитистые известняки, обычно песчанистые, а также кварцевые песчаники, серебристо-серые алевролиты и аргиллиты. Они содержат местами пачки известняковой брекчии взламывания, типичной для сугубо мелководных условий. В разных пунктах известны амгинские, майские и позднекембрийские трилобиты. Известняков больше всего в майском ярусе. Поскольку полного разреза свиты нет, мощность оценивается разными авторами в пределах от 1000 до 2500 м (первая цифра кажется более достоверной).

Выше находится толща алеврито-глинистого состава с редкими прослоями силицитов, известняков и плохо сортированных песчаников, не получившая собственного названия. По данным М. М. Посоховой, А. Н. Голикова и других авторов, в восточном Мальгузаре (Заамин) и на северном склоне Чумкартау в этих отложениях заключен интервал от нижнего тремадока до кровли аренига. Однако находки граптолитов сделаны в немногих точках, а разрезы сильно нарушены, и мощность нижнего ордовика оценивается от 600–700 до 2100 м [Репина и др., 1975; Ахмеджанов и др., 1979]. Единичные пока сборы криноидей среднего — верхнего ордовика в сходных отложениях Туркестанского хребта позволяют предполагать, что эта толща охватывает и весь ордовик. Граница ее с рабутской свитой весьма постепенная. На р. Алты-кол верхнекембрийские известняки замещены, вероятно, алевролит-глинистыми осадками с *Hedinaspis* sp. (материалы Г. С. Поршнякова, Н. В. Котова и др. [1993]).

Кембрий запада Туркестанского хребта и Чумкартау с мелководными известняками и кварцевыми песчаниками, с геохимическими ассоциациями, отражающими глубокое химическое выветривание обломочного материала [Брежнев, 1981], представляет собой отложения подвижного шельфа, в отдельные моменты (майский век) загруженного осадками, почти компенсирующими погружение, в другие — более глубоководного. Примесь вулканокластики [Брежнев и др., 1978] и более глубоководный облик ордовикских отложений указывают, очевидно, на рифтинг и погружение. Континентальная глыба, на поверхности которой отложил-

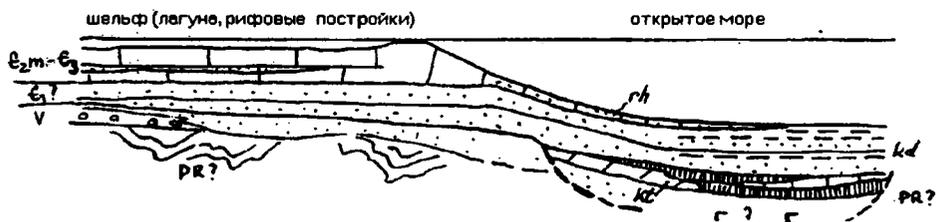


Рис. III-1. Модель западной оконечности Таримо(?) - Алайского континента к концу кембрия.

Показаны караташская *kt*, калтадаванская *kd* и рухшифская *gh* (живачисайская, кальсаринская) свиты.

ся кембрий Туркестанского хребта — назовем ее Рабутским террейном — явно проявляет больше сходства с Таримом, чем с более приближенным Каракумо-Таджикским массивом, шельф которого окончательно сформировался лишь после ордовикского рифтинга. Действительно, небольшие фрагменты известняков кембрия, обнаруженные на южном склоне Алая и далее в Восточном Алае на р. Чон-Казык, позволяют допустить первоначальное родство Рабута с Таримом, подобно связи современных Сейшельских островов с Мадагаскаром.

Между Рабутским и Каракумо-Таджикским массивами, а также на западной и северной периферии первого имеются признаки более глубоководной седиментации. Так, в Туркестанском хребте и долине Зеравшана представлена рухшифская свита (до 300 м) с косослоистыми известняками, для которой палеонтологически доказан средне-верхнекембрийский возраст. Ордовику (нижнему и среднему?) отвечают здесь известковистые алевролиты с прослоями песчаников и с кремнистыми желваками (до 280 м), которые получили наименование вардашской свиты и датированы пока что лишь находками хитинозой [Абдуазимова и др., 1983]. Сходный по типу разрез хорошо представлен также в Кызылкумо-Пуратинских покровах, где маломощный (иногда лишь десятки метров) терригенно-карбонатный кембрий рухшифского типа описан под разными названиями: это живачисайская, кальсаринская, частично шурчинская свита и известняки с агностидами Южного Нуратау, которые представляют собой одну и ту же склоновую формацию карбонатно-терригенных осадков среднего — верхнего кембрия. Она состоит из темных, рыжеватых на поверхности слоистых известняков, аргиллитов и в меньшем количестве — песчаников с хорошо окатанными обломками кремней, кварца, а также известняка; иногда отмечаются черные кремнистые прослои. Остатки трилобитов, брахиопод, хиолитов, стенотекоидов и другой скелетной фауны известны в ряде пунктов Северного и Южного Нуратау. В Катта-сае (кальсаринская свита) из них определены трилобиты майского яруса [Бухарин и др., 1985].

Выше кембрийских известковистых пород залегает алевролит-сланцевая толща с кремнистыми прослоями и стяжениями (до 100–150 м), возраст которой определен в Нуратау находками граптолитов тремадока [Абдуазимова, 1976] и аренига [Мазаненко, 1968], а на северном склоне Туркестанского хребта, в верховьях Заамина — Туркменская [Абдуллаев и др., 1987] из кремнистых и карбонатных прослоев извлечены конодонты, радиолярии, хитинозои, указывающие также на средний ордовик.

Относительно малая мощность среднего кембрия — ордовика и кварцево-карбонатный состав осадков должны быть истолкованы вместе с таки-

ми признаками, как редкость ископаемого бентоса, проявления градиционной слойчатости и тонких косослоистых серий известковистых песчаниках: последние скорее напоминают глубоководные контуриты, чем пляжевые песчаники одновозрастных отложений, например, Прибалтики. Можно полагать поэтому, что нижний палеозой описанного типа обозначает зону склона или подножия, питавшуюся обломочным и карбонатным материалом с шельфа, но более глубоководную, чем кембрий — ордовик рабутского террейна и окраины Тарима (рис. III-1).

3. Комплекс стадии раскрытия Туркестанского океана

Наряду с толщами, образованными на шельфе или склоне древних материков, южнотяньшаньский нижний палеозой содержит формации открытморского типа, образование которых так или иначе связано с разнообразным по составу продуктов вулканизмом. В герцинской структуре Букантау-Кокшаальского пояса они проявлялись как в Кызылкум-Нуратинских, так и в надвинутых на них, верхних покровных группах, особенно в Тегермачской. Нижний палеозой этих верхних покровов представлен фрагментарно. Он часто входит в состав меланжа в виде мелких отторженцев, так что стратиграфические колонки приходится здесь составлять по частям и, конечно, не всегда однозначно. Все известные выходы карбонатно-кремнисто-вулканогенного нижнего палеозоя относятся к западному и центральному секторам этого пояса, в Кокшаале они обнаружены лишь на окраине Тарима (см. выше, раздел 2.1). В пределах южного, Гиссаро-Востоальноалайского надвигового пояса нижний палеозой сходного типа известен в Зеравшано-Гиссарской области, на южном склоне Алая и местами в Восточном Алае.

Основная часть этих формаций близка к рифтовому типу и лишь местами нижний палеозой включает собственно офиолитовую серию.

3.1. Рифтовая карбонатно-вулканогенная серия Тамдытау — Южной Ферганы

Представление о рифтовой природе магматизма в Южном Тянь-Шане активно развивается [Кустарникова, 1988; Шаякубов и др., 1988; Абдуллаев и др., 1989], однако главным аргументом для него оказывается "шелловидное строение" всей области в течение палеозоя, т.е. фиксистерская исходная модель. Тем не менее поиск признаков начальной, рифтовой стадии в ее геологической истории вполне оправдан. Особое внимание при этом должно быть направлено на характеристику продуктов магматизма, их датировку и стратиграфические соотношения.

Начало магматизма, вызванного растяжением литосферы, на западе Южного Тянь-Шаня можно отнести, с некоторыми оговорками, к венду. Этот возраст предполагается для основных вулканитов и кремнистых пород с телами онколитовых известняков, вскрытых в верховьях р. Шанкол в Алайском хребте. Аналогичные им известняки аккудукской свиты Тамдытау, Северного Букантау, Северного Нуратау, иногда доломиты с первичным (линзы, прослой) и вторичным окремнением, сложенные в основном различными микрофитолитами (*Osagia*, *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur. и др.), З. А. Журавлева и вслед за ней ряд стратиграфов [Сабдюшев и др., 1969; Абдуазимова и др., 1982] также считают вендскими, или точнее юдомскими. Хронологическая ценность этих определений ставится под сомнение [Бухарин и др., 1985, 1987], поскольку онколитовые известняки залегают иногда среди песчаников с граптолитами лландейло — нижнего карадока.

Кембрийские вулканы установлены более достоверно, но их стратиграфия все же дискуссионна.

В Южной Фергане и Алайском хребте найден целый ряд небольших тектонических пластин, содержащих лавы, вулканические брекчии, известняки с археоциатами и брахиоподами верхов нижнего кембрия. Местами видно (водораздел Чиле-Абшир), что на этих породах залегают относительно маломощные (до 100 м) слоистые органогенно-детритовые известняки с прослоями вулкаников, в разрезе которых по брахиоподам и конодонтам установлены отложения среднего кембрия — нижнего ордовика, вплоть до аренига. Самый полный разрез (200 м) известняков этого стратиграфического интервала, переслаивающихся с фтанидами, обнажен в подошве Актурской единицы верхних известняковых покровов. Устанавливаемая здесь джолчийракская свита [Бискэ, 1987], несмотря на бентосный комплекс ископаемых, оказывается весьма стратиграфически конденсированной. Трилобитовые известняки джолчийракского типа в виде небольших фрагментов широко распространены в предгорьях Южной Ферганы. Подробные сведения об их биостратиграфии [Репина и др., 1975] дополнены рядом новых находок и показывают присутствие здесь амгинских, майских, верхнекембрийских и нижнеордовикских известняков — нет лишь непрерывных разрезов этих отложений. К нижнему ордовику иногда относятся сланцы с граптолитами (Шокуш-сай) и также, возможно, вулканы.

По данным Л. В. Ваниной [1990] и нашим [Бискэ, 1987], кембрийские вулканы разнообразны не только по кремнекислотности, но и по другим признакам, позволяющим различать среди них как низкотитанистые толеитовые серии, так и субщелочные, титанистые, обычные для рифтовых обстановок. Небольшие аналогичные выборки, полученные для вулкаников кембрия, включают базальты, андезиты и весьма редко дацит-риолитовые разности. Исключением, возможно, является дедебулакская свита восточной части гор Карачатыр, представленная кислыми эффузивами и туфами. Однако датировка их ранним кембрием, основанная на палеонтологических находках в известняковых линзах [Тесленко, Журавлева, 1974; Тесленко и др., 1983], может быть поставлена под сомнение из-за сложной структуры этого участка, а сами дедебулакские риолиты вместе с подстилающими их чонкойскими базальтами по петрохимической характеристике ближе к островодужным силурийским вулканикам Южной Ферганы [Ванина, 1987].

Карбонатно-вулканические образования того же типа наблюдаются в Кызылкумах, в составе Кулкудукской пластины Тамдытау, или "Аякумарской подзоны" [Бухарин и др., 1985], а также в Джетымтау — почти везде в сложной структуре, близкой к меланжу. Довольно крупные и протяженные тела известняков с ленскими археоциатами, а также их обломки находятся здесь среди щелочных эффузивов, представленных трахибазальтами, трахиандезитами, иногда трахитами, с трубками взрыва, вулканическими брекчиями и туфами елемесашинской свиты. Имеются также находки фаун среднего и верхнего кембрия. При этом высказаны крайне противоречивые представления о залегании известняков и о возрасте свиты в целом, вплоть до отнесения ее к среднему карбону. Более убедительными кажутся материалы Б. В. Ясковича и других геологов, указывающих на тесную первичную связь известняков с вулканиками.

Перечисленные вулканические серии венда (?) — кембрия весьма сходны с рифтовыми, однако присутствие в их составе нормально-морских известняков показывает, что рифт или рифты находились к этому времени в

достаточно зрелой стадии развития, близкой к красноморской. Собственно континентальный этап их раскрытия остается неизвестным.

3.2. Рифтовый комплекс Гиссаро-Восточноалайского пояса

В Зеравшано-Гиссарской области и Южном Гиссаре отмечаются признаки близкого по времени раскола древнего континента. Нижняя часть метаморфизованных пород широко развитой здесь ягнобской серии, известная как горифская толща, представлена базальтами (до 700–950 м), по составу они отвечают преимущественно толеитам, но в основании — также калиевым щелочным разностям. Предполагается [Минаев, Федоров, 1984], что эти базальты относятся к рифтовой стадии и изливались еще на сиалической коре. Возраст горифской толщи определен свинцово-изотопным методом в 583–745 млн. лет, что как будто подтверждает ее принадлежность к начальной, еще допалеозойской, стадии спрединга. Перекрывающие мощные (около 3000 м) вулкано-терригенные толщи включают как кварцевые, так и незрелые аркозо-граувакковые песчаники [Шванов, 1983]; часть яшмо-кварцитов могла представлять собой кремнистые пелагические осадки. Вулканиты верхов ягнобской серии [Шванов, 1983, табл. 4] разнообразны по кремнекислотности, имеют обычно щелочной состав и нередко высокие содержания глинозема. В. Н. Шванов относит их к островодужным сериям. Однако Е. Г. Федоров выделил из состава ягнобской серии вулканиты рифтового типа (норватская толща), перекрытые кварцевыми зинахскими песчаниками среднего — верхнего ордовика. Подобным же образом интерпретируют данные по морским терригенным и вулканическим образованиям этого возраста в Зирабулаке — Зиаэтдине и Кульджуктау [Шпотова, 1979; Бухарин и др., 1985]. Согласно наложению силура на ягнобскую серию и ее аналоги в Южных Кызылкумах легче объяснить в рамках рифтовой гипотезы, тем более что в метаморфизме ягнобской серии нет признаков проявления силурийской островодужной стадии.

3.3. Основание разреза Кызылкумской единицы

К образованиям эпохи инициального растяжения следует отнести вулканиты в подошве разреза Кызылкумской единицы. Они описаны здесь в качестве джургантауской свиты (300–1400 м), которая представляет собой чередование кварц-плагиоклаз-биотитовых, альбит-хлорит-актинолитовых, амфиболовых сланцев с примесью граната; последняя фаза метаморфизма имеет калий-аргоновый возраст 285–340 млн. лет [Мухин и др., 1985]. Иногда джургантаускую свиту рассматривают как нижнюю часть вышележащей тасказганской. Однако петрохимические данные по джургантауским и собственно тасказганским metabазальтам различны и указывают для тасказганских на принадлежность их к толеитовому ряду, а для джургантауских — на аналогию с древними траппами. Трапповые базальты встречаются, как известно, в рифтовых впадинах континентов, типа Магнитогорского триасового грабена.

Тасказганская свита включает главным образом черные кремнистые и кремнисто-карбонатные породы, в том числе онколитовые и другие водорослевые известняки и доломиты. В верхней части разреза они, по некоторым данным, уступают место метатерригенным сланцам углеродистослюдистого и альбит-кварц-слюдистого состава, образованным по грауваккам. Для всего разреза имеются многочисленные определения микрофитоцитов [Абдуазимова и др., 1976; Бухарин и др., 1985], в том числе

различных видов *Nubecularites*, *Vesicularites*, *Volvatella*. В. В. Журавлева видит в этом комплексе аналоги IV (юдомской) ассоциации микрофитолитов сибирского протерозоя, как и в случае с аккудукскими известняками; другие палеофитологи не дают столь определенных оценок и допускают возможность более молодого возраста этих образований. Строение разреза тасказганской свиты описывается также по разному: З. М. Абдуазимова исключает из него терригенные породы, считая их появление среди кремней и карбонатов следствием надвиговых смещений. Соответственно оценка мощности свиты уменьшается от 2000 до первых сотен метров. А. К. Бухарин с соавт. [1985, 1987] особо указывает на присутствие в тасказганской свите — не только в терригенных прослоях, но также в кремнистых породах и доломитах, известняках — хитинозой, акритархов и редко радиолярий, в основном раннего — среднего ордовика.* Все это заставляет пока рассматривать два варианта датировки событий: 1) тасказганская свита отвечает большому интервалу истории региона, от венда или кембрия до начала среднего ордовика, или 2) возраст свиты в основном ранне-среднеордовикский. Весьма вероятно, что тасказганская свита окажется аналогом карбонатно-кремнистой части нижнего палеозоя Среднего Тянь-Шаня (сандаляшская, шорторская свиты). Однако, в отличие от этих отложений, составляющих вместе с тиллитами венда маломощный чехол на континентальном фундаменте, тасказганские карбонатно-кремнистые породы образовались на дне рифтовой впадины, в условиях относительно замкнутого и, возможно, глубокого бассейна, с привнесом углерода мантийного происхождения [Мухин и др., 1985] в отсутствие донной скелетной фауны. Ассимиляция карбонатного вещества производилась цианофитами, обитавшими, возможно, в теплых или горячих растворах. Те же вопросы обсуждаются в связи с возрастом и строением кокпатасской свиты Букантау, которая является, судя по всему, синонимом тасказганской. По данным А. К. Бухарина, здесь наряду с протерозойскими (?) микрофитолитами известны кембрийские *Nubecularites*, ордовикские водоросли и даже конодонты *Hindeodella?* sp.

3.4. Офиолитовый комплекс в верхних тектонических покровах Букантау-Кокшаальского надвигового пояса

Кроме джургантауской — тасказганской свит Кызылкумов толситовые базальты установлены еще в двух других типах разрезов нижнего палеозоя, причем оба они относятся к верхним тектоническим покровам Букантау-Кокшаальского надвигового пояса.

3.4.1. Первый из них описан в междуречье Сох — Шахимардан по небольшим тектоническим пластинам в офиолитовом меланже ур. Сартала (см. раздел II.2.7 и рис. II-3, II-4). За вычетом более поздних интрузивных образований (Надирский силл габбро и гипербазитов) здесь обнажается последовательность базальтов океанического типа с прослоями радиоляриевых силицитов (яшм) и горизонтом железняков, общей мощностью не менее 150–200 м, которую мы вслед за Л. Е. Вишневым будем называть надирканской свитой.

Как следует из табл. III-1, нижняя часть изученного разреза представлена низкотитанистыми и высокомагнезиевыми базальтами, близкими

* Этому противоречит, однако, публикация списков микрофоссилий и проблематичных остатков из кремнисто-карбонатных пород ур. Тасказган и других пунктов [Корсаков, Абдуазимова, 1992], включающих поздние- или даже среднерифейские формы (*Chuarzia* и др.).

Таблица III-1. Средний химический состав базальтов надирканской свиты (масс.%)
(По материалам В. В. Горянова, 1980 г.)

Компонент	Нижняя часть свиты (23 анализа)	Верхняя часть свиты (24 анализа)
SiO ₂	49,44	51,75
TiO ₂	0,83	2,11
Al ₂ O ₃	12,76	14,76
Fe ₂ O ₃	3,25	3,94
FeO	6,38	7,81
MgO	11,26	5,51
CaO	12,53	8,75
Na ₂ O	2,23	4,10
K ₂ O	0,23	0,50
P ₂ O ₅	0,10	0,24
Сумма	99,51	99,47

к океаническим толеитам, тогда как верхняя часть отличается повышением содержания титана и щелочей, приближаясь к вулканическим сериям океанических островов и к девонским базальтам киргизатинской серии.

Глинисто-кремнистые пачки под надирканскими базальтами и внутри них датированы находками в яшмах радиолярий раннего — среднего ордовика [Буртман и др., 1977]. Она содержит небольшие линзы офикальцитов — конгломератов с базальтовой галькой и известковым цементом, которые должны быть результатом подводного размыва уже сформированного океанического фундамента, подстилавшего некогда ордовикские силициты: его фрагменты иногда находят в серпентинитовом меланже (см. рис. II-4, А). Таким образом, надирканские магматические события относятся уже к фазе повторного спрединга — внутриокеанического [Куренков и др., 1988] или же окраинноморского [Герман, Будянский, 1990]. Собственные материалы автора подтверждают среднеордовикский возраст надирканских титанистых базальтов и залегание их под граптолитовыми сланцами нижнего лландовери (см. рис. II-4, В).*

3.4.2. Поиски свидетельств стадии океанического спрединга были продолжены в зеленосланцевых толщах верхних покровов герцинид и принесли некоторые успехи.

Акджольская толща, представленная в Атойнакском хребте и в Алдыяр-Намаздекских горах Юго-Восточной Ферганы, образована базальтами, измененными вплоть до зеленосланцевой и субглаукофановой фаций, мощностью до 1800 м [Шванов, 1983]. Она рассматривается [Христов и др., 1986] как верхний член метаморфизованной и тектонизированной офиолитовой ассоциации, которая включает также расслоенную габбро-пироксенитовую серию и параллельные дайки. К сожалению, все эти элементы тектонически разобщены. Толща является основной частью майлисуйской серии. Акджольские metabазальты (табл. III-2) отличаются умеренным содержанием TiO₂ и пониженным против современных океанических толеитов отношением Na₂O/K₂O при среднем суммарном содержании щелочей около 3,3% (вариация в пределах 1,3–4,5%). Очевидно, эти

*Среднепалеозойские (S-D₁?) датировки верхней части надирканских базальтов [Куренков, 1983], основанные на находках радиолярий плохой сохранности и граптолитов (в сланцах из зоны тектонитов?) могут пока ставиться под сомнение, так как означали бы существование одного центра вулканизма в течение слишком долгого времени.

Таблица III-2. Химический состав metabазальтов акджольской толщи и ее аналогов, масс. %

Компонент	р. Берексу в Намаздекском поднятии (2 анализа)	р. Шинг (2 анализа)	р. Акджол (2 анализа)	р. Торпу в Алдыяре (2 анализа)	Атойнакский хр. (9 анализов) [Христов и др., 1986]
	[Шванов, 1983]				
SiO ₂	47,03	45,69	44,48	48,36	47,48
TiO ₂	1,05	1,24	1,03	0,72	1,17
Al ₂ O ₃	13,78	14,72	14,22	14,82	12,24
Fe ₂ O ₃	3,06	8,71	7,91	3,67	5,18
FeO	7,90	6,59	4,96	5,93	8,01
MnO	0,16	0,14	0,21	0,16	0,19
MgO	7,14	5,33	6,86	8,68	6,72
CaO	10,90	10,17	10,98	11,84	11,60
Na ₂ O	4,31	3,05	3,98	2,05	2,53
K ₂ O	0,17	0,50	0,47	0,34	0,44
P ₂ O ₅	0,15	0,10	0,19	< 0,10	0,05

данные должны отражать относительно большую глубину генерации базальтов и низкую скорость спрединга.

Возраст акджольских базальтов не имеет прямых определений. Предположительно процесс спрединга, с которым связано их образование, можно отнести к тому же времени, что и для базальтов Сартале, т.е. к среднему ордовика — началу силура. Залегающая выше манубалдинская свита (до 800–1500 м?) соответствует верхней части майлисувской серии, в широком понимании Е. В. Христов и сотр. [1983, 1986]. Она сложена пестроокрашенными кремнистыми сланцами с силурийскими конодонтами и содержит покровы базальтов. Вторичное преобразование этих отложений ниже, чем в собственно майлисувских (акджольских) метапородах. Е. В. Христов и А. В. Миколайчук обнаружили здесь линзы с гальками габбро-амфиболитов и предполагают перерыв в основании свиты. Вулканыты, по их данным, отвечают высокодифференцированным (железистым) разностям толеитовой серии и могли образоваться в отдельных магматических очагах, связанных с вулканическими островами. Последнее также подтверждается появлением местами большого количества известняковых тел (олистолигов?) с бентосной фауной, главным образом, кораллами дальнянского — кунжакского комплексов (S₂ld-D₁l). Острова, в таком случае, появились уже в лудлове (венлоке?). Аналогом манубалдинской свиты являются шайданская серия верховьев р. Майлису [Войтович, Ванина, 1984] и некоторые более глубоко метаморфизованные зеленосланцевые толщи того же бассейна, ранее включавшиеся в собственно майлисувскую серию, в которых удалось сделать находки среднепалеозойских криноидей, радиолярий и спикул губок.

В Южной Фергане зеленосланцевые толщи традиционно выделяются в канскую серию. Какую-то их часть можно сопоставить с акджольскими базальтами, а пестрые сланцы и силициты каиндинской свиты — с манубалдинской свитой. Однако основная мощность зеленых сланцев приходится на метатерригенные породы и вулканыты послеспредингового этапа, вплоть до девонских.

Прочие структурные единицы в пределах зеленосланцевых покровов проявляют близкий вещественный состав и строение. Маджерумская (итунусайская) свита в Северном Нуратау содержит в нижней части metabазальты нормальной щелочности (Na₂O 2,5%; K₂O 0,37–0,54%), низ-

котитанистые и низкоглиноземистые [Добрецов, 1974; Бухарин и др., 1985]. Несомненно, они аналогичны акджольским, а с другой стороны — кумбулакским метабазальтам в северной части Букантау и учкудуктауским в Тамдытау. Общей чертой этих толщ является ассоциация метабазальтов с серпентинитами. Для верхних свит (подсвит) тех же тектонических пластин типичны зеленые сланцы по грауваккам с примесью карбонатных и кремнистых пород. Метаморфизм иногда достигает амфиболитовой фации, но вверх по разрезу обычно убывает. Цифры (K-Ar) возраста маджерумских и учкудуктауских амфиболитов и зеленых сланцев, как и канских, попадают обычно в интервал от нижнего кембрия или венда до верхнего девона. С другой стороны, в терригенных породах всех зеленосланцевых свит Кызылкума имеются находки хитинозой, которые в учкудуктауской свите относятся к нижнему ордовику (З. Б. Абдуазимова, Т. Н. Новикова), а также ордовикские (?) водоросли в прослоях известняков [Бухарин и др., 1985].

На востоке области, в Атбашинском хребте, палеозойские толеитовые базальты океанического типа представлены в составе метаморфической "атбашинской свиты". Они превращены местами в эклогиты и ретроградно изменены затем в конце палеозоя до зеленых сланцев [Соболев и др., 1989].

Перечислим теперь в обратном порядке основные события, косвенно связанные с формированием Туркестанского океана.

1. К концу ордовика — началу силура завершается рифтинг и начинается формирование мелководного шельфа Каракуму-Таджикского континента.

2. К середине ордовика существует уже широкий открытый бассейн (силициты Сарталы) к югу от Срединно-Тяньшаньского континентального массива.

3. К середине кембрия Срединный Тянь-Шань и Тарим, а также Рабутская глыба (?) вступают в фазу зрелой пассивной окраины с карбонатной седиментацией на шельфах.

С учетом данных по микрофитолитам и изотопных датировок древнейших метабазальтов последнее обстоятельство делает более вероятным венд-раннекембрийский возраст Туркестанского океана. Его раскрытие было, таким образом, по времени близким к основной фазе раскола протерозойской Пангеи и образования Палеоазиатского океанического пространства.

4. Терригенный комплекс ранней океанической стадии (кембрий — нижний девон)

4.1. Флишоидные серии нижнего палеозоя

Перекрытие вулканических и кремнистых пород нижнего палеозоя мощными существенно терригенными сериями ордовика — силура указывает на процесс формирования континентальных окраин, обычный после рифтинга древних сиалических глыб и появления океанического пространства. С точки зрения геодинамики, следующей основной проблемой для анализа событий этого периода является природа источников сноса. Ее можно сформулировать иначе: с какого момента и где размыв континентов дополняется денудацией поднятий, созданных уже сжатием, т.е. островных дуг или окраинных вулканических поясов?

К ответу на этот вопрос можно приблизиться с помощью данных по вулканизму, несогласиям в разрезе и составу обломочного материала.

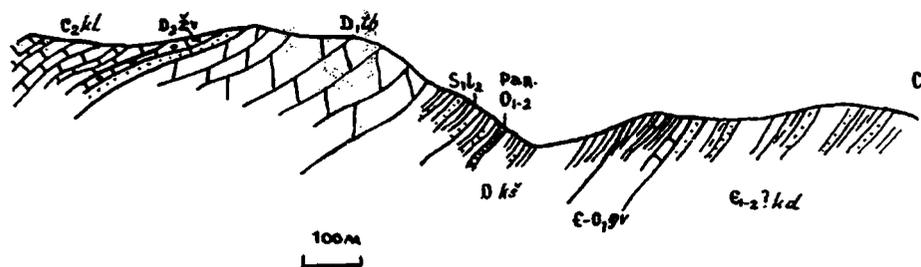


Рис. III-2. Северное крыло Меришкорского синклиналида у левого водораздела долины Джалатар-сая. Положение в разрезе калтадаванских песчаников.

Свиты: kl — кельвасайская, tl — тулебайская, kš — каракуш-сайская, gv — живачисайская, kd — калтадаванская. Рад — место находки радиолярий нижнего — среднего ордовика.

Терригенные ордовикские отложения широко распространены на западе области. Их палеонтологические датировки, однако, не везде достаточны, есть сомнения и в возрасте подстилающих карбонатно-кремнистых формаций. Согласно одним представлениям, древнепалеозойские флишоподные серии относятся исключительно к среднему — верхнему ордовику [Бухарин и др., 1985], являясь таким образом аналогами каледонского флиша в Среднем и Северном Тянь-Шане. С другой стороны, если приписывать докембрийский возраст онколитовых карбонатов тасказганского типа, то часть песчано-глинистых серий Кызылкумов, Нуратау и Мальгузара придется относить к кембрию (см. рис. III-1), считая их аналогами алтыкольской свиты Туркестанского хребта. Спорный возраст имеет, прежде всего, калтадаванская свита (1000–1500 м) кварц-граувакковых песчаников, алевролитов и битуминозных глинистых сланцев. По текстурным признакам она сложена в основном турбидитами и грейнитами. Положение в разрезе ниже известняков рухшифско-живачисайского типа (ϵ_2-O_1), с которыми песчаники могут переслаиваться (рис. III-2), и выше доломито-кремнистых отложений начальной океанической стадии позволяет представить образование калтадаванской свиты как переход к развитию континентального подножия.

Песчаники заведомого ордовика отличаются, как правило, менее зрелым составом. В Северном Нуратау к ним относится джалатарская свита, которая либо сорвана с основания и составляет отдельный тектонический покров — Джалатарскую единицу, либо залегает непосредственно на черных кремнисто-карбонатных породах (Тамерлановы ворота). Свита состоит из темных сланцев и аркозо-граувакковых песчаников (400–600 м) с редкими прослоями известковистых и силицитовых пород, очень часто с разнообразными гиероглифами. Ее возраст, по находкам радиолярий и конодонтов (материалы Р. Р. Усманова), определяется в пределах нижнего — среднего ордовика (рис. III-3). К верхней части того же разреза можно относить песчаные ритмичные отложения Катта-сая с поздне-ордовикскими *Paraorthogaptus ex gr. pacificus* (Rued.), а также, вероятно, кайскую свиту грауваккового флиша с гралтолитами верхнего ордовика, установленную в Южном Нуратау в неясных стратиграфических соотношениях, и флиш в аллоктоне Мальгузарского антиклиналида, который по находкам хитиной относится к ордовику под названием марджанбулак-

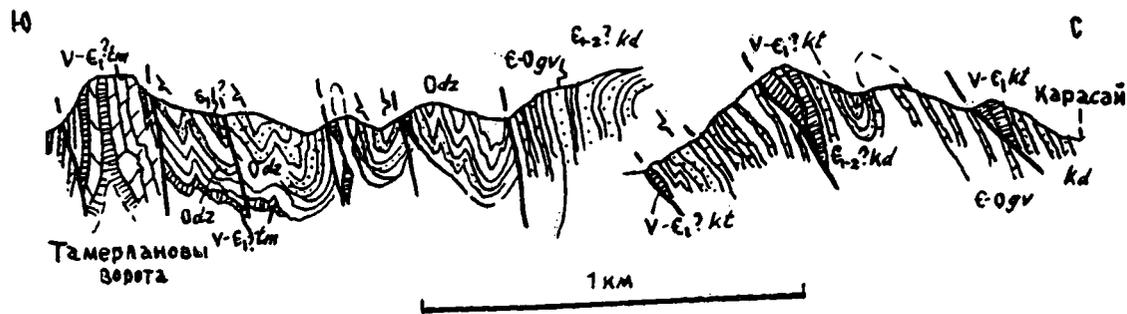
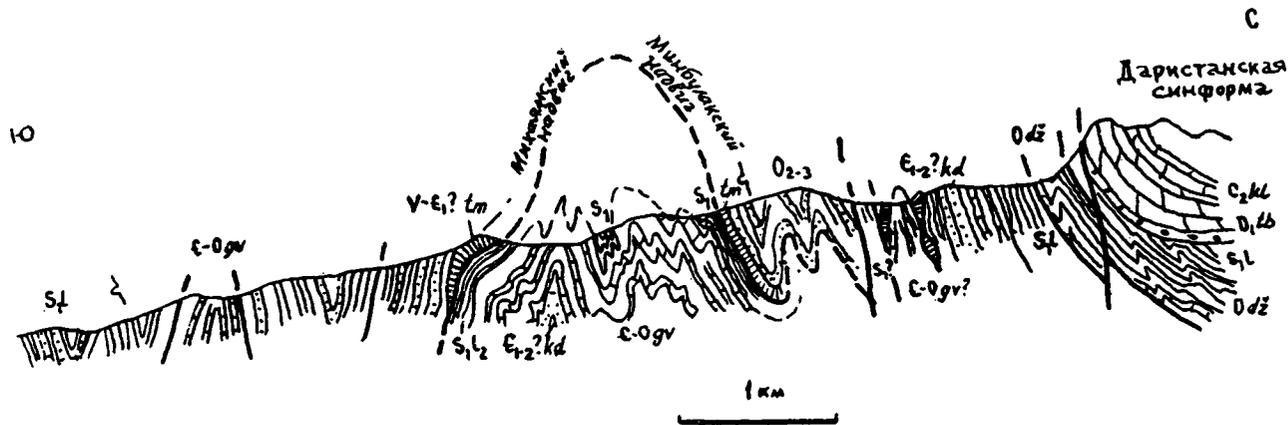


Рис. III-3. Профили по Катта-саю (вверху) и по долине р. Санзар (внизу) в Северном Нуратау (по Г.С. Поршнякову, 1983 г.).

Нижний палеозой живачисайского типа в Катта-сае тектонически перекрыт одновозрастными толщами с другим, джалатарским, типом разреза. Свиты и толщи: tm — тамерланская, kt — караташская, dz — джалатарская. Остальные местные наименования в пояснениях к рис. III-2.

ской свиты [Пяновская и др., 1986].

Широко известная и внимательно изучавшаяся бесапанская свита (серия) Кызылкумов в нижней своей части, которая залегает на карбонатно-кремнистых онколитовых отложениях тасказганской свиты и представлена углеродистыми алевропелитами, содержит раннеордовикские, по определениям З. М. Абдуазимовой, граптолиты *Isograptus aff. seducens papus* (Rued.) вместе с хитинозоями близкого возраста. Мощность ее 1000 м. Вышележащая часть разреза образована в основном кварцево-силицитовым терригенным материалом и по хитинозоям относится к среднему — верхнему ордовика. Эти отложения, мощностью 2000 м, могут еще составлять комплекс подножия пассивной окраины континента. Перекрывающие их более разнообразные по составу и окраске образования "третьей подсвиты" в схеме А. К. Бухарина и сотр. [1985], возможно, на самом деле представляют собой олистостром или даже аккреционную призму, включающую тектониты из отложений ордовика, силура (?) и подстилавших их онколитовых известняков с кремнями. Остается, впрочем, распространением и представлением о том, что тасказганская и бесапанская свиты вместе с их аналогами входят в состав докембрийского фундамента Кызылкумов — Нуратау и образуют самостоятельный (байкальский) осадочный комплекс ([Белькова и др., 1972; Ахмеджанов, Борисов, 1977] и др.). Эта точка зрения отчасти потеряла сторонников в последние годы, но еще продолжает сохраняться на основе скептицизма по отношению к бесапанским микрофоссилиям.

Фрагменты отложений среднего — верхнего ордовика в верхних тектонических покровах Нуратау-Алайских герцинид содержат также в основном песчано-глинистые породы.

Самый полный их разрез, мощностью до 370 м, известен пока что в Северном Нуратау под наименованием иланчисайской свиты [Абдуазимова и др., 1969]: это граувакки, слюдистые алевролиты и сланцы с граптолитами лландейло-карадока, а также радиоляриевые породы. Ее аналогами в более западных районах являются тайманская свита Тамдытау и грауваккосланцевые толщи с граптолитами карадока — верхнего ордовика под Кулкудукской пластиной в Северном Букантау [Бухарин и др., 1985]. Появление в последнем районе водорослевых известняков и гравелитов, содержащих в обломках изверженные породы кислого и основного состава, подтверждает усиление поднятий к концу ордовика.

Те же отложения, но меньшей мощности, с карадокскими граптолитами описаны восточнее г. Сулюкта в Туркестанском хребте, а у пос. Баул и в Алайском хребте у перевала Шют известны находки граптолитов верхнего ордовика в небольших чешуях сходных по составу пород [Риненберг и др., 1987]. В других фрагментах разреза из разных пунктов Алайского хребта получены среднеордовикские радиолярии, причем эта нижняя часть разреза отличается более силицитовым составом (пелагические условия?) и обилием вулканомиктового материала. Есть сведения о появлении в верхнем ордовике известняков с трилобитами [Репина и др., 1975].

Таким образом, несмотря на отрывочность перечисленных материалов, они подтверждают существование кембрийско(?) — ордовикского терригенного или вулканотерригенного комплекса, образованного параллельно с надирканскими офиолитами. Очевидная аналогия граувакк иланчисайского типа с флишоидно-вулканомиктовыми свитами среднего — верхнего ордовика в каледонидах Северного Тянь-Шаня и Казахстане на-

водит на мысль о появлении размывавшихся островодужных поднятий в пределах южнотяньшаньской части Туркестанского океана уже со среднего ордовика, может быть — одновременно с деформациями донадирканского офиолитового основания, а также проявлениями известково-щелочного магматизма и вероятной субдукцией на южной окраине океана, в Кульджуктау [Мухин и др., 1991].

Не будем забывать, однако, что в Южном Тянь-Шане нет интрузивных проявлений известково-щелочного ряда, которые относились бы к этому этапу, и не установлено предсилурийских несогласий. Также вероятно, что с кембрия до конца ордовика продолжают развиваться пассивные, рифтогенные континентальные окраины. Такая интерпретация предпочтительна для терригенных и вулкано-терригенных отложений Зеравшано-Гиссара, а также флишеидного ордовика северо-восточной Куруктагской окраины Тарима (см. выше, раздел 2.1).

4.2. Черносланцевые силурийские отложения

С началом силурийского периода почти совпадает смена литологического типа донных осадков Туркестанского палеоокеанического бассейна. После серо-зеленосланцевых алевролитов и песчаников ордовика в лландоверийском веке образуется характерная толща черных тонкоплитчатых битуминозных сланцев, приобретающих на современной поверхности белесо-пеструю окраску. Ранее всего эти породы были обособлены в Южной Фергане под названием сюгетской свиты [Поршняков, Миклухо-Маклай, 1955], отвечающей лландоверийскому ярусу в ныне принятом его объеме, однако позже описывались и под другими названиями. Подошва силурийских сланцев из-за повышенной пластичности оказалась, по крайней мере, в центральной части Южного Тянь-Шаня, основной поверхностью срыва герцинских покровов. Поэтому до сих пор не получено четких описаний непрерывных разрезов ордовика — силура. Подошва лландовери в непрерывном песчано-глинистом разрезе установлена лишь по данным А. И. Кима и Т. Н. Корень [Бухарин и др., 1985] в Моголтау (Срединный Тянь-Шань), однако эта последовательность относится уже к подножию Киргизско-Казахского континента.

Смена состава осадков в начале силура — событие, имевшее, скорее всего, связь с общемировой причиной, вероятно, с завершением позднеордовикского оледенения, потеплением климата, трансгрессией, и, как следствие, с ослаблением вертикального перемешивания вод в мировом океане, частью которого в это время был Туркестанский широкий пролив. Одновременно это привело и к уменьшению размыва поднятий.

Силурийская черносланцевая серия распространена по всему Южному Тянь-Шаню севернее шельфов и, вероятно, континентальных склонов Каракумо-Таджикистана и Тарима. В этой обширной пелагической области граптолитовые сланцы либо образуют непрерывную последовательность, вплоть до придола — лохкова, либо выступают как фоновые осадки, которые в различной степени замещаются и расклиниваются флишевыми песчаниками и алевролитами (рис. III-4, см. вкладку). Пелагические фации иногда содержат и кремни, обычно фтаниты. Однако чисто силицитовые разрезы силура, подобные сакмарской свите Южного Урала, почти отсутствуют: по находкам конодонтов [Куренков и др., 1988] они намечаются лишь в офиолитовых покровах Южной Ферганы.

В области Туркестанского послесилурийского поднятия и Накрут-Заминских покровов описаны наиболее полные разрезы лландовери в черносланцевой фации. Нижнюю их часть составляют лянгарская свита

А. С. Шадцинева [1970] и ее аналоги, известные под разными наименованиями. Повсеместно сланцы хорошо охарактеризованы граптолитами и обычно отличаются весьма сокращенными мощностями: полный разрез по саю Шаршара в Туркестанском хребте [Голиков, 1966] насчитывает лишь первые десятки метров отложений нижнего — среднего подъярусов вплоть до зоны *Demirastrifex triangulatus*. Почти постоянным признаком их является обособление небольших конкреций и прослоев черных кремней.

В районе Джиззака, северного склона Мальгузарских гор и восточнее битуминозно-глинистые сланцы и алевролиты с прослоями кремней свойственны не только нижней части лландовери, но распространяются кверху вплоть до зоны *griestoniensis* верхней лландовери. Эта часть разреза отличается лишь прослоями известковистых и вулканомиктовых (туфовых?) пород, очевидно, происходящих с поднятий, и в хорошо охарактеризованных граптолитами сечениях имеет истинную мощность не более 100–200 м.

Еще больший объем имеют граптолитовые сланцы сюгетской свиты в киргизской части Туркестано-Алая, которая включает и отложения самой верхней части лландовери. В них местами весьма заметна примесь вулканогенного мелкообломочного материала, привнесенного из соседних зон андезит-дацитового вулканизма. Местами многочисленны пластовые тела диабазов: большая их часть представляет собой более поздние гипабиссальные интрузии, хотя некоторые авторы находят и лландоверийские эффузивы. Сланцы содержат повышенные против кларковых в 5–10 раз концентрации ванадия, молибдена, серебра, урана. Мощность черных сланцев лландовери в любом из достоверно изученных разрезов Южного Тянь-Шаня не превышает 150–450 м [Риненберг, 1985].

Граница лландовери и венлока на небольшой площади в низовьях р. Шахимардан выражена переходом к песчанистой архакаринской свите, однако нижневенлокские песчанистые фации распространены ограниченно. Разрезы силурийских отложений, почти целиком представленные в глинистых граптолитовых фациях (турасуйская серия), распространены в восточной части Алайского хребта, Калмакасуьской зоне Восточного Алая, в Сересуйских покровах Баубашаты и в ряде покровов Кокшаальского сектора. Стратотип серии в долине Кызкурмана (истоки р. Майлису в Ферганском хребте [Риненберг, 1973]) включает темные глинистые сланцы, начиная с зоны *spiralis* лландовери и кончая приждольскими. На уровне нижневенлокской зоны *murchisoni* сланцы изредка расклиниваются пачками песчаников с вулканомиктовой примесью, что создает некоторое основание для деления серии на кызкурманскую (сюгетскую) и сересуйскую (в Южной Фергане — пульгонскую) свиты. Лудловские сланцы обычно отличаются от лландоверийских малым содержанием битумных веществ и зеленоватой окраской.

В Алайском хребте глинистый силур турасуйского типа известен в составе Тегермачского (в широком смысле) покрова, в частности по саю Пешкаут [Корень и др., 1986, 1992], в верховьях р. Хошчан и других пунктах, часто в виде матрикса глинистого меланжа, так что его колонка нигде не вскрывается полностью. Хорошо изученные фрагменты дают суммарную мощность силура в 300–700 м, что близко к соответствующим цифрам для глубоких окраинно-континентальных бассейнов того же периода (Южная Прибалтика, район Норильска и т.д.). Однако в данном случае пелагический тип седиментации устойчиво сохраняется до конца среднего палеозоя, подчеркивая субокеаническую природу бассейна.

4.3. Вулкано-терригенные серии силура — нижнего девона

Вслед за этапом стабилизации континентальных окраин и широкого распространения глинистых граптолитовых фаций в конце лландовери начинается период нового усложнения тектонических движений в регионе. Для него характерно широкое распространение песчано-глинистых отложений с примесью аллохтонного карбонатного и вулканического материала, включая разнообразные по составу лавы и туфы. Известны, хотя и ограничено, интрузии габбро-диорит-плагιοгранитного ряда. Эти особенности характеризуют обстановку материковых склонов окраинных бассейнов (морей) и островных дуг, возникавших, по-видимому, неоднократно и в разное время на обширном тогда пространстве к северу от Каракумо-Таджикского и, возможно, Таримского континентов и южной Киргизского континента (см. рис. I-3, на вкладке). В начале девона усиливается поднятие островных дуг и образуются молассовые толщи, а местами и кислые вулканиты.

4.3.1. Силурийский граптолитовый флиш широко представлен в Туркестано-Алае, Нуратинских горах, по северному склону Зеравшанского хребта, а также в тектонических покровах Южной Ферганы.

Зеравшанская флишевая серия повсеместно согласно налегает на черносланцевые отложения лландовери, возраст ее подошвы при этом непостоянный и колеблется в пределах среднего, иногда низов верхнего лландовери. Благодаря распространению граптолитов, границы серии и отдельных ее частей датированы, как правило, достаточно хорошо. Однако местные схемы стратиграфического расчленения серии различны, что объясняется как объективными трудностями работы с однородными толщами, так и принадлежностью районов распространения серии к сферам деятельности трех республиканских геологических служб.

В верховьях р. Зеравшан серия состоит из кштудакской и падасской свит [Шадчинев, 1970], которым в Северном Нуратау отвечают верхние части караташской и накрутской свит, а в Южном Нуратау — частично хатчинская, сартбулакская, тумсайская свиты [Лошкин, Мазаненко, 1969; Пяновская и др., 1986]. Детальная литологическая характеристика этих отложений [Шванов, 1985] указывает на преобладание среди них песчаных разновидностей флиша, иногда переходящих в однородные песчаники, которые по составу являются примитивными кварцевыми аркозограувакками: до 65–75% обломочного материала песчаников составляют кварц и существенно кварцевые породы, 10–30% — полевые шпаты, а также обломки порфиринов и фельзитов, более заметные в крупных фракциях. Эти свиты, примерно отвечающие объему граптолитовых зон *convolutus* — *spiralis*, следует рассматривать как наиболее древнюю часть силурийской флишевой формации Южного Тянь-Шаня, параллельную по возрасту открыто-морским черносланцевым отложениям киргизской части Туркестано-Алая. Общей чертой разреза в Нуратау и долине Зеравшана является, как правило, постепенное увеличение содержания песчаных пород к верхнему лландовери, без заметного изменения их состава. Мощность лландовери в этой фации 500–900 м, местами до 2000 м, что в 2–5 раз превышает мощность черносланцевых отложений.

Происхождение зеравшанского флиша, учитывая значительное содержание в нем вулканокластики, легче всего связывать с размывом островной дуги, возникшей к этому времени внутри Туркестанского бассейна [Шванов, 1983]. Альтернативное допущение заключается в возможности сноса материала с расположенных южнее выступов Каракумо-Гиссарского континента, либо с Рабутского блока. Однако для этих вариантов еще

труднее указать какие-либо остатки самих вулканических серий: в лландовери Зеравшано-Гиссара характерны шельфовые осадки, а в Рабуте — граптолитовые сланцы.

В венлоке и лудлове, а местами уже в конце лландовери гипотетическая Зеравшанская дуга прекратила в основном свою активность и погружалась, о чем свидетельствуют силурийские известняки (худгифская свита) осевой части Туркестанского хребта, а южнее — маломощные глинистые граптолитовые сланцы и радиоляриевые силициты палдоракской (S_{1v1-2}) и гарибакской ($Sv-ld$) свит. Еще южнее, в пределах уже Вашанской единицы, появление субщелочных оливиновых титанистых базальтов среди пелагических сланцев и радиоляритов имбефской свиты [Козарь, 1987] указывает на обстановку растяжения.

В Северном Нуратау песчанистый флиш лландовери (накрутская свита) также сменяется в самом конце века более глинистыми отложениями джазбулакской (200–1200 м), а в Южном Нуратау — алянгузской свит, для которых характерна заметная примесь известковистых и особенно вулканических, в основном, кластических пород, чаще всего среднего состава. Возраст их, по граптолитам, охватывает две верхние зоны верхнего лландовери и основание венлока. Венлокские сланцы в Туркестанском хребте по Шахристан-саю, Шаршаре включают вулканический материал в виде пепловой примеси, туфовых или туффитовых прослоев, а иногда также шаровые миндалекаменные базальты и лавы среднего и кислого состава. Песчаники содержат до 50% обломков вулканических стекол [Брежнев, Шванов, 1980], а также перемытый и плохо сортированный алевро-песчаный обломочный материал, очевидно, поступавший с внешней стороны островной дуги, и мелкий известняковый детрит.

Зеравшанская островная дуга обширнее на западе и исчезает на востоке, судя по отсутствию песчанистого флиша лландовери на южном склоне Алайского хребта и восточнее в пределах Калмакасуйской единицы (см. рис. III-4, колонки 1-4, на вкладке). Такое смещение можно истолковать, допуская расширение аккреционной призмы дуги к северу, с поглощением ею лландоверийских аспидных сланцев и одновременным размывом. Правда, отсутствие данных о силуре промежуточной Курганак-Ходжаачканской единицы и появление чисто глинистых пелагических отложений верхнего лландовери — венлока в истоках р. Шахристан заставляют рассматривать также вариант с отдельным островодужным поднятием, развивавшимся севернее Зеравшанского и после некоторого перерыва.

4.3.2. К северу и северо-востоку от Туркестано-Зеравшанской зоны лландоверийского флиша отчетливо обособляется область, в которой ритмичные песчано-глинистые и карбонатные толщи формируются позже, в венлоке и верхнем силуре, а местами и в раннем девоне.

В Туркестано-Алае (см. рис. III-4, колонки 5-7) силурийский флиш образует *абширсайскую серию*. Нижним элементом серии является архакаринская свита (S_{1v}), выделенная в числе первых литостратиграфических подразделений силура в Тянь-Шане [Поршняков, Миклухо-Маклай, 1955]. В стратотипической местности (район Кадамжая) свита представляет собой обособленное формационное тело кварцитовидных олигомиктовых песчаников, очевидно, более мелководного происхождения. Датировка его основывается на редких находках граптолитов зоны *murchisoni*. Вероятно, с архакаринской свитой может сопоставляться ритмичная песчано-сланцевая толща с граптолитами нижнего и верхнего венлока, примерно той же мощности, входящая в нижнюю часть разреза Алайской

структурной единицы в бассейне р. Сох, между ур. Селик и р. Кштут (см. рис. III-4, колонка 5). Эти песчаники, однако, отличаются от типичных архакаринских сильной вулканомиктовой примесью.

Пульгонская свита (S_{1v_2} - S_2) в стратотипической местности у пос. Фрунзенское (Пульгон) на р. Шахимардан состоит из тонких дистальных трибидитов и относится к флишеидной алеврит-глинистой формации, с подчиненным количеством песчаников. Имеются многочисленные указания на присутствие в этой свите также грубообломочных пород, олистолитовых тел вулканитов и известняков; впрочем, часто они оказываются тектоническими линзами и пластинами в зонах глинистого меланжа. Песчаники описываются как граувакки или кварцевые граувакки, в верхах разреза встречаются калькарениды и карбонатный флиш. Пульгонская свита охарактеризована граптолитами верхнего венлока, лудлова и пржидолия; сведения о присутствии лохковских граптолитов в тех же фациях нуждаются в проверке. Мощность свиты обычно 500 м; упоминаемые иногда значительно бóльшие цифры следует относить за счет многократных повторений разреза в тектонических чешуях.

Между реками Исфара и Карабулак, как установила Т. Н. Корень в 1987 г., пульгонская свита включает два уровня с преобладанием песчаников, отвечающих зонам *testis* (S_{1v_2}) и *formosus-spineus* (S_{2ld_2}), тогда как разделяющая их часть силурийского разреза отличается ритмичным чередованием глинистых сланцев с кальцилютитам. Вряд ли такой разрез устойчив на большой площади. В некоторых разрезах, например в истоках р. Абшир, свита представлена почти сплошными граувакками, достигающими 500 м мощности. С другой стороны, в практике геологических съемок пульгонской свитой в Алайском хребте часто называли существенно глинистые отложения, лишенные или почти лишенные флишевой ритмичности, которые лишь по граптолитовым комплексам могут уверенно отчленяться от подстилающих черных сланцев лландовери. Свите, таким образом, придавали значение биостратиграфического горизонта, чего желательно избежать. Появление глинистых разрезов силура в Тегермачском покрове позволяет установить северный предел распространения продуктов размыва островной дуги и переход к пелагическим фациям. Открыта морская обстановка здесь, как и в Вашанском краевом море, сохраняется затем в течение почти всего среднего палеозоя.

Верхнесилурийский, в основном лудловский, флиш сопровождает Тегермачский покров на запад в Туркестанский хребет и далее вплоть до Нуратау. В пределах Накрут-Зааминской единицы аналоги абширсайской серии представлены полимиктовыми песчаниками и алевролитами, которые несколько преобладают над глинистыми породами и сложены в существенной степени обломками алевролитов, кварцитов, полевых шпатов, со значительной примесью карбонатов; отмечались частицы вулканитов и метаморфических пород. Имеются единичные тела известняков с табулятами. Объем этих отложений, мощность которых достигает 800 м, в Туркестанском хребте отвечает аукарчегайской свите М. М. Посоховой, а также наукатсайской свите южного склона Северного Нуратау, муллмалинской (частично?) и карачатальской свитам Южного Нуратау. Находки граптолитов в этих отложениях указывают на их соответствие лудловскому ярусу в полном объеме, местами также верхам венлока и низам пржидолия.

Грубообломочные фации силура встречаются на западе области. Они описаны [Бухарин и др., 1985] в составе Дженгельдинской аллохтонной пластины гор Тамдытау, где отложения венлока — пржидолия начинают-

ся ритмичной флишоидно-конгломератовой джаманкынгырской свитой, с галькой базальтов, андезитов, фельзитов и гранитоидов. Флиш верхнего силура включает здесь пирокластический материал и прослой андезитов. Джалаирская свита в долине р. Джалаир (западная часть Туркестанского хребта) также состоит из сланцев с граптолитами верхнего венлока, граувакк и гравелитов с пачками органогенных известняков, содержащих кораллы мерикшкорского комплекса (поздний венлок — лудлов). В конгломератах здесь преобладает галька кварцитовидных песчаников и кремнистых пород с онколитами. Мощность венлокских отложений не больше 400 м, лудловских сланцев — 150 м. В кровле силура, как и в Дженгельдинской пластине, находится пачка известняков с исфаринскими (пржидольскими) табулятами, что означает переход к обстановке карбонатной платформы, скорее всего, островной.

Признаком появления карбонатных отмелей является также известняковая фация венлок-позднесилурийского склонового флиша, которая здесь уже упоминалась. Типичен в этом смысле разрез тектонических пластин гор Пшемак на р. Исфара (см. рис. II-17). Составляющие его видимое основание сурхские (по Д. А. Старшину) конгломераты, гравелиты и песчаники, мощностью 250 м, с галькой кремней, кварцитов, эффузивов риолит-дацитового состава синхронны джалаирской свите, что подтверждается и присутствием в их подошве и кровле раннесилурийских кораллов и строматопоройд [Репина и др., 1975]. Эта мелководная грубообломочная толща сменяется вверх по разрезу ритмичной известково-глинистой пшемакской свитой (300–350 м) с граптолитами верхнего венлока, лудлова и пржидолия. Карбонатно-глинистые турбидиты и контуриды того же типа описаны в Алайском хребте как курсалинская свита [Корень и др., 1986]: они включают полную последовательность граптолитовых зон названного интервала. Грубая терригенная фация нижнего венлока здесь отсутствует, а верхний лудлов и пржидолий представлены микритовыми известняками. Образование молассовидных толщ в венлоке оказалось, таким образом, эпизодом; за ним последовало погружение, а для компенсации его поступление сноса с формирующихся карбонатных отмелей оказалось недостаточным.

Фация граптолитовых сланцев с пластами рыжеватых известково-алсвро-песчанистых аллохтонных микритов, почти не содержащих ископаемых остатков, весьма характерна также для Аксайских покровов в восточном секторе области, где песчаный флиш в силуре практически не известен. Сравнительно полные разрезы венлока — пржидолия подобного типа описаны по рекам Кульджабаши (бассейн Зап. Акса), Акбайтал и др. Пачки — или скорее олистолиты? — верхнесилурийских коралловых известняков вблизи кровли разреза и здесь указывают на близость карбонатных платформ. В верхних тектонических покровах (пластины Кенсу, Чапыркорум, Джаныджер) удается наблюдать лишь сорванную верхнюю часть граптолитовой серии, для которой характерны кремнистые и вулканические прослой. Местами она включает лохковский ярус.

Не разрешен до конца вопрос о присутствии в связи с силурийскими островными дугами не только флишевых, но и олистостромовых фаций. Первоначально [Бискэ, Старшинин, 1965] автор истолковывал именно таким образом наблюдения в Сулюктинском поднятии, где глыбы кембрийских известняков оказались среди лудловских граптолитовых сланцев и песчаников. В дальнейшем [Репина и др., 1975] был показан ордовикский возраст части песчаников. Это указало на необходимость искать скорее тектонические причины образования подобных микститов — и дей-

ствительно, в дальнейшем удалось доказать, что они включают мелкие тела более молодых пород (нижний карбон) и несут следы сильной тектонической обработки, т.е. в основном образовались в связи с герцинскими покровами. Тем не менее Р. Е. Риненберг и А. В. Ждан [1987] принимают широкое развитие каледонских олистостром в позднем венлоке — лудлове, относя к олистостромам даже микститы с включениями метаморфических зеленых сланцев, граптолитовых сланцев лландовери и серпентинитов: К настоящему времени автору неизвестны глыбовые толщи с силурийским матриксом, для которых не удалось бы снять возможность их образования тектоническим (или тектоно-гравитационным) путем в позднем палеозое:

Таблица III-3. Химический состав (в масс.%) некоторых силурийских вулканических серий Южного Тянь-Шаня

Южная Фергана, г. Каратюбе, нижний силур: 1 — базальты, 2 — дациты, риодациты. Северо-Восточная Фергана, гора Суганташ, нижний силур: 3 — базальты, 4 — андезиты и их туфы, 5 — дациты. Чонкой, силур (?): 6 — базальты.

№№ п/п	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO+ +Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.
1	5	47,72	1,16	18,91	10,50	0,18	4,72	8,84	4,17	0,87	0,21	4,10
2	5	65,81	0,58	15,08	4,49	0,15	1,82	3,60	3,90	2,46	0,19	2,66
3	8	47,66	0,78	19,38	10,34	0,14	5,12	8,86	3,39	0,21	0,13	5,29
4	3	55,23	1,09	14,86	8,70	0,11	3,92	5,27	2,88	2,01	0,29	6,16
5	1	65,76	0,43	15,00	5,39	0,04	3,20	2,74	4,24	0,37	0,16	2,99
6	6	50,26	0,67	15,09	9,55	0,16	6,43	7,11	3,60	0,15	0,09	4,16

4.3.3. Несмотря на весьма значительный вклад в объем переотложеного материала, собственно вулканические и интрузивные образования венлока — позднего силура сохранились весьма ограниченно. Кроме упомянутой Дженгельдинской пластины в Тамдытау они распространены в поднятии Сангрунтау, где известково-щелочные лавы и туфы с несомненно силурийскими ископаемыми (сангрунтауская свита) ошибочно включались в состав среднего карбона. Восточнее те же породы обнаружены в различных фрагментах Тегермачского покрова (в широком смысле). Вулканиты каратюбинской свиты со стратотипом у горы Каратюбе на правом берегу р. Абшир (см. рис. III-4, колонка 9, на вкладке), общей мощностью до 600 — 700 м, представлены лавами и туфами, среди которых имеются прослои сланцев с граптолитами, включая *Cyrtograptus* sp. Изученные здесь глиноземистые базальты, дациты, риолиты по калий-натровым соотношениям ближе к известково-щелочным сериям островных дуг, чем к толеитовым (табл. III-3). Сходные, но не датированные вулканические фрагменты описаны в верховьях р. Хошчан и других пунктах Южной Ферганы, включая, возможно, упоминавшиеся выше дифференцированные вулканиты Южной антиклинали у пос. Чонкой: петрохимическая характеристика этой мощной серии позволяет считать ее происхождение островодужным [Ванина, 1990]. Вероятно, комагматичны этим вулканитам малые интрузии плагиогранитов и диоритов наукатского комплекса в Алайском хребте, возраст которых по единичным (K-Ar) определениям скорее силурийский.

Рассмотрение этих данных в целом позволяет составить картину развития внутри открытого морского пространства (пелагические фации S₁¹₃-S₂) островной дуги, вулканические постройки которой оказались быстро разрушенными.

В попытках реконструкции силурийского островодужного поднятия можно было бы пойти дальше и представить себе в качестве внешней части дуги смятые терригенные толщи нынешней Кызылкумской единицы с ее восточным продолжением до района Уратюбе. Известны данные о силурийском и даже позднесилурийском возрасте верхов бесапанского флиша, содержащего примесь среднего и кислого по составу вулканического материала [Мухин и др., 1985, 1991]. Резкое, местами угловое несогласие в основании девона Кызылкум-Нуратинских покровов заставляет внимательно отнестись к представлениям ряда авторов о додевонских тектонических покровах, надвинутых к северу: соответственно, в этом направлении островная дуга должна была наращиваться аккреционной призмой.

Возможно, удастся связать описанные явления в единую картину каледонского сокращения земной коры и закрытия флишевого бассейна. Более отчетливо эти события проявились на западе региона и гораздо слабее на востоке. Учитывая степень герцинской переработки древних структур, отметим большую гипотетичность таких представлений. Все же они могут опираться и на давно высказанную идею о ранних "инверсионных поднятиях" в Туркестанском хребте [Виноградов, 1959; Брежнев, 1981], разумеется, если не пытаться вести родословную современной антивергентной структуры Туркестанского хребта от силура или даже ордовика.

4.3.4. Рассмотрим теперь природу *силурийских песчано-глинистых и вулканических серий в восточных районах Букантау-Кокшаальского надвигового пояса*. Как уже отмечалось, седиментационный фон в пелагических силурийских отложениях и здесь составляют черные граптолитовые сланцы. Граувакковую формацию наиболее полно представляют *шалдыракские* (алабайтальские, кокбельские) *песчаники* Баубашаты в Северо-Восточной Фергане, которые залегают на граптолитовых сланцах среднего лландовери и ниже лудловских сланцев и известняков. Эта свита, мощностью до 1000 м, с отчетливо ритмичным строением, образована однородными мелкозернистыми граувакками и кварцевыми граувакками при подчиненном количестве алеврит-глинистых пород. Аналоги шалдыракской свиты имеются в перекрывающих Баубашатинскую единицу аллохтонах Сересу и Тохтобека, что показывает их первоначально широкое распространение, хотя в верховьях Сересу они иногда почти полностью замещены глинистыми фациями.

Вулканические породы присутствуют в кровле этих песчаников на р. Уюнкур и р. Карасу-Восточная. Представлены они базальтами, андезитами (?) и эксплозивными брекчиями с примесью обломков сланцев, кремней, известняков. В Баубашатинской единице вулканиты силура развиты лишь ограниченно, однако в перекрывающей Керейской пластине широко представлены на разных уровнях стратиграфического разреза. Их нижняя часть — арпатынская свита альбитофиров дацитового состава, с покровами более основных вулканитов, развитых локально в истоках р. Майлису, вероятно, отвечает изолированному вулканическому центру. Здесь же известны интрузивные проявления гранит-гранодиоритового ряда. Петрохимическая характеристика арпатынских вулканитов, полученная для другой области их проявления (южный склон гряды Суганташ), приведена в табл. III-3 (см. также рис. III-7, диаграмма а-1). Присутствие среди эффузивов прослоев граптолитовых сланцев и линз известняков с хализитидами позволяет датировать начало островодужного магматизма в Керейской единице средним — поздним лландовери. Венлокские вулканические проявления пока не установлены, зато широко представлены спилиты, туфы и вулканические брекчии с прослоями кремнистых и гли-

нистых граптолитовых сланцев верхнего силура. Они описаны в качестве карбытауской толщи [Бискэ, Риненберг, 1973] и в долине р. Караколь залегают на описанных выше силурийских грауваках, хотя в других разрезах, например в долинах Сересу и Уччата, скорее их полностью замещают. Присутствие водорослевых известняков с кораллами и банками *Conchidium* среди вулканитов верхнего силура подтверждает существование вулканических островов и недолговечных рифовых построек.

Таким образом, в силурийских отложениях Северо-Восточной Ферганы установлено сочетание разнообразных по кремнекислотности вулканитов известково-щелочного состава, интрузивных проявлений, грауваковых толщ и рифогенных известняков, характерное для островодужной области.

Вулканогенно-граувакковые толщи Баубашаты — Сересу намечают восточное продолжение Нуратау-Алайского островодужного поднятия. Будучи прослежены по простираанию верхних покровов в Алайский хребет, они в основании Талдыкской покровной пластины и в подстилающих ее тектонических чешуях смыкаются с толщей лудловских граувак, которую обычно включали в рассмотренную выше пульгонскую свиту. Толща согласно перекрывается в верховьях рек Кирккичи и Джайлису (бассейн Акбуры) каиндинской свитой (до 800 м), которая кроме граувак и сланцев содержит известняковые линзовидные горизонты с кораллами и брахиоподами верхнего силура и основания девона (кунжакский горизонт), а также проявления туфов и базальтов. Для верхней части свиты характерно сочетание радиоляриевых темных силицитов (фтанитов) и брекчий, сложенных в основном обломками тех же песчаников и сланцев. Появление этих брекчий, очевидно подводно-оползневых, можно связывать с расчленением рельефа сбросовыми уступами уже в связи с последующим растяжением перед девонскими базальтовыми излияниями.

Дальнейшее продолжение островной дуги на восток можно предполагать по составу венлок — лудловских отложений в подошве Уланских известняковых покровов Кокшаальского сектора. Вскрытые здесь аюлюторские песчаники (700–800 м) сходны с шалдыракскими, отмечена галька кислых или средних пород (р. Джаныджер, устье р. Аюлютор). Вулканомиктовые песчаники с бентосной фауной силура образуют тектоническую пластину в гряде Таш-Елю (верховья р. Аксай), встречаются в составе белькарасуйской свиты (Sv-1d) в Чирмашской единице на южном склоне Атбашинского хребта наряду с глинистыми или тонко-ритмичными флишоидными фациями. Силурийский возраст приписывается базальтам, которые описаны на р. Кекджар в Уланском хребте.

Уланская область проявлений основного магматизма в Кокшаальском секторе отделена как от Тарима, так и от склона Киргизского континента зонами пелагических, существенно глинистых фаций силура (ныне — Аксайские, Учкошконские и другие покровы). Силурийская геодинамика Кокшаала нуждается в уточнении на основе более полных данных о возрасте и особенно о химическом составе вулканитов.

4.3.5. К позднему, девонскому, этапу истории Нуратау-Алайской островной дуги относятся более *грубообломочные морские терригенные отложения* (рис. III-5) с проявлениями *кислого вулканизма* и олистостромовых фаций.

В горах Карачоку — Дауда и в районе Сымапа (Даудинская структурная единица, Туркестанский хр.) наблюдается регрессивный ряд отложений, составляющих переход от флишевых нижнесилурийских толщ через сланцы и известняки с бентосом верхнего силура к грубообломочным ниж-

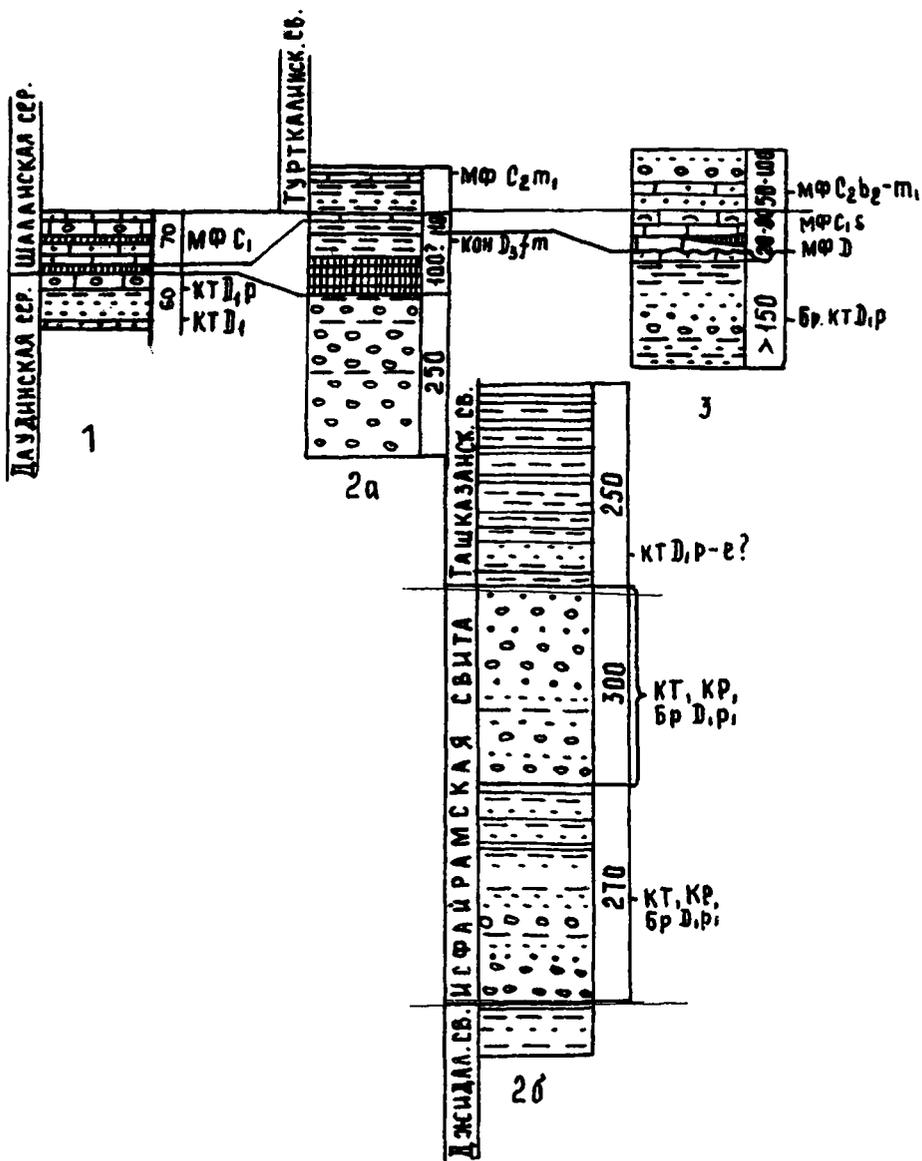


Рис. III-5. Стратиграфические колонки некоторых разрезов Чаувайского покрова.

1 — р. Исфара, левый берег выше пос. Октябрь; 2 — Джидале-Караджегачская единица: а — правобережье р. Каранглы [Зубцов, 1987], б — Караджегач-сай [Горянов, Ярушевский, 1969]; 3 — единица Деште, южный склон хр. Актур.

недевонским породам даунинской серии. Конгломераты нижнего девона, скорее всего, связаны с разрывом аккреционной призмы: они образованы гальками кварцитовидных песчаников (нижний палеозой?), микритовых известняков и фтанитов. Однако между реками Джиптык и Раут в нижней части серии встречаются в большом количестве пласты эффузивов и туфов риолит-дацит-андезитового ряда, а галька кислых и средних эффузивов содержится в конгломератах выше по разрезу. Там же есть

обломки гранитов и диоритов, возможно, относящихся к упомянутому выше наукатскому комплексу. Общая мощность серии достигает 1500 м, а местами и 2000–3000 м, из которых на конгломераты приходится до 600–800 м, на вулканы — местами до 500 м (пер. Карадаван): быстрое их выклинивание указывает на локальный характер извержений. Остальная часть разреза образована песчано-глинистыми отложениями, часто ритмического строения, и содержит облитоплаки коралло-строматопоровых известняков нижнего девона, не моложе пражского яруса.

Очень сходны с даудинской серией нижнедевонские терригенные отложения Чаувайского покрова и Катран-Юрунтузской пластины. Они согласно перекрывают алевролит-глинистую пульгонскую свиту и делятся на три свиты — джидалинскую, * исфайрамскую (аккульскую) и ташказанскую [Горянов, Ярушевский, 1969; Бискэ и др., 1974, 1980]. Джидалинская свита (до 620 м) представляет собой грубый флиш, который отличается от силурийского появлением проксимальных турбидитов с гравийными и галечными пластами, крупных известняковых облитоплак и обломков, темной окраской и присутствием растительного детрита. Сообщества наземных растений и морского бентоса в этих отложениях относятся к позднему жедину — зигену. Находки исфаринской (пржидольской) бентосной фауны в конгломератовых пачках можно было бы связывать с переотложением. Однако, поскольку первые остатки наземных растений обнаружены еще в слоях с позднесилурийскими граптолитами на правом берегу р. Шахимардан, следует скорее опустить подошву джидалинской свиты ниже девона.

Исфайрамская свита (до 570 м) отличается преобладанием конгломератов и гравелитов, которым подчинены ритмичные песчано-глинистые пачки. Известняковые включения и гальки, главным образом сложенные постройками кишечнополостных и водорослей, содержат ископаемый бентос манакского горизонта, т.е. пражского яруса. В них преобладают корковидные и желваковидные колонии табулят, специфичные для галечных фаций. Верхняя, ташказанская, свита (до 250 м) выделена лишь на левобережье р. Исфайрам и представлена в основном темными алевролит-глинистыми породами. Возможно, она относится уже к эмсу — эйфелю. Известняковые облитолиты и гальки с криноидеями эйфельского возраста, а также эмскими и эйфельскими конодонтами обнаружены в более грубообломочной алькакаринской свите, распространенной вблизи г. Кадамжай.

По вещественному составу свиты нижнего девона в Чаувайском покрове близки к их аналогам в Даудинской единице: главным образом это литовые граувакки, но иногда с большой примесью обломков калиевого полевого шпата, очевидно, вулканического происхождения.

Грубообломочные гравититы и другие моласоидные отложения нижнего — среднего девона местами в пределах Чаувайского покрова открыты отложениями D_3-C_1 пелагического типа (шаланская серия, см. рис. III-5), тогда как в Катран-Юрунтузской пластине их мелководные аналоги представлены более в карбонатной, рифогенной фации (аккульская свита D_1) и переходят вверх по разрезу в рифовую известняковую серию.

Терригенный нижний девон чаувайско-даудинского типа можно отнести к зоне подножия Нуратау-Алайского островодужного поднятия, ко-

*Название "джидалинская" иногда употребляется в широком смысле для обозначения всей серии. Кроме того, в местных схемах используется наименование "караджегачская серия" (свита), которая охватывает исфайрамскую и ташказанскую свиты.

торое к этому времени приобрело черты микроконтинента. С учетом покровных перемещений возможно, что все эти толщи образовались у северного края поднятия, максимум расчленения которого приходится на пражский век. На шельфе его нижнедевонские отложения повсеместно залегают с перерывом в основании и представлены гравелит-конгломератовыми пачками различной, но чаще небольшой мощности (Чарвак-сай в Северном Нуратау, р. Бирксу в хр. Андыген, р. Кштут в бассейне Соха), подстилающими известняковые серии мелководного, чаще зарифового происхождения.

Переходные по вещественному составу и умеренным мощностям отложения S_2-D_1 известны в Чортанги-Османджайляуской синклинали Туркестанского хребта. Для них характерно появление в подошве мелководных слоистых известняков и сланцев с табулятами и брахиоподами исфаринского-манакского комплексов (зааминская и кызокинская свиты), с замещением их по простиранию на востоке (Тюя-Джайляу) более мощными (500 – 600 м) известняково-терригенными отложениями джаськульской свиты, содержащими пеструю по составу вулканомиктовую смесь и, таким образом, почти аналогичными стратотипу даудинской серии. Ископаемый бентос джаськульской свиты, в основном табуляты и криноидеи, относится в нижней части к кунжакскому, а в основном — к манак-сандальскому комплексу. Встречаются пражские тентакулиты [Клишевич, 1973; Расчленение, 1976; Бискэ и др., 1980].

Последнему этапу существования девонской суши в Туркестанском хребте (эмс, возможно, эйфель) отвечают местами красноцветные отложения. К ним относятся песчаники и алевролиты арпапаятской свиты, представленной в Чортанги-Османджайляуской и Лаудинской структурных единицах. Свита имеет мелководное морское происхождение, содержит прослой глинистых известняков с тентакулитами и редкими остатками детрита. Западнее р. Янги-Арык известны также находки панцирных рыб и наземных растений. Имеются проявления эффузивов среднего состава [Расчленение, 1976].

4.3.6. Добраивая палеогеографическую картину силура — начала девона к северу от реконструированных островодужных поднятий (см. рис. 1-3, профиль 2, на вкладке), мы пересекаем пелагическую область (Киргизатинские и Сересуйские покровы) и находим вновь *терригенные серии в составе метаморфизованных, зеленосланцевых покровов.*

Кроме рассмотренных выше элементов офиолитовой ассоциации — акджольских и аналогичных им метатолитов, габбро и гипербазитов, а также пелагических кремнисто-глинистых осадков, зеленые сланцы канской, майлилуйской и других подобных серий содержат граувакки, иногда кварцевые или аркозо-граувакки, которые литологически и геохимически тождественны верхнесилурийским грауваккам типа рассмотренной выше пульгонской свиты [Шванов, 1983]. Палеонтологические данные, подтверждающие это тождество, скудны, но все же имеются, в частности находки спорово-пыльцевого силурийского комплекса на р. Акбура, а также радиолярий и переотложенного бентоса в верховьях р. Майлису [Войтович, Ванина, 1984].

Мелководные образования девона залегают на зеленых сланцах с размывом. В верховьях р. Майлису они выделены как намаздыкская свита и обычно начинаются горизонтом гравийно-галечных или даже валунных пород, сложенных обломками метаморфических сланцев и кварца с примесью органогенных известняков. В других случаях (р. Сартольды) эти известняки находятся прямо в основании свиты и включают коралловые

биостромы. Остальная часть разреза образована чередованием граувакк, алевролитов и глинистых известняков, иногда с крупными известняковыми линзами. Мощность не более первых сотен, часто лишь десятки или единицы метров. Ископаемая фауна представлена больше всего кораллами, которые относятся к манак-сандальскому или более молодым комплексам, вплоть до ляглянского, хотя в обломках встречаются иногда более древние, кунжакские или даже исфаринские (?), формы. Редкие находки брахиопод и тентакулитов подтверждают эмс — эйфельский возраст. В Южной Фергане подобные же образования описаны в кровле зеленосланцевой пластины на р. Шуран и в последнее время рассматриваются в составе более молодого, раннекарбонowego, олистострома [Ненахов и др., 1992]. В любом случае, однако, органогенные известняки должны были длительно (конец силура? — середина девона) формироваться на поднятии, возникшем после метаморфизма канских сланцев.

Привлекательно в этой связи следующее построение: зеленосланцевый метаморфизм и дислокации, вызвавшие угловое несогласие, происходили во внешней, аккреционной, части активной окраины Киргизско-Казахского континента. Внутренняя вулканическая дуга обозначена известково-щелочными вулканитами низов девона (андезиты; дациты, трахидациты, риолиты), широко распространенными вдоль бывшей окраины континента от Ханбандытау на западе до Бозбутау на востоке, в Северной Фергане. Мощность этих наземных серий (калканатинская и другие) не менее 1000 м. В Моголтау кислые раннедевонские эффузивы также запечатывают складчатую структуру, возникшую из ордовик — нижнесилурийских отложений прежнего континентального склона.

Таким образом, предпочтительными оказываются следующие заключения.

1. К концу силура — началу девона здесь образовалось поднятие островодужного типа (имевшее, возможно, покровную структуру?) с участием зеленых сланцев.

2. Первая фаза метаморфизма кан-майлисуйских зеленых сланцев относится к додевонскому времени.

3. На склонах поднятия до середины девона образуются и разрушаются обломочные и карбонатные породы.

Зеленосланцевый метаморфизм, происходивший при температурах 200–250°С, наложен местами на более ранние минералы глаукофановой фации [Добрецов, 1974; Бакиров, 1978]. В. Н. Шванов [1983], считая главную фазу минеральных преобразований собственно герцинской ($D_3?$ - C_2), допускает поэтому и более ранний метаморфизм. Двукратное проявление метаморфизма хорошо согласуется с наличием обломков зеленых сланцев в отложениях верхнего силура — нижнего девона [Котельников, 1987] и с разбросом результатов определений изотопного возраста зеленых сланцев канской серии, в которых максимум составляет группа цифр в 340–300 млн. лет, полученная К-Аг методом и отражающая герцинские коллизионные события, а более древние цифры по рубидию [Котельников, 1987] и свинцу из цирконов в габбро-амфиболитах [Комаревцев и др., 1987] укладываются в интервал от ордовика до начала девона.*

*Перед выходом из печати данной монографии опубликованы (Дук Г. Г. // Бюлл. Моск. общ-ва исп. природы. Отд. геол., 1995. Т. 70, Вып. 3. С. 33–39) данные о структурном несогласии между кайндинской (S_2 - D_1) и канской свитами на р. Акбура. Канские зеленые сланцы имеют здесь возраст 935 ± 60 млн. лет (Pb-Pb метод, лаборатория ИГГД).

Верхние тектонические покровы Коқшаальского сектора области содержат песчано-глинистые толщи, метаморфизованные в разной и часто в слабой степени. Шириктинская свита ($S_{1\text{v}}?D_{11}$), распространенная в Атбашинском хребте, а также по рекам Учкель и Иныльчек, состоит больше из глинистых сланцев (филлитов), переходящих в ритмичные песчано-алевролитовые пачки. Склоновое, относительно мелководное происхождение этих пород следует из частого распространения пачек и прослоев известняков с фавозитидами, главным образом, в глинистых породах. Кораллы и редкие брахиоподы относятся к исфаринскому комплексу, местами установлены более древние (дальянские, S_2) и молодые (кунжакские, D_1) отложения. Мощность до 1500–2000 м. Более песчаным составом отличается балыктинская толща, образующая верхний покров в синклиналиде Джаныджерского хребта. По единичной находке остатков растений ее относят к девону, хотя более вероятна синхронность этих отложений с шириктинской свитой.

Е. В. Христов и А. В. Миколайчук [1983] описывают шириктинские и балыктинские песчаники как кислые граувакки высокозрелого типа, сформированные в батимальных условиях на склоне Срединно-Тяньшаньского континента в связи с силурийским региональным перерывом и залегающие на metabазальтах. Петрохимическими данными это не вполне подтверждается. Однако отсутствие преддевонского несогласия и вулканитов островодужного типа, более слабая степень изменения (очевидно, одноактного позднепалеозойского?) силурийских отложений показывают, что окраина континента в ее восточном секторе оставалась в то время, скорее всего, пассивной.

4.3.7. В пределах Гиссаро-Восточноалайского надвигового пояса флишодные образования конца силура — раннего девона достоверно представлены лишь устькоксуйской свитой Иркешского покрова в Восточном Алае. Она состоит из олигомиктовых, кварц-граувакковых, иногда аркозо-граувакковых песчаников, преобладающих над алеврит-глинистыми породами, с которыми они находятся в ритмичном переслаивании. Имеются крупные язычковые гиероглифы, градиционная слойчатость и другие признаки эпизодического накопления осадков. К верхней части относятся пачки субщелочных (до щелочных) титанистых базальтов и андезибазальтов, а также туфов. Здесь же (в олистолитах?) встречаются темные органико-детритовые, глинистые известняки с разнообразным бентосом, в котором больше всего представлены табуляты лохковского и пражского ярусов нижнего девона.

Устькоксуйские песчаные турбидиты залегают на сланцах с граптолитами лландовери — лудлова, возможно, и пржидолия, т.е. заполняют раннее некомпенсированный глубоководный прогиб. Источник сноса следует искать на юге, так как севернее, в Калмакасуьской единице, одновозрастные им отложения имеют пелагический облик. Преобладание зрелого терригенного материала в песчаниках показывает, что он происходит, скорее всего, со склона Каракумо-Таджикского материка. Западнее фации континентального подножия перекрыты, вероятно, Зеравшанскими надвигами.

5. Внутриплитные и вторично-спрединговые вулканические серии девона

Вслед за первым островодужным этапом, а местами одновременно с ним в южнотяньшаньском океаническом пространстве и на его окраинах происходила вулканическая деятельность, указывающая на обстановку растяжения.

Вулканические, в основном базальтовые, толщи Букантау-Кокшаальского пояса известны главным образом в покровах киргизатинской группы, где относятся к раннему — среднему девону (рис. III-6, см. вкладку).

Средне-верхнедевонские базальты распространены на востоке Южного Тянь-Шаня в разрезах карбонатных платформ, входящих в состав Бабашатинского, Уланского, Борколдойского и некоторых других покровов. В южном надвиговом поясе базальты, примерно синхронные киргизатинским, представлены слабее и известны главным образом в Восточном Алае и Кызылкумах.

5.1. Первый вулканический цикл: киргизатинская серия и ее аналоги.

Киргизатинская серия (D_{1-2}) наиболее развита и изучена в стратотипической местности — синформных структурах Аравана и Талдыка. В многих случаях, когда подошва серии не имеет тектонических срывов, наблюдаются подстилающие базальты силурийско-лохковские отложения, которые имеют непостоянный состав и мощности. Иногда это фтаниты конденсированного типа, которые близ пос. Учкурган включают интервал от лландовери до лохкова или прагиена [Куренков, Перфильев, 1987]. Чаще их место занимают флишoidные толщи (пульгонская свита и ее аналоги), а началу базальтовых излияний предшествует образование мелководных известняков, оползневых и эксплозивных брекчий в сочетании с фоновыми фтанитами и радиоларитами (каиндинская свита). Базальтовая серия, таким образом, наложена на различные по предшествующей истории участки морского, в целом глубоководного бассейна (см. рис. III-6, на вкладке).

Киргизатинская серия состоит в основном из двух типов вулканогенных пород — покровов собственно базальтов, подушечных и трубчатых, и того же состава брекчий или конгломератов, переслаивающихся с мелкообломочными вулканокластическими пачками. Образование последних можно представить как результат подводных вулканических взрывов, происходящих в потоках базальтовых лав на сравнительно небольших глубинах. Появление градационной слоистости и значительной местами примеси обломков рифогенных известняков заставляет принять возможность образования при этом потоков типа лахаров, но скорее на подводных частях вулканических построек. Вулканические турбидиты иногда включают прослойки фоновых силицитов.

Соотношение обломочных и лавовых пачек в разрезах серии очень изменчиво, и выделение первых в яшскую, а вторых в вышележащую араванскую свиту довольно условно. В основании серии местами различают еще одну лавовую свиту — баткенскую [Додонова и др., 1984]. В наиболее полных разрезах бассейна р. Кирккичи, где общая мощность серии превышает 3000 м, наблюдаются преимущественно подушечные и массивные лавы.

Базальты киргизатинской серии однородны и представлены оливиновыми и двупироксеновыми разностями, иногда с долеритовой или диабазовой структурой. Встречаются также пикробазальты и пикриты. Почти повсеместно лавы миндалекаменные. Зеленокаменное их преобразование не столь значительно и выражено неравномерной альбитизацией или карбонатизацией. По химическому составу (табл. III-4) киргизатинские базальты относятся к толеитовой серии, хотя отличаются повышенным в сравнении с океаническими толеитами содержанием TiO_2 (в среднем более 2%) и общей щелочностью (3–4%) при натровой специализации (отно-

Таблица III-4. Состав (масс.%) некоторых девонских базальтов Ферганы и Кокшаала (содержания пересчитаны на сухую породу)

Нижний девон и эйфельский ярус: 1 — Киргизатинская серия D₁-D_{2ef}, междуречье Чиле-Кирккичи, Алайский хр.; 2-5 — карванкульская свита, истоки р. Коксу, Восточный Алай (из 4 пунктов); 6 — южный склон хр. Алаштау, Северо-Восточная Фергана; 7-8 — кайнарская свита, западная часть Джаныджерского хр. (из 2 пунктов). Живетский ярус: 9 — босоготашская свита, горы Баубашата, р. Аккурган; 10 — текелицорская свита, р. Учкель и юго-восточная часть хр. Акшийрак. Фаменский ярус: 11 — ашусуйская свита, р. Ашусу, хр. Борколдой; 12 — то же, р. Пикертык.

№ п/п	Число анализиров	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	281	48,30	2,22	14,05	5,29	7,01	0,15	8,05	10,47	2,99	0,63	0,29
2	5	49,46	2,40	14,63	8,61*		0,15	5,78	12,81	3,24	2,21	0,39
3	5	49,24	1,80	15,44	12,23*		0,22	8,49	10,41	3,62	0,17	0,15
4	10	48,80	1,33	14,86	12,78*		0,15	7,98	11,01	2,90	0,08	0,10
5	4	48,75	2,13	14,37	10,93*		0,19	6,46	12,57	3,74	0,55	0,24
6	23	46,25	2,81	14,07	5,74	7,00	0,18	5,47	10,80	3,92	0,43	0,35
7	24	50,03	3,09	13,01	4,74	8,62	0,23	7,22	7,36	2,15	1,00	0,35
8	17	49,69	2,37	14,14	2,81	9,58	0,17	8,07	8,83	3,15	0,83	0,29
9	11	47,56	2,20	15,12	7,20	6,40	0,15	5,29	7,55	3,91	0,81	0,25
10	25	47,07	1,96	16,84	12,32*		0,15	7,48	7,38	4,22	1,77	0,44
11	18	47,38	1,69	13,23	6,21	5,81	0,15	6,17	13,28	2,71	0,53	0,26
12	8	48,15	2,10	15,05	12,57*		0,15	6,71	8,59	5,48	0,71	0,47

* FeO+Fe₂O₃.

шение $\frac{Na_2O}{Na_2O+K_2O}$ чаще всего 0,7-0,9). Общая железистость довольно постоянная, что отражается в компактном расположении точек на диаграмме АФМ (рис. III-7) и подчеркивает однородность состава серии. Некоторые разрезы серии включают субщелочные базальты с более высоким содержанием титана, фосфора и калия [Додонова и др., 1984; Абакумова, 1992], а собственно щелочные базальты на р. Киргизата, согласно материалам С. И. Белова, приурочены к верхам серии.

Киргизатинская серия вмещает также многочисленные дайки и силлы комагматических диабазов, долеритов, иногда габбро-перидотитов и пикритов, которые указывают на ее образование в условиях заметного растяжения — "рассеянного спрединга", как называют его С. А. Куренков и А. С. Перфильев [1987], обращая при этом внимание на существование разных по возрасту генераций даек и на проявление, хотя и не частое, повторных магматических инъекций по трещинам (дайка в дайке). В типичных разрезах среди вулканитов представлены также органические кораллобрахиоподовые известняки, образующие пачки биостромового типа на отдельных уровнях разреза.

Все указанные признаки позволяют представить область образования киргизатинской серии как подводное, но не очень глубокое вулканическое плато или широкую гряду с отдельными шитовыми конусами, достигшими уровня моря и покрытыми в отдельные периоды рифовыми постройками. В более общем плане эта область была ограничена с севера островной дугой в области будущих зеленосланцевых покровов, а на юге примыкала к Ош-Уратюбинской карбонатной платформе. Явно вторичное (базальты поверх осадков!) происхождение этой окраинно-морской впадины и тип ее магматизма, более близкий к внутриплитному толейтовому, чем к островодужному известково-щелочному (см. рис. III-7), по-

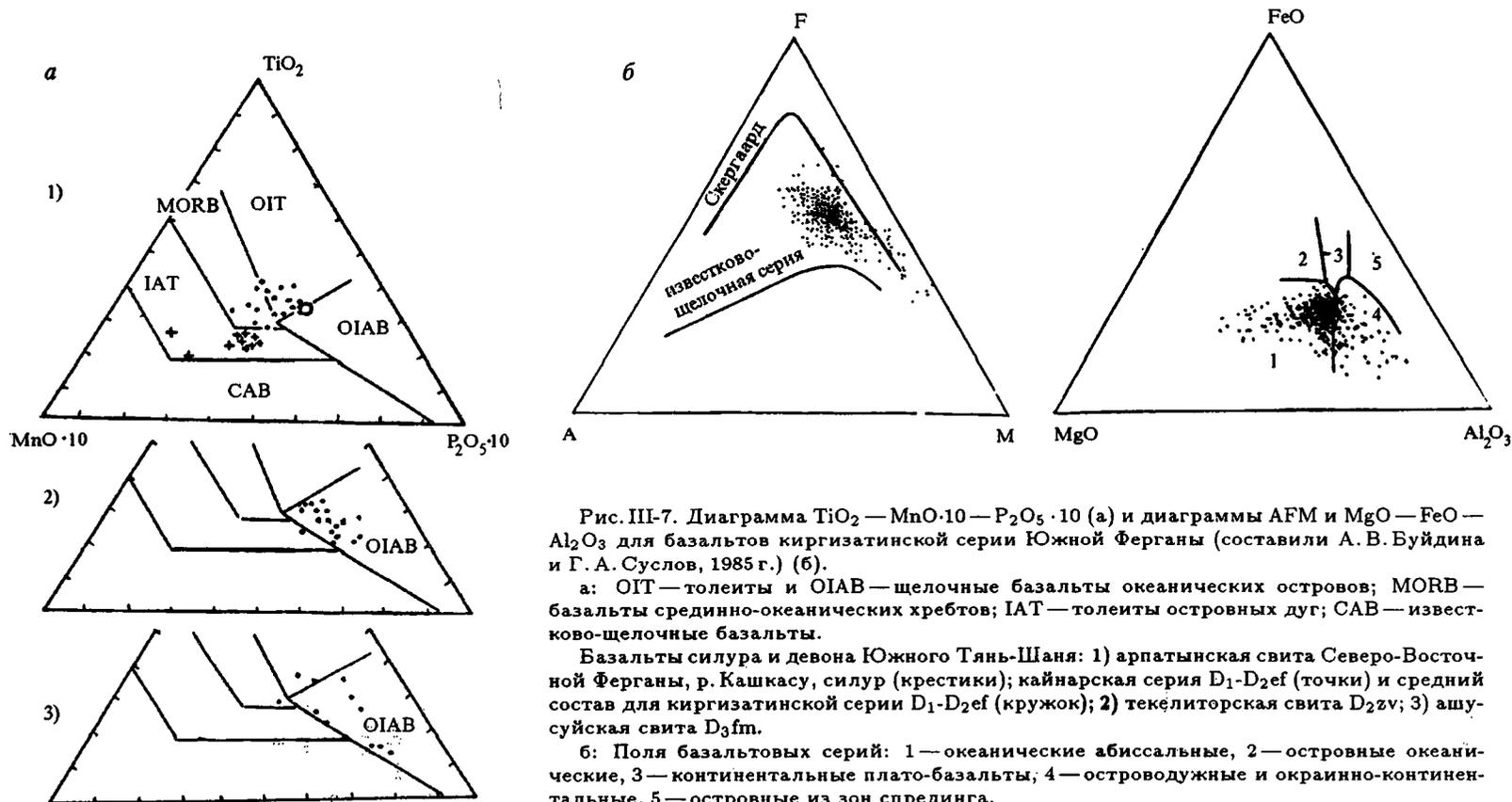


Рис. III-7. Диаграмма $\text{TiO}_2 - \text{MnO} \cdot 10 - \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 10$ (а) и диаграммы AFM и $\text{MgO} - \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ для базальтов киргизатинской серии Южной Ферганы (составили А. В. Буйдина и Г. А. Суслов, 1985 г.) (б).

а: OIT — толеиты и OIAB — щелочные базальты океанических островов; MORB — базальты срединно-океанических хребтов; IAT — толеиты островных дуг; CAB — известково-щелочные базальты.

Базальты силура и девона Южного Тянь-Шаня: 1) арпатынская свита Северо-Восточной Ферганы, р. Кашкасу, силур (крестики); кайнарская серия $D_1 - D_2ef$ (точки) и средний состав для киргизатинской серии $D_1 - D_2ef$ (кружок); 2) текелиторская свита D_2zv ; 3) ашусуйская свита D_3fm .

б: Поля базальтовых серий: 1 — океанические абиссальные, 2 — островные океанические, 3 — континентальные плато-базальты, 4 — островодужные и окраинно-континентальные, 5 — островные из зон спрединга.

звояет видеть в ней аналог некоторых вулканических поднятий западной части Тихоокеанского бассейна, за пределами вулканических дуг.

В истории базальтового магматизма Юго-Восточной Ферганы довольно приближенно намечаются три фазы, каждая из которых заканчивается образованием пачек рифогенных известняков. Судя по комплексам ископаемого бентоса, более древние из этих известняков относятся к пражскому, — элиховскому ярусам (манак-сандальский комплекс), более молодые тяготеют к верхнему эмсу (кайчисайский — ляглянский комплексы), а в верхней части серии присутствуют известняки эйфельского, в узком понимании, и низов живетского яруса. В верховьях р. Киргизата эти последние образуют крупную, мощностью до 400–500 м, куруганскую линзу (свиту). В силицитовых прослоях обнаружены девонские конодонты и радиолярии, однако при отсутствии известняковых тел расчленение и датировка серии пока что почти не удаются.

Средний палеозой киргизатинского типа заканчивается пелагическими силицитами и известняками ходжагаирской свиты (D_2-C_1), что отражает этап максимальной трансгрессии и погружения киргизатинских гайотов после прекращения вулканизма.

Область распространения киргизатинских базальтов и их аналогов протягивается вдоль всего Южного Тянь-Шаня. В Северном Букантау (единица Кулкудук) базальты нижнего — среднего девона включают известняки с криноидеями и строматопорами [Буртман, 1973] и, по видимому, еще не окартированы из состава тубабергенской свиты, которая объединяет их с перекрывающими карбонатно-терригенными отложениями, содержащими остатки серпуховских или башкирских гониатитов [Бухарин и др., 1985]. Подобным же образом обстоит дело со стратиграфией вулканогенных толщ Сангрунтау — Дарбазы и Сентябсая — Шаваза в Северном Нуратау. С учетом данных К. К. Пяткова, Р. Р. Усманова, О. А. Старцева, Г. С. Поршнякова оказывается, что часть вулканических толщ этого района является силурийской или даже ордовикской. Однако другая часть, не имеющая с первой стратиграфических контактов, охарактеризована кораллами нижнего девона в прослоях обломочных известняков. Находки серпуховских гониатитов, а также конодонтов верхнего девона или нижнего карбона привлекаются к датировке вулканитов, но, возможно, характеризуют тектонические чешуи из перекрывающих образований. Тектоническое сдвоение вулканического разреза и появление чешуй ходжагаирских известняков с гониатитами среди базальтов известно в аллохтонных останцах Сулюкты и Тохтабуза в Туркестанском хребте, которые нередко поэтому рассматривались как верхнепалеозойские, нормально залегающие над известняками среднего палеозоя.

Латеральные соотношения киргизатинской серии лучше наблюдаются в Северо-Восточной Фергане. Сокращенный в мощности (0–500 м) и переходный к пелагическому вариант разреза представляют айрыташская свита в Керейском покрове верховьев р. Майлису и ее аналоги в Атойнакском хребте. Свита налегает на сланцы и известняки с дакриоконаридами лохковского и пражского возраста и содержит как четко выраженные горизонты, так и обломки бентогенных известняков, главным образом эмса и эйфеля. Кроме базальтов значительную часть свиты составляют вулканогенно-обломочные породы с карбонатной примесью и пестрые яшмовидные радиоляриевые силициты, которые в наиболее сокращенных разрезах почти полностью вытесняют вулканические образования. С другой стороны, наибольшая, до 2000 м, мощность наблюдается в долинах рек Майлису, Куровес и в Алашской пластине, где толща базальтов, с

редкими проявлениями пикритов, почти тождественна по составу стратотипической киргизатинской серии (см. табл. III-4).

Вулканический разрез южного склона хр. Алаштау имеет признаки более глубоководных условий образования: здесь мало миндалекаменных пород, гиалокластитов и нет известковых пачек. Как и в рассмотренных выше случаях, залегание в его кровле известняково-кремнистых пород с фораминиферами нижнего карбона послужило основанием для распространения этой датировки на всю эффузивную серию (Г. В. Иванов, [1976], а также детальные геологические карты ряда авторов). Однако в Алаштау можно видеть и более мелководные разрезы, в которых базальты включают известняковые пачки с бентосом нижнего девона или эйфеля. Единицы Алаш и Куровес демонстрируют также перекрытие базальтовой серии известняками, образующими прерывистую и маломощную мелководную толщу живетского — серпуховского яруса. Эта толща, близкая к куруганским известнякам р. Киргизата, указывает на возможность компенсирующего осадконакопления после конца киргизатинского магматического цикла, с образованием на вулканическом цоколе известняковой платформы. Мы видим, таким образом, фрагменты палеогеографической картины вулканического поднятия с известняковыми банками и атоллами на вершине и склонами, переходящими в глубоководную область, покрытую кремнистыми и вулканокластическими маломощными осадками, — картины, стертой в среднем карбоне герцинскими надвигами.

Некоторые разрезы айрыташской свиты между истоками рек Майлису и Сересу включают также пачки с вулканитами риолит-дацитового состава и известняками с брахиоподами и кораллами эмса. В том же районе, но уже в составе Баубашатинской структурной единицы находится садкейская контрастная толща дацитов и базальтов (400-600 м), развитая локально в верховьях р. Караункур и замещающая известняки эйфельского возраста, которые образуют пласты эффузивов.

Во многих отношениях подобна ей более мощная (2000 – 2500 м) кайнарская серия базальтов, риолитов и вулканических брекчий эмса — эйфеля, изученная в Джаныджерском хребте. Кислые вулканиты составляют до 20% объема серии. Распределение в них редких элементов, а также спектры РЗЭ показывают, что кислые породы лишь в незначительной мере могут быть дериватами базальтовой магмы, а в основном образовались за счет контаминации ею осадков зрелого континентального типа или скорее гранито-гнейсового основания. Петро- и геохимическая характеристика кайнарских базальтов подтверждает принадлежность их к внутриплитному типу, очевидно, внутриокеаническому, поскольку риолит-базальтовые вулканические постройки р. Кайнар находятся и сейчас в окружении девонских пелагических (кремнистых, туфо-кремнистых) фаций с небольшими проявлениями основных вулканитов [Бискэ, Табунс, 1991].

Базальты ташрабатской свиты, распространенные в Атбаши-Тигерекском районе Кокшаала, и их аналоги в бассейне р. Сарыджаз залегают на песчано- и известково-глинистых осадках силура и датированы, не вполне надежно, концом силура — началом девона. Они отличаются от кайнарских лишь незначительным сдвигом химического состава в сторону абиссальных толеитов. Возможно, это ранняя по возрасту и слабо дифференцированная часть кайнарской серии: кислых разностей она не содержит. Базальты близкого возраста еще восточнее описаны в Каиндинской покровной единице бассейна р. Сарыджаз и прослеживаются далее, по материалам китайских геологов, в Восточном Тянь-Шане.

Базальтовый магматизм в южном поясе герцинид проявлен значитель-

но меньше. Параллельно с киргизатинской серией образовались близкие к ней по составу вулканы карванкульской свиты, входящей в колонку Иркешского покрова на Восточном Алае (см. рис. III-6, колонка 7, на вкладке). Строение этого разреза однотипно с киргизатинским: базальты следуют во времени за карбонатно-вулканогенной формацией (S_2-D_1) и столь же согласно перекрываются кремнистыми сланцами (D_3-C_1), достигая наибольшей мощности около 1000 м. По химическому составу (р. Коксу, см. табл. III-4) они близки к толеитам, либо отличаются повышенными содержаниями Na_2O и TiO_2 ; иногда, как и в верхах киргизатинской серии, отмечается переход к трахибазальтам. Некоторым разрезам свойственно преобладание гиалокластитов, встречаются прослои силицитов и известняков с бентосом пражского — эйфельского ярусов.

Прослеживая карванкульские вулканы на запад, можно указать на проявления базальтов как толеитового типа, так и щелочных ($Na_2O + K_2O$ до 7%), титанистых базальтов (дараутская, джекендинская толщи) в нижнем и среднем (?) девоне низовьев р. Коксу на южном склоне Алайского хребта в пределах Калмакасульской единицы [Пай, 1991] и небольшие пачки сходных по составу базальтовых лавобрекчий и туфов дархской свиты на левобережье р. Зеравшан [Козарь, 1987]. Продолжение этой зоны ограниченного ранне-среднедевонского растяжения дальше к западу зависит от более надежных доводов в пользу девонского возраста metabазальтов китармайской свиты в Зиатдинских горах. Пока что [Бухарин и др., 1985] к этой свите отнесены явно разновозрастные и неоднородные по составу отложения.

5.2. Второй вулканический цикл

Вулканические серии второй половины девона распространены иначе и отражают смещение центров базальтовых излияний в сторону уже сформированных к этому времени карбонатных платформ. Основная область их проявления представлена ныне в Баубашата-Уланских и Борколдойских покровах.

В центральной части региона лишь разрезы алайского типа включают незначительные проявления щелочных туфов и эффузивов разнообразной кислотности — от базальтов до кварцевых порфиров. Они известны в живетских отложениях Сох-Шахмарданского междуречья под названием урусайской свиты [Ненахов, 1985] и не превышают по мощности 460 м, быстро выклиниваясь по простиранию. Прослежена их связь с субвулканической интрузией щелочных гранитоидов. Заметного влияния на развитие Алайской карбонатной платформы магматические события этого времени не оказали.

Базальтовый вулканизм Баубашаты — Улана также относится в основном к живетскому веку, хотя его затухание, по некоторым данным, продолжается в раннефранское время (см. рис. III-6 (на вкладке), III-7 и табл. III-5, на вкладке). Вулканы Уланского хребта известны под названием текелиторской свиты, которая по хронологическому интервалу (нижний эмс — живет) шире босоготашской свиты (D_{2zv}), выделенной в Баубашате. Базальты обеих свит переслаиваются с амфиболовыми известняками, мощность их колеблется от 100 до 1500–2000 м. Лавовая фация заметно преобладает над вулканокластической. Базальты чаще плагиофировые, с псевдоморфозами по оливину и ортопироксену. Они отличаются субщелочным составом при отношении $\frac{Na_2O}{Na_2O+K_2O}$ в пределах 0,6–0,9.

Наиболее поздние вулканические проявления известны в разрезе Борколдойского покрова. Здесь сохранились главным образом фаменские ба-

зальты ашусуйской свиты [Бискэ и др., 1985], которые на южном склоне хр. Борколдой отделены слоистыми мелководными амфипоровыми известняками франского яруса от подстилающих живетских вулканитов. Петрохимические материалы по фаменским базальтам Борколдой (см. табл. III-4 и рис. III-7) указывают на их близость к киргизатинским (D_{1-2}), при более заметном щелочном уклоне.

Живетский вулканизм, как и более ранний, проявился не только в карбонатных платформах, но и в зонах склонового и пелагического типа, ранее не компенсированных осадками. Максимум таких проявлений установлен в Ортосуйской единице южнее известняков хр. Сарыбелес (см. рис. II-21). Представленная здесь вулканическая ортосуйская свита имеет непостоянную мощность, от первых сотен до 1400 м. Обычное для описываемой формации сочетание вулканитов с пачками кремнистых пород и известняковыми биостромами, которые сопровождаются шлейфами обломков и сами содержат примесь вулканокластического материала, позволяет датировать свиту живетским веком по остаткам бентоса (кораллы, амфипоры, брахиоподы). Колонка Ортосу (см. рис. III-13, колонка 7, на вкладке) показывает, что вслед за быстрым ростом вулканических конусов, с известняковыми рифами на склонах, наступает перерыв, после которого лишь в конце нижнего и среднего карбона образуется пачка карбонатных и обломочных пород, налегающая на вулканиты с размывом. В других тектонических чешуях (Тез, Ишигарт, Учкошкон) с сокращенным разрезом среднего палеозоя девонские вулканические породы представлены обломочными пачками малой мощности, которые залегают на пелагических кремнисто-сланцевых породах. Иногда они сочетаются с известняковыми конгломератами и образуют вместе с ними особого вида олистостромы, которые обозначают, очевидно, край карбонатной платформы с вулканическим основанием. Подобного типа фаменская (по фораминиферам) грубообломочная толща вскрывается на р. Акташ в бассейне Акшийрака.

На геологических картах и в некоторых публикациях [Брежнев и др., 1970] значительная часть базальтовых и вулканогенно-обломочных толщ Кокшаальского сектора отнесена к карбону, вплоть до московского яруса. Мы убедились, однако, что здесь, как и в более западных районах Южного Тянь-Шаня, каменноугольные отложения создают лишь осадочный чехол на вулканических образованиях, который в результате надвиговых сдвоений образует среди них тектонические чешуи.

Девонская базальтовая формация Южного Тянь-Шаня, как мы видим, рассредоточена в пространстве и времени, входит в колонки различных палеогеографических зон. По преобладающему химическому составу она типична для "горячих точек", которые, как известно, могут быть наложены на океаническую, окраинно-морскую и континентальную кору. Локальные проявления бимодальных серий типа кайнарской, в которых кислые вулканиты нельзя считать мантийными дериватами, как будто указывают на возможность продолжения в девоне рифтового процесса с растяжением континентальных окраин. К подобным построениям склонны, например, некоторые ташкентские петрологи [Шаякубов и др., 1988]. Можно вспомнить и о широком проявлении рифтогенеза, особенно в конце девона, на материках севера Евразии. Однако повсеместное, насколько это удалось наблюдать, налегание базальтов на морские, в том числе склоновые и даже пелагические осадки, отсутствие в их подошве формаций, типичных для континентальных рифтов (наземные молассоиды, эвапориты), заставляют искать иные модели. Скорее всего, мы имеем дело с областью вторичного растяжения и роста вулканических построек

(поднятий, плато) на уже сформированной коре океанического типа с погруженными континентальными фрагментами (см. рис. I-3, профиль 3, на вкладке).

В начале девона этот вторичный спрединг был более активным, сочетался с субдукцией на окраинах бассейна и образованием там вулканических серий островодужного типа. Вторая половина девона — время затухания вулканического процесса: его продолжение до конца фамена отмечено лишь на востоке области. Вопреки предварительным обобщениям, [Клишевич, Цветков, 1982], общая эволюция базальтовых серий в девоне происходит не в сторону островодужного типа, а отражает лишь некоторое увеличение щелочности (глубинности?) магмы в ходе развития внутриплитного магматизма. Продолжение базальтовых излияний в начале карбона сомнительно. Они прекратились почти одновременно с появлением первых признаков герцинского сжатия — образованием маргужорско-терекского флиша (C_{1t-v}) и окраинных вулканитов Каракумо-Гиссарского континента.

6. Карбонатные серии внутриморских отмелей (карбонатных платформ)

Отложения этого формационного типа в Южном Тянь-Шане представлены весьма полно и повсеместно, а их образование растягивается на срок от конца раннего силура до начала ранней перми.

Общее расположение относительных поднятий, возникших в среднем палеозое внутри океанического пространства будущего Южного Тянь-Шаня, вытекает — к сожалению, не вполне однозначно — из сделанного выше анализа структуры надвиговых поясов. Эти поднятия могут рассматриваться как карбонатные платформы, аналогичные современной Багамской банке, мезозойским и кайнозойским Бриансонской или Гавровской зонам Альпийского пояса. Принимается, что тектонические пластины с пелагическими кремнистыми осадками, разделяющие ныне известняковые покровы друг от друга и от сходных с ними карбонатных серий материковых шельфов, в целом сохранили свое первоначальное относительное расположение и обозначают глубокие проливы между известняковыми отмелями. (см. профиль 3 на рис. I-3, а также рис. II-2, оба рисунка — на вкладке).

Карбонатные формации этих платформ, как и образуемые ими вертикальные ряды, можно свести к немногим типам в зависимости от преобладания лагунных, рифоидных или склоновых (предрифовых) отложений. Конечно, реальное разнообразие колонок, отражающее смещения фациальных зон во времени, значительно больше.

Начнем рассмотрение карбонатных серий с лучше изученных западных районов. Палеогеография карбонатных отмелей с учетом покровных перемещений может быть изображена следующим образом. Основная часть карбонатных отложений на западе Южного Тянь-Шаня относится к четырем зонам. Северная из них представлена в покровах Меришкор-Уланской группы и в прошлом занимала наиболее "мористое" положение. В среднем палеозое здесь резко преобладают чистые известняки. Южнее, отделяясь некомпенсированными участками, находилась Нуратау-Алайская карбонатная платформа, более обширная, часто покрывавшаяся мелководными лагунными осадками. Третья отмель соответствует Туркестанскому поднятию, и лишь четвертая, отделенная от нее Вашан-Калмакауским проливом, может рассматриваться как собственно шельф Каракумо-Таджикского континента. К западу, на террито-

рии Узбекистана, границы между отдельными карбонатными платформами теряются.

6.1. Карбонатные разрезы и палеогеография Ош-Уратюбинского покрова

В составе Меришкор-Уланской группы этот покров, отдельные пластины которого представлены в Нуратау и Туркестано-Алае, к настоящему времени изучен полнее других. Различия в строении карбонатных серий, главным образом, в девонской их части, позволяют наметить определенные зоны первично существовавшей карбонатной платформы, представленные ныне, как уже отмечалось в гл. II.2.10, тремя типами разрезов (табл. III-5, см. вкладку).

6.1.1. Разрезы *шахимарданского типа* относятся, вероятно, к краевым зонам карбонатной платформы. Сформированная здесь колонка (рис. III-8, см. вкладку) отличается преобладанием обломочных предрифовых фаций известняков, с примесью терригенного материала, которые могли образоваться на склоне поднятия или у его подножия. Известняки чередуются с кремнистыми породами и в целом имеют сокращенную мощность. Можно полагать, что наиболее подробно изученный разрез этого типа у пос. Шахимардан (Хамзаабад), характеризующий пластину Куралимтау [Горянов и др., 1979], сложился у южного края Ош-Уратюбинской карбонатной платформы на границе ее с некомпенсированным Тегермачским прогибом. Другой, северный край платформы, скорее всего, соответствует сходному разрезу среднего палеозоя в пределах единицы Мургун на правом берегу р. Ляйляк. Выше пульгонских песчаников и граптолитовых сланцев, отделяясь от них кремнистой пачкой, здесь залегают разнообразные по размеру обломков, часто несортированные породы литокластического состава с преобладанием известнякового материала. Они чередуются с граптолитовыми сланцами и обломочными известняками, содержащими как переотложенный детрит, так и сингенетичные органические остатки — колонии табулят и пр. Эти образования, получившие название крукельской свиты, по возрасту (пржидолий — локхов, до низов прагиена в кровле) и составу близки к джидалинской свите Нуратау-Алайской островной дуги и принадлежат к относительно мелководной фации склонового типа. Характерна резкая изменчивость разрезов и мощности крукельских обломочных пород. В Куралимтау их до 520 м, а в сохранившихся восточнее Тамашинских останцах наблюдаются лишь небольшие пачки конгломератов и гравелитов среди силицитов нижнего девона.

Основную часть колонки составляет талбулакская серия органогенно-обломочных известняков и кремнистых пород, охватывающая почти весь девон. В стратотипе, который относится к Сарыташской чешуйчатопокровной единице (правобережье р. Исфара), эта серия при мощности около 450 м делится на две части, из них большая нижняя (сарыташская свита) относится к нижнему девону, а меньшая верхняя (муратская свита) — к среднему и верхнему. Началу образования серии предшествуют углубление бассейна и переход от коралловых комковатых известняков исфаринского горизонта (пржидолий) к ритмичным карбонатам с граптолитами (локховские *Monograptus hercynicus* Perner и др.) и наутилоидеями. Чередование калькаренитов, микритовых известняков и глинистых сланцев позволяет считать эти отложения дистальной фацией карбонатных турбидитов [Дронов, 1987]. Пражские — злиховские отложения представлены более грубообломочными, проксимальными турбидитами с прослоями и линзами кремнистых пород: они содержат обломки криноидей,

кораллов, брахиопод, снесенные с рифового мелководья, и вместе с ними — скопления дакриоконарид в микритовых прослоях. Средний и верхний девон имеют конденсированный батинальный разрез, состоящий из пестрых слоистых яшмовых, в верхней части глинистых пород с отдельными прослоями известняков-калькаренитов.

В Куралимтау представлены почти исключительно проксимальные, склоновые обломочные известняки с кремнистыми прослоями и отдельными пачками. Соответственно мощность серии увеличивается здесь до 1000 м, а сочетание бентосных остатков с дакриоконаридами и конодонтами позволяет сравнительно точно определить границы региональных биостратиграфических подразделений и обсуждать их корреляцию с международной шкалой [Горянов и др., 1978; 1979]. Деление серии на три свиты отражает скорее местную историю событий.

Нижний карбон шахимарданских разрезов представлен органогенно-обломочными и особенно часто оолитовыми известняками небольшой мощности (100–300 м). Явно мелководное происхождение известковистого материала в этих отложениях, казалось бы, противоречит их согласному залеганию на пелагических осадках. Однако подобная последовательность — не исключение, мы увидим, что она проявляется широко и в разрезах лептогеосинклинального типа. Причиной может быть либо появление новых карбонатных отмелей в связи с пологими деформациями, либо, что более вероятно, усиление продуктивности карбонатообразования и сноса оолитовых песков с мелководья.

6.1.2. Карбонатная последовательность в разрезах *актурского типа* состоит целиком из мелководных известняков и соответствует открытым участкам островного шельфа с рифовыми постройками, где длительное компенсированное погружение прерывалось лишь в отдельные периоды образования низменной суши.

Чаще всего актурские разрезы начинаются силурийскими известняками значительной мощности. Эта часть колонки вместе с известняками кунжакского горизонта (лохков) подробно изучалась в биостратиграфическом отношении и объединялась в матчайскую свиту. Подошва известняков обычно тектоническая, лишь в немногих случаях (аллохтон горы Джалпак в Северном Нуратау) можно видеть их согласное налегание на венлокские граувакки. Однако присутствие в основании разреза песчано-гравийных пачек с обильными обломками фтанитов, а также залегание пластин самих этих фтанитов и других образований нижнего палеозоя непосредственно под силурийскими известняками, хотя бы и в разрывных соотношениях, служат доводами в пользу трансгрессивного залегания известняков на размытой поверхности древних островных дуг.

Базальные слои карбонатной серии относятся к венлоку, местами, возможно, к лудлову. Бентос этого интервала скудный и не дает возможности для более точных датировок, а граптолиты встречены не повсеместно. Названные отложения выделены в Алайском хребте в ишметаускую свиту, а в Северном Нуратау (Джалпак, Аккая, Ятак) — в ятакскую свиту, которая здесь делится на более дробные, местные единицы (слои). В их составе — относительно зрелые, в верхах почти кварцевые известковистые песчаники, граптолитовые глинистые сланцы и нодулярные слабо глинистые, чаще темные известняки с разнообразными кораллами, в основном табулятами, а также трилобитами. Реже встречаются банки с *Conchidium* и другие брахиоподовые фаши. Есть окремненные известняки и доломиты. Мощность обычно до 200 м, в Джалпакской единице — более 500 м. Возраст этих отложений венлок — лудловский, в пределах граптолитовых

зон flexilis — nilssoni, хотя датировка нижней части остается спорной.

Следующая, дальнянская свита определяется преобладанием в ее составе толстослоистых светлых известняков с лоферитовой текстурой, главным образом водорослевых пелмикритов с многочисленными створками и целыми раковинами *Conchidium ex gr. knighti* (Sow.), *Megalomus*, раковинами гастропод. Эти отложения залегают над ишметауской песчано-карбонатной свитой или замещают ее, так что в стратотипе (р. Исфара) дальнянские известняки начинаются пачкой известняковых гравелитов и песчаников. Общая их мощность до 700 м. В средней и верхней части разреза светлые известняки частично вытесняются темными нодулярными, иногда доломитистыми, коралло-строматопоровыми фациями. Западнее Исфары в горах Аксай и верховьях р. Андыген такое замещение проявлено еще больше, что уменьшает мощность свиты примерно до 100 м. В отношении их возрастной корреляции приемлемо представление [Ким, Ларин, 1968] о том, что дальнянские известняки нижней частью соответствуют еще верхним (абартканским) слоям ятакской свиты, а их верхняя часть в Джалпаке отвечает уже известнякам шалынской свиты с *Conchidium ex gr. vogulicum* (Vern.). Последние развиты локально. Эта прибрежная фация лудлова — пржидолия отличается криноидно-брахиоподовыми красноватыми известняками и косослоистыми известковистыми песчаниками. Подобный тип осадков, с сильной примесью кремнево-кварцевого песчано-гравийного материала, вновь появляется в лудлов — пржидольских отложениях правобережья Акбуры в Алайском хребте (Улуканская, Актурская пластины), обособленных Б. Д. Болгарем в 1982 г. в качестве гупуканской свиты.

Исфаринская свита образована слоистыми нодулярными известняками, глинистыми известняками с прослоями глинистых сланцев, темными доломитами и фациально близка к ишметауской. Богатый комплекс ископаемого бентоса состоит здесь из кораллов, включая особенно фавозитиды и гелиолитиды, брахиопод, трилобитов; в глинистых горизонтах — двустворок и наутилоидей. В стратотипической местности по рекам Исфара — Андыген (Сарыташская структурная единица) мощность исфаринских известняков меняется от первых сотен до 1000 м и более, отчасти вследствие замещения дальнянской свиты. Разрез исфаринской свиты по р. Исфара относится к пржидольскому ярусу — возможно, за исключением самых нижних слоев. Исфаринская фация пржидолия не имеет сплошного распространения. На р. Ляйляк и западнее, в Чепендыкском массиве, верхний силур представлен в основном водорослево-оолитовыми известняками дальнянского типа. Местами (гряда Дальян), наоборот, развитие получают граптолитовые сланцы и плитняковые известняки более батального облика. Особый разрез имеет аккаякская свита (покров Аккая в Северном Нуратау): здесь лудлов и пржидолий представлены вторично доломитизированными криноидно-детритовыми окремненными известняками.

Кунжакская свита может быть отделена от исфаринской в Исфара-Андыгенском районе, где ее отличает чередование светлых массивных водорослевых, иногда крупно-онколитовых (пизолитовых) известняков, очевидно, отвечающих рифовым постройкам, с алевролит-глинистыми породами и плитняковыми известняками аллодапического типа, содержащими органический детрит. По граптолитам и остаткам бентоса (кунжакский коралло-брахиоподовый комплекс) эта свита хорошо коррелирует с лоховским ярусом. Кунжакская свита, особенно ее верхняя, глинисто-плитняковая часть, или "андыгенские слои" [Ким, Ларин, 1968], соответ-

ствуется трансгрессии в начале девона.

Пражский и частично злиховский ярусы в актурских разрезах представлены в двух фациальных типах. Первый из них — слоистые криноидные известняки с частыми слоями перемытого брахиоподового ракушняка, обломками кораллов, содержащие глинистые и кремнистые прослои, линзы и желваки диагенетического происхождения. Верхнюю часть разреза местами образуют калькарениты с дакриоконаридами. Эти отложения склонового типа, подобные талбулакской серии шахимарданских разрезов, именно здесь получили наименование сарыташской свиты. Мощность их около 200 м. Склоновые фации нижнего девона представлены в Дальяне, в известняковых пластинах Ошских гор и других пунктах.

Другой тип разреза отличается преобладанием светлых толстослоистых известняков микритовой или реже криноидно-обломочной структуры (биоспариты), бедных крупными органическими остатками. Образование подобной фации можно связывать с ростом водорослевых "микритовых куполов" в глубокой части шельфа. Она описана в некоторых из Сарыташских чешуй правобережья Исфара, распространена в Алакантау, Чиль-Майраме и ряде других пластов. Оба типа осадков тесно связаны взаимопереходами, а вверх по разрезу криноидные известняки постепенно вытесняют кремнистые плитняки, что можно представлять как постепенную компенсацию погружения производящей деятельностью рифовых отмелей. Светлые известняки прагиена — эйфеля обычно выделяются в Алае как актурская свита, в Северном Нуратау — джалпакская, а в сокращенном (злихов — эйфель) варианте фактически тождественны катранской свите. Их биостратиграфическое расчленение основывается на тех же коралло-брахиоподовых комплексных зонах ("горизонтах"), что и для разрезов Куралимтау и Катрана — Юрунтуза, однако чаще всего приходится опираться на немногие уровни, несущие ракушняковые банки.

Отложения живетского яруса и верхнего девона в разрезах актурского типа сохранились не везде, но местами достигают большой мощности — более 1300 м в Алакантау и 1600 м в Чиль-Устуне. Они представлены светлыми микритами, пелмикритами, оомикритами, ооспаритами и другими мелководными разностями. Иногда удается различать в них нижнюю часть, с амфипоровыми прослоями и редкими брахиоподовыми ракушняками (улуканская свита $D_{2zv}-D_{3f}$ [Котельников, 1976]), и верхнюю, почти лишенную видимых органических остатков (джамбулакская, или сангиваландская, свита D_3-C_1t). В подошве живетского яруса нет четких несогласий, хотя возможны перерывы (Алакантау). Линзовидные пачки карбонатных брекчий встречаются на разных уровнях в живетском — франском ярусах, причем верхнефранские отложения, по неопубликованным данным А. В. Дженчураевой (1986 г.), в относительно сокращенных разрезах лежат трансгрессивно.

Значительный перерыв наблюдается в подошве известняков среднего — верхнего визе. Так, в восточной части гряды Чиль-Майрам видно, как коралло-водорослевые массивные известняки визе залегают со скрытым несогласием на органогенных известняках актурской свиты, с ляглинским брахиоподовым комплексом (верхний эмс), а западнее — на маломощных слоистых известняках с живетскими, франскими и фаменскими (?) ископаемыми. В Чиль-Устуне, который, вероятно, представлял в свое время единый с Чиль-Майрамом известняковый аллохтон, несогласие исчезает, и наблюдается полный известняковый разрез верхнего девона — турне [Поярков, 1969]. Подобный же переход можно видеть от Матчайского ущелья р. Исфара к западу, в направлении гор Тохтабуз, он же намечается

в известняковых чешуях Актура и в других пунктах. Свести эти изменения колонки целиком к предвизейским поднятиям и размыву не удается: надо допускать развитие в конце девона — турне компенсированных прогибов на карбонатной платформе. Визе-серпуховские отложения, составляющие кровлю известняковой серии актурского типа, представлены массивно-слоистыми, обломочно-фораминиферовыми водорослевыми светлыми фациями со скоплениями брахиопод и кораллов. Они картируются обычно под названием пешкаутской свиты.

6.1.3. Разрезы *катранбашинского типа* распространены меньше и явно относятся к центральной, мелководной, зарифовой части платформы, где располагались лагуны. Здесь, как правило, отсутствуют силурийские известняки (перерыв), девонские отложения в нижней части содержат доломиты и терригенную примесь, а в верхней — амфиоровые, пеллетовые и оолитовые известняки большой мощности. Типичный вариант колонки (пластины Катранбаши, Тике, Акшагыл, см. табл. III-5, на вкладке) начинается светлоокрашенными доломитами катранбашинской свиты (200–300 м), которые с перерывом и иногда с песчано-гравийной пачкой в подошве залегают на силурийских сланцах и датированы редкими находками ископаемых нижнего девона (?) — эйфеля, не дающими пока возможности установить объем перерыва. Доломиты кверху постепенно вытесняются амфиоровыми известняками с *A. gamosa* Phill. и редкими живетскими кораллами: отложения живетского — франского ярусов, довольно условно расчленяемые на кызылкувышскую и далее чисто известняковую акшагильскую свиты [Котельников, 1976], достигают 800–1000 м и в этом типе разрезов представлены наиболее полно. Верхний девон и нижний карбон те же, что в полных разрезах актурского типа. Переходы между этими типами заметны и в нижней части некоторых разрезов, где место доломитов занимают микритовые известняки, а в основании появляется темная пачка с гравийно-галечной примесью и кораллами кунжакского или даже исфаринского комплекса (горы Сулюкты — Тохтабуза, северная часть Кокчетау, Катарский массив на р. Акбура и т.д.).

6.1.4. Кровлю известняковой серии Ош-Уратюбинской отмели в разных типах ее разреза составляет пачка батиальных глинистых и обломочных темных известняков с кремнистыми прослоями, мощностью от единиц до нескольких десятков метров, согласно налегающая на пешкаутскую свиту. В горах Кокчетау она содержит линзы бокситов, вероятно, переотложенных. Судя по присутствию в разных местонахождениях гониатитов нижнего (*Cravenoceras*) и среднего (*Proshumardites*, *Reticuloceras*) намюра, а также по появлению верхнесерпуховских фораминифер и первых водорослей рода *Beresella* в подстилающих пешкаутских известняках (р. Шют), пачка эта принадлежит верхам серпуховского — башкирскому ярусу. Иногда (реки Сару-сан, Андарак в Туркестанском хр.) в кровле пачки оказываются позднебашкирские *Profusulinella*. Слои эти, описанные разными авторами в составе газской или нижней части шютской свиты, мы будем называть андаракской пачкой. Ее появление связано с деформациями карбонатной платформы и погружением ее края перед фронтом покровов: последующее отложение обломочного материала (шютская свита) вызвано уже с размывом лобовой части покрова.

6.2. Нуратау-Алайская карбонатная платформа

В западных покровах Нуратау-Борколдойского ансамбля представлены карбонатные разрезы, сформированные в девоне — среднем карбоне на размытой поверхности островного поднятия, которое с севера (Сангун-

тау — Тегермач) и с юга (Вашан — Калмакасу) ограничивалось некомпенсированными участками морских впадин. Корреляция этих разрезов дана в табл. III-6 (см. вкладку).

6.2.1. Наиболее сокращенный, *койташский тип* разреза отложений D-C₂ описан в Северном Нуратау [Бискэ, Усманов, 1981] и на западе Туркестанского хребта, где составляет кровлю Накрут-Зааминской и Джалатарской структурных единиц. В немногих, сохранившихся в синклиналичных складках, останцах средний палеозой начинается тулебайской свитой (60–400 м) темных слоистых доломитов и кораллово-амфипоровых известняков с ископаемой фауной кунжакского — манакского возраста (ложков — низы прагиена). Свита залегает на нижнем палеозое — лландовери с резким, местами угловым несогласием, имеет базальные конгломераты и вместе с перекрывающей ее 130-метровой пачкой галечно-песчаного состава (чарвакская свита Р. Р. Усманова — аналог исфайрамской свиты Алайского хребта) должна рассматриваться еще как верхняя часть образований собственно островодужного поднятия. Однако местами, например в синклиналиоиде Шохтау, терригенные породы в нижнем девоне отсутствуют.

Второй в среднем палеозое седиментационной цикл ведет начало с трансгрессии в живетском веке: этому ярусу отвечают кварцевые песчаники, иногда с примесью обломков кислых вулканитов, доломиты и местами органогенные известняки с *Stringocephalus burtini* Defr., *Thamnoroga nicholsoni* Frech и другим бентосом. Мощность их не более 70 м. Лишь в Шохтау сохранились микритовые известняки и доломиты верхней части цикла, которые заканчиваются слоями с позднетурнейскими брахиоподами.

Третий цикл соответствует среднему — верхнему визе и серпуховскому ярусу. Отложения этого возраста лежат местами трансгрессивно на додевонских свитах, образуя останцы в синклиналях Джалаирсая, г. Кызымчек и Кунжакской гряды в Туркестанском хребте. В их основании также имеются небольшие (до 5 м) пачки гравийно-песчаных пород с кремнево-кварцевыми обломками и с красными прослоями, обогащенными глиноземом. Возраст базальных слоев, по имеющимся данным, может меняться в пределах всего указанного интервала времени. Основная часть осадков — оолитовые и криноидно-детритовые, иногда доломитистые и окремненные известняки. Наибольшая мощность около 270 м (Шохтау).

Четвертый, раннебашкирский цикл обособлен менее четко, но в его подошве находится главный горизонт аллитовых пород, переходящих также в гравелиты и песчаники, реже конгломераты. Выше находятся мелководные оолитово-детритовые и фораминиферовые, часто пятнистые известняки (30–100 м), обычно с комплексами фораминифер зоны *Pseudostaffella antiqua* — *Ps. praegorskyi*. Эти отложения могут залегать с размывом на разных слоях, вплоть до силура, но и сами выпадают из некоторых разрезов.

Пятый цикл седиментации охватывает верхнебашкирские и нижнемосковские известняки, которые в Северном Нуратау выделены в кельвасайскую свиту. В Шохтау и некоторых других разрезах эта свита вновь начинается глиноземистыми породами и песчаниками, достигает мощности 200–300 м и представлена в общем теми же органо-детритовыми фораминиферовыми и глинистыми слоистыми, а также более светлыми водорослевыми известняками. Максимум трансгрессии приходится на каширское время (C₂m₁), более древние отложения представлены в этой свите не повсеместно. Флишевая нижнемосковская толща в кровле цикла и всего разреза отвечает уже новому, покровному этапу.

Койташский тип разреза обозначил наиболее поднятые, периодически осушавшиеся и подверженные денудации участки Нурау-Алайской карбонатной платформы. С конца раннего карбона, в связи с общей гумидизацией климата, размыв островной суши приводил здесь неоднократно к переотложению кор выветривания и образованию аллитовых горизонтов, которые нигде, однако, не приобрели промышленного значения. В кровле обширной Кызылкумской единицы, под аллохтонными к ней пластинами, также сохранилась местами известняковая серия (D-C₂) койташского типа. Примером являются известняки Серкешая в Северном Букантау, в которых при мощности около 300 м выделяются четыре из перечисленных выше крупных циклитов. С другой стороны, известняковый разрез Тамдытау — Сангрунтау, мощностью почти на порядок больше, указывает на одновременное развитие устойчивого прогиба. Девонские отложения здесь почти непрерывны, хотя также содержат, особенно в нижней части, терригенные и карбонатно-брекчиевые пачки; перерывы и бокситовые горизонты в нижнем — среднем карбоне примерно те же самые [Пятков, 1987].

Аналоги этой мощной карбонатной серии можно усматривать в тектонической пластине, подстилающей Кызылкумскую и вскрытой в Актау, Мальгузаре, в Кокпатас-Окжетпесских окнах. К сожалению, известняки этих окон повсеместно мраморизованы и с трудом расчленяются по возрасту. В их составе нижедевонские отложения включают доломиты и темные слоистые, иногда коралло-амфипоровые известняки с кремнями, средний девон установлен по слоям с *Amphiroga gamosa* Phill., а в верхней части колонки (C₂?) есть полосчатые мраморы с жагдаками, развитыми по аллитовым прослоям. Мощность всего карбонатного разреза оценивается для Актау в 4000 м, хотя и весьма ориентировочно.

6.2.2. Погружение додевонского островодужного основания к востоку отражает состав наиболее распространенного в Туркестано-Алае варианта среднепалеозойского разреза, в котором центральное место занимает *алайская серия* доломито-известняковых отложений (D₂-C_{1t}). Классический вариант колонки алайского типа [Поршняков, 1973] исследован в Андыген-Кичикалайской, Хайдаркан-Джельбелесской и Каузанской структурных единицах Алайского покрова; единство строения разрезов в этих тектонических окнах и послужило в свое время основой для представлений о покровном строении герцинид Южной Ферганы.

Алайская серия делится на четыре свиты (см. табл. III-6, на вкладке) общей мощностью в Каузанском окне 1800 – 2000 м. В основании ее вскрыты терригенные породы нижнего девона (аналог исфайрамской свиты), от которых доломиты отделены перерывом. В разрезе собственно алайского типа эта серия представляет собой четко обособленное формационное тело, состав и строение которого указывают на сугубо мелководное, зарифовое происхождение.

Стратиграфическая колонка алайской серии распадается, по существу, на три части: нижняя и верхняя представлены темными карбонатами, образованными, вероятно, в изолированных и застойных участках обширной алайской лагуны, а средняя — пестроцветными осадками более открытых отмелей с брахиоподовыми ракушняками и отдельными прослоями песчано-гравийного состава. В Андыген-Кичикалайской единице эта часть разреза названа адыракоуской свитой: как показали детальные био- и ритмостратиграфические исследования В. Б. Горянова и Ю. Л. Вербы, отнесение к той же свите слоев, перекрывших боординскую свиту в Арпальке — Каузане, ошибочно. Датировка нижних свит алайской серии

основана на изучении строматопорат, из которых амфипоры являются пороодообразователями в живецких и франских отложениях, а также брахиопод и ругоз, которые встречаются на немногих уровнях. В верхней, карадаванской, свите известны лишь фораминиферы.

В хр. Андыген установлено местное уменьшение мощности серии до 300–400 м в Аласанской антиклинали. Возможно, это отчасти связано с размывом в турне — визе.

Нетрудно видеть, что алайская серия представляет собой развернутый в мощную и почти непрерывную последовательность второй седиментационный цикл разрезов койташского типа. Ее аналоги легко найти также в шельфовой серии южной окраины Киргизского континента, например в колонке верхней части девона гряды Ханбандытау.

Наибольшую стратиграфическую полноту имеет южный подтип алайских разрезов, изученный в приосевых районах Туркестано-Алая. Главная его отличительная особенность — карбонатный состав отложений уже основания девона или даже верхнего силура, т.е. образование карбонатной платформы началось здесь одновременно с интенсивным размывом соседних участков островодужной суши. Колонка Сарычашминского аллохтона (лобовой части Алайского покрова) в верховьях Соха начинается сланцами и известняками с редкими фавозитами силурийского облика, на которые ложатся черные доломиты, сланцы и даже гипсы (учкульские, аугульские) с исфаринскими (S_{2rg}) кораллами. Эта часть разреза, переходная от силура к девону, очень напоминает разновозрастные отложения р. Биргузы в окраинной части Таримского шельфа (см. раздел III.8.1). Однако в дальнейшем здесь закрепляется режим застойной лагуны, и формируется мощная, достигающая 1000–1400 м толща черных слоистых амфипоровых доломитов, которые кверху непосредственно переходят в алайскую серию. Отложения эти В. В. Абакумов, А. В. Дженчураева, В. М. Ненахов описали под четырьмя-пятью разными свитными названиями, каждое из которых основывается на небольших колебаниях в составе (примесь известковых пород или обломочного карбонатного материала, окремнение) и в положении кровли. Правом старшего синонима обладает карабукинская свита (D_{1-2}), выделенная в Чортанга-Османджайляуской единице (горы Акташ) Д. А. Старшининым и сотр. в 1962 г. Темные известняково-доломитовые отложения содержат в нижней части этой свиты массовые остатки *Amphipora krekovi* Yavor., *Stellopora intexta* Yavor., вместе с более редкими табулятами: комплекс ископаемых пока что недостаточен для детальной корреляции даже в пределах региона, но все же указывает на присутствие отложений от пражского до эйфельского яруса.

В междуречье Соха и Шахимардана аналоги карабукинской свиты отделяются от алайской серии, в узком смысле, упомянутой ранее пачкой щелочных эффузивов и туфов с известняковыми прослоями (урусайская свита). Подошва алайской серии приблизительно отвечает времени живецкой трансгрессии и в других непрерывных разрезах южного подтипа выражена переходом от доломитов к амфипоровым и остракодовым известнякам, например, маранской свиты гор Акташ — Османджайляу.

В более широком, формационном, смысле алайская серия охватывает все мелководные зарифовые отложения Нуратау-Алайской карбонатной платформы, которые образованы в два крупных цикла седиментации (D_{1-2} и $D_{2zv}-C_{1v_1}$). Логично начать поиски разрезов $D-C_{1v_1}$ рифового типа, формировавшихся одновременно на краю платформы-отмели, в условиях более свободного водообмена. Переход к таким разрезам виден уже

в пределах Чортанги — Османджайлюских известняковых гряд в Туркестанском хребте. Здесь в колонке гор Акташ, близкой к алайскому типу, темные доломиты верхней части аналогов алайской серии замещены в основном более светлыми водорослевыми и пеллетовыми известняками караутекской ($C_1t_1-v_1$) свиты. В грядах Карамас-Кызоке, западнее в Чортанги и восточнее в Саркендской пластине подобное замещение испытывает и средняя часть разреза, где находятся светлоокрашенные известняки и реже — доломиты карамасской свиты ($D_{2ef?}-zv$). Нижняя часть девонского разреза показывает здесь разные варианты перехода от известняков и доломитов к красноцветным песчано-гравийным породам и приближается в этом отношении к нижнему девону койташского типа.

6.2.3. Южную окраину Алайской карбонатной платформы в Алайском хребте представляют известняковые толщи тектонических чешуй Гаумыш, Джиптык и других в разрезах гаумышского типа. Судя по материалам А. В. Дженчураевой, В. М. Ненахова с соавт. (1983 г.), здесь в нижней части залегают уже скорее батинальные по происхождению известняки кызылсайской свиты: это небольшой мощности (150–350 м) слоистые, местами ритмичные отложения с кремнистыми и реже глинистыми прослоями, содержащие пелагические ориктоценозы с тентакулитами и конодонтами пражского — эйфельского возраста, вплоть до зоны *serotinus*. Основная часть девонского разреза представлена в вышележащей мусторской толще грубослоистых светлых известняков — детритовых, оолитовых, микритовых, брекчиевидных, реже амфищоровых, темных доломитистых, т.е. в целом более мелководных. Эта известняковая толща отличается переменной мощностью (от первых сотен до 1500 м) и непостоянным положением подошвы: обычно переход к подобным известнякам происходит с живетского яруса, но местами (р. Джилису) в подошве толщи найдены более древние, злиховские, фавозиты. Это обстоятельство наводит на мысль о длительном расширении площади известняковой отмели за счет сноса с ее поверхности вновь образованного известнякового детрита. На правобережье р. Ходжаачкан прослежен переход от гаумышского мелководного девона к пелагическому, причем переходный вариант разреза отличается, при сокращенной мощности, преобладанием брекчиевых разностей склонового происхождения.

Что касается северной окраины Нуратау-Алайской карбонатной платформы, то к ней можно отнести рифовые известняки Катран-Яурунтузской гряды и их аналоги в районе хр. Андыгентау в Туркестанском хребте, представленные в единицах Акташ и Караганды. В отличие от гаумышских разрезов, здесь распространены органогенные коралло-брахиоподовые, криноидные массивные известняки, которые залегают на обломочных породах нижнего девона (аккульская свита) с согласным переходом и в последних стратиграфических схемах целиком отнесены к катранской свите. Ее биостратиграфия детально изучена [Горянов, 1961, 1973; Горянов и др., 1978; Савицкий, 1981]; установлен непрерывный разрез (500 м), в котором фации рифовых построек и их склонов охарактеризованы четырема последовательно сменяющимися комплексами бентоса, наиболее четко — брахиопод, а весь возрастной интервал охватывает верхи пражского, эмский и эйфельский ярусы. После локального перерыва в живетском веке происходит трансгрессия, во время которой коралло-строматопоровые постройки лишь частично восстанавливаются на прежней площади рифа (яурунтузская свита D_{2zv}), а в основном распространяются слоистые амфищоровые и водорослевые известняки с лоферитовой структурой, относящиеся к зарифовой области. Известняки ($D_{2zv}-C_1t$), разновозрастные

алайской серии, хотя и менее мощные (около 800 м), образуют единую формацию лагуны, но в данном случае с относительно свободным водообменом.

Можно думать, что северная, Катран-Юрунтузская, окраина карбонатной платформы оказалась более богата рифовыми и органогенными известняками постольку, поскольку была обращена к открытому океану и находилась в зоне апвеллинга.

6.2.4. Трансгрессия, наступившая в середине – конце визейского века и начавшая третий седиментационный цикл, привела к образованию однородной известняковой свиты, которая в Алайском хребте названа пешкаутской. Пешкаутские известняки включают разности от оомикритов или ооспаритов до криноидно-обломочных и водорослевых, обычно имеют светло-серые тона и крупную слоистость. Фации, более близкие к рифовым (типичны ракушняки из *Striatifera striata* Fisch., скопления ругоз, водорослевые постройки), сохраняют свое прежнее положение у края отмели в Катран-Юрунтузской единице, где одно время рассматривались как самостоятельная пумская свита. Для нее характерны также локально развитые, но мощные известняковые брекчии в основании.

Вышележащие темные слоистые, в основном микритовые известняки газской свиты отражают, вероятно, переход к условиям некомпенсированной, относительно углубленной лагуны. Смена обстановки произошла в конце серпуховского века и не была особенно резкой, вследствие чего в различных местностях фиксируется неодинаково: в Гаумышских разрезах деление нижнего карбона на пешкаутскую и газскую свиты оказалось и вовсе невозможным. Перерыв в основании башкирского яруса, установленный в разрезах койташского типа, в более полных колонках Алая почти не фиксируется, а максимум последующей регрессии приходится на конец башкирского века — время *Verella spicata* [Дженчураева, 1979]. Газские известняки с кремнями в северных структурных единицах подверглись в это время частичной денудации. В мелководных морских условиях в течение всего башкирского века (с перерывами?) происходит образование своеобразных светлых пятнистых фораминиферовых известняков туюкдангинской свиты (до 160 м) с несколькими прослоями красных аллитов.

Последний, четвертый седиментационный цикл в разрезах алайского типа, подобно койташским, приходится на раннемосковское, с максимумом трансгрессии в каширское (кельвасайское) время. Это следует из несогласного залегания светлых водорослево-фузулиновых известняков пыркафской свиты ($C_2m_1^2$) на отложениях вплоть до визейских. Наибольшую величину несогласие приобретает также в окраинных разрезах юрунтузского типа, хотя здесь оно, разделяя сходные известняковые свиты, выражено в скрытой форме.

В крайних южных районах Нуратау-Алайской отмели кровля фузулиновых известняков поднимается до зоны *Fusulina kamensis*, т.е. подольского времени ($C_2m_2^1$), как это следует из материалов А. В. Дженчураевой по Гаумышу (известняки кииксуйской свиты), а также З. С. Румянцевой по разрезу Мальгузара. Есть данные, хотя и не подтвержденные, о присутствии верхнемосковского подъяруса с *Fusulinella bocki* Moell. и другими формами этого возраста в кровле известняков Андыгена — Ахунтау [Котельников, Бискэ, 1983]. Омоложение этой границы связано с более поздним вовлечением южной части Алайского микроконтинента в надвиговый пояс.

6.3. Туркестанская карбонатная платформа

Эта мелководная зона в среднем палеозое отделялась от Нуратау-Алайской Кочкорчинским глубоким проливом, а с южной стороны была ограничена сходным пелагическим пространством Вашана. Западнее ее границы неопределенны. Фундамент платформы составляют нижнесилурийские терригенные толщи, частично уже дислоцированные. Разрыв этих толщ вдоль южной окраины платформы, в так называемой Кштут-Урмитанской зоне, фиксирует чумкартауская (шишкатская) свита песчаников, сланцев, глинистых и доломитистых известняков, а также гравелитов пржидолия — прагиена, которая залегает согласно на силурийских сланцах, а сама перекрыта с местным разрывом и базальными конгломератами шингакской свитой известняков и доломитов (D_1 - D_2ef). Чумкартауская свита занимает в истории Туркестанской отмели то же место, что зааминская, кызокинская, аккульская карбонатно-терригенные свиты (см. табл. III-6, на вкладке) по отношению к Нуратау-Алайской карбонатной платформе. Залегаящая выше известняковая серия (D_1 - C_2m_1) имеет сокращенную, в пределах нескольких сотен метров, общую мощность. Однако незначительные по длительности перерывы установлены в ней лишь внутри визейского и башкирского ярусов, что соответствует цикличности, проявленной в строении разрезов койташского и алайского типов. Добавим, что предпозднебашкирский перерыв и здесь сопровождается проявлениями бокситов. Поэтому расчленение известняков нижнего — среднего карбона на пять свит, предложенное В. Д. Салтовской [1974] для этих разрезов, приложимо не только к известнякам послемаргузорского прогиба в Гиссарском хребте (Зеравшано-Алайская зона, см. табл. III-7), но в принципе и к карбону Нуратау-Алайских отмелей.

Колонка Шоган-Аксуийской структурной единицы, принадлежащей ныне к осевой части Туркестанского хребта и включающей карбонатные толщи другой, северной, окраины Туркестанской отмели, изучена слабее из-за довольно высокого позднепалеозойского метаморфизма. В западной части этой мраморной зоны Д. А. Старшинин, а также Н. А. Козарь в 1987 г. установили, что налегающие на сланцы известняки относятся к лудлову или даже венлоку. Силурийская — лохковская часть разреза (худгифская и кульская свиты) включает кроме известняков также сланцы, алевролиты, конгломераты с галькой осадочных пород. Остальная часть нижнего и среднего девона представлены в фации темных слоистых известняков и часто доломитов. Она достигает более чем 2000 м в мощности и содержит аналоги карабукинской и других свит южных алайских разрезов. В истоках рек Аксу и Ляйляк криноидеи, кораллы и брахиоподы этого возраста найдены также в массивных известняках журунтузского или скорее гаумышского типа, содержащих в верхней части ископаемые нижнего карбона. Таким образом, северный край Туркестанской карбонатной платформы, видимо, также был разделен на рифовые массивы и лагуны.

На востоке, уже в осевой части Алайского хребта, Туркестанская платформа представлена более полными карбонатными разрезами девона — среднего карбона. В бассейне Ходжаачкана, по данным И. А. Марушкина, они начинаются конгломератами мощностью в сотни метров. Литокластические конгломераты обильно представлены также в Каракавакской единице, где они, по сообщению П. Д. Резвого и В. П. Чернышука (1979 г.), замещают доломито-известняковые толщи с фавозитами нижнего девона и образовались, вероятно, еще в склоновой зоне, судя по присутствию прослоев радиолариевых силицитов. Признаком растяжения и погружения в

раннем — среднем девоне следует считать локальные проявления щелочных базальтов. Карбонатный разрез девона достигает мощности 1000 м и образован преимущественно темными четкостроистыми известняками и доломитами. Известняки карбона маломощные, но представлены стратиграфически полным разрезом с раннемосковскими Aljutovella в кровле.

Остановимся теперь на особенностях строения карбонатных разрезов восточных районов Южного Тянь-Шаня.

6.4. Разрезы Баубашатинского типа

Покровы Меришкор-Уланской группы на восточном своем фланге представлены в горах Баубашата, Улан и распознаются по карбонатному среднему палеозою, сходному с актурским (см. табл. III-5). Однако, благодаря появлению в средней части базальтовой толщи, известняки здесь делятся на две серии: нижнюю, подбазальтовую (исфанджайляускую), и верхнюю (баубашатинскую). Нижняя серия связана постепенным переходом с песчано-шлишoidalными отложениями силура. Ее начинают обычно темные плитчатые глинистые, криноидно-детритовые, кораллово-мшанковые, брахиоподовые известняки, которые переслаиваются в разных соотношениях с глинистыми сланцами и иногда песчаниками, достигая мощности более 1000 м. Местами породы приобретают пеструю окраску. Эти отложения в Уланском и Борколдойском хребтах получили название карачукурской свиты [Брежнев и др., 1970], в Баубашате им отвечают уюнкурские сланцы, а в более терригенных фациях Атбашинского хребта — белькарасуйская свита. Табуляты и брахиоподы карачукурской свиты и ее аналогов относятся в нижней части к меришкорскому или дальянскому, а в верхней — к исфаринскому комплексу и указывают, следовательно, в основном на позднесилурийский возраст. Как и в Южной Фергане, в нижней части верхнего силура местами видны линзовидные тела более светлых и массивных известняков с различными Conchidium и другими брахиоподами. Наиболее четко они обособляются вблизи пер. Шалдырак и горы Алямпасы в Ферганском хребте. По комплексу пентамерид [Малыгина, Сапельников, 1973] эти известняки моложе, чем ишметауская свита Южной Ферганы, и относятся к лудлову: очевидно, это аналоги дальянской свиты. На лудловский возраст низов собственно карачукурской свиты указывают находки здесь Conchidium ex gr. lajlakensis Nikif., Mesosolenia, Propora.

Таким образом, Баубашата-Уланская карбонатная платформа начинает формироваться с появлением рифоидных отмелей и заполнением более глубоких участков переотложенным карбонатным и глинистым материалом: пласты карачукурской свиты иногда несут текстурные признаки карбонатных турбидитов.

В течение пражидольского века имел место переход от глинисто-карбонатных к чисто карбонатным отложениям: это испатауские слоистые нодулярные темные известняки и доломитистые известняки (300–800 м) с коралло-амфипоровым комплексом, которые вполне аналогичны исфаринской свите. Иногда в их верхней части появляется уже кунжакский комплекс ископаемого бентоса.

Нижний девон и эйфельский ярус Баубашата-Уланской отмели построены также подобно их аналогам в Ош-Уратюбинском покрове. Начиная с лохова, образуются темные плитняковые пелспариты с прослоями биокластических известняков и аллодапических известняковых брекчий, в разной степени окремненных. В наиболее полных разрезах (г. Аккурган в Баубашате — до 600–700 м) известняки чередуются с известково-глинис-

тыми сланцами. Кроме скелетных обломков бентоса часто встречаются дакриоконариды. Эти отложения, датированные в интервале лохова и почти всего прагиена, подобны описанному выше нижнему члену талбулакской серии — сарыташской свите: синонимом ее следует считать нижнеаккурганскую подсвиту Баубашаты. Они перекрываются, а местами частично или полностью замещаются более массивными светлыми "верхнеаккурганскими" известняками (400–600, иногда до 1000 м?), аналогичными актурской свите. В этих известняках установлены брахиоподовые и коралловые комплексы, начиная от манакского и кончая аккапчигайским (баубашатинским, по А. А. Малыгиной), т.е. представлены слои вплоть до эйфельского яруса. Сосуществование в пространстве мелководных рифогенных фаций со склоновыми, кластическими, глинисто-карбонатными и постепенное вытеснение вторых первыми в вертикальном разрезе создают картину разрастания карбонатной платформы, как это мы видели уже для Южной Ферганы. Вулканические проявления в Баубашате (садкейская и другие толщи) мало влияют на этот процесс. Однако в Уланской единице в злихове (?) — эйфеле проявляется и обратная тенденция: выше массивных известняков вновь залегает пачка окремненных плитняков более пелагического типа, с дакриоконаридами. Своим появлением эта пачка обязана, очевидно, локальной трансгрессии в связи с растяжением и началом нового этапа базальтовых излияний: известняки здесь тесно связаны с кремнистыми породами и базальтами текедиторской свиты.

Известняковые толщи Чирмашского покрова в хр. Атбаши и их аналоги в бассейне р. Сарыджаз отличаются от баубашатинско-уланских слабым проявлением рифовых фаций в девонской части разреза, что и позволяет предполагать их соответствие северной окраинной зоне карбонатной платформы. Выше известняков верхнего силура — лохова, близких по составу к исфаринским и кунжакским, здесь следуют более глубоководные биокластические криноидные разности, местами с градационной слоистостью, и тентакулитовые плитняки нижнего девона, аналогичные сарыташской свите. Однако перекрывают их не рифовые фации, а глинистые сланцы, алевролиты, яшмовидные силициты с прослоями глинистых, обломочных, микритовых известняков, выделенные в карагирскую свиту. Возраст ее, в уточненном объеме [Бискэ и др., 1985], определяется находками кораллов, переотложенных в брекчиях из мелководной зоны, и фораминифер в мелкообломочных известняках: он соответствует эмс — живетскому интервалу, что при мощности порядка 300–400 м указывает на невысокую скорость осадконакопления. Тентакулитовые известняки и сланцы на южных склонах Атбашинского хребта (р. Суртеке) взаимно замещаются примерно на уровне злиховского яруса (нижний эмс). Проявление отдельных покровов базальтов в карагирской свите позволяет и здесь связывать трансгрессивный характер разреза с растяжением и опусканием карбонатной платформы вследствие эндогенных воздействий.

Баубашатинская надбазальтовая серия ($D_{2zv}-C_2b$) имеет весьма непостоянную мощность, от первых сотен до 2000–2500 м, а в Бозое даже 3500 м. Оолитовые, пеллетовые и микритовые слоистые известняки, иногда доломиты с амфипоровыми скоплениями ($D_{2zv}-D_3$), аналоги улуканских или аक्षाгыльских известняков Южной Ферганы, в нижней части еще переслаиваются с базальтами. В наиболее полных разрезах Баубашаты, Бозоя, как показывают данные Б. В. Пояркова и В. П. Скворцова, эти мелководные фации содержат все фораминиферовые зоны верхней половины девона и турне. Сокращенные разрезы в Джаныджерском хребте по рекам Акбайтал, Кенсу, Донгуроме, в Баубашате у г. Чон-Керей и в ряде других

пунктов отличаются частичным или полным выпадением нижней части серии $D_{2zv}-C_{1t}$ и залеганием оолитовых и кластических известняков визе, с размывом и иногда с конгломератами в основании, на среднедевонских эффузивах. Можно полагать, что здесь находились вершины девонских вулканических построек, перекрытые известняками лишь во время максимальных трансгрессий. Визе-серпуховские (пешкаутские) отложения Баубашата-Уланской отмели по набору фаций не отличаются от своих южноферганских аналогов. Отметим лишь появление в некоторых случаях (Учкельская единица на востоке Кокшаала) мощной известняково-олистостромовой толщи с обломками девонских известняков, которая тоже залегает непосредственно на нижнем — среднем девоне.

Некоторые из сокращенных разрезов баубашатинской серии являются, вероятно, более глубоководными. Так, в Каракольской пластине севернее г. Баубашата установлен практически непрерывный разрез известняков живетского — турнейского ярусов, мощностью 470 м, в котором фаменские отложения представлены плитняковыми калькаренидами и известняковыми брекчиями с прослоями сланцев, а турнейские известняки отличаются окремнением [Бискэ, Поршняков, 1974]. Очевидно, это уже склоновые фации края карбонатной платформы, хотя остатки бентоса в них еще представлены.

Кровлю серии составляет арсланбобская свита, залегающая на пешкаутской обычно с небольшим перерывом близ границы серпуховского и башкирского ярусов. Свита состоит из чистых криноидно-ругозовых обломочных известняков, более темных плитчатых гониатитовых разностей с кремнистыми прослоями, алевроит-глинистых пород и иногда известковистых песчаников. Эти отложения, возраст которых здесь не моложе раннебашкирского, продолжают к востоку андаракскую пачку Южной Ферганы и подобным же образом должны были образоваться вследствие погружения карбонатной платформы перед фронтом герцинских покровов. Местами, главным образом в Улане и Бозое, верхнесерпуховские и башкирские известняки представлены еще в мелководных светлых оолитово-фораминиферовых фациях.

6.5. Известняки Борколдойского покрова

Разрез борколдойской серии ($D_{3fm}-C_{2m1}$) довольно разнообразен по строению.

В пределах собственно Борколдойской структурной единицы известняки залегают согласно на вулканитах среднего — верхнего девона. Разрез начинается толща темных слоистых известняков часто глинистых и нодулярных, водорослевых и фораминиферовых, с ракушняковыми прослоями, содержащими фаменских *Cyrtospirifer*. Она подобна кштутской свите Алая, хотя здесь представлена, по-видимому, лишь верхняя половина фаменского яруса. Следующая толща микрослойчатых "ленточных" известняков и доломитов нижнего турне (?), иногда окремненных, аналогична широко распространенной в Срединном Тянь-Шане сонкульской свите. Она включает непостоянные пачки известняковых брекчий с прослоями тонкослоистых черных известняков, образованные, скорее всего, в условиях перидиического взламывания затвердевшего карбонатного осадка на мелководье: подобные брекчии представлены и в одновозрастной карадаванской свите Туркестанского хребта. К востоку (р. Пикертык) эта фация замещается более массивными микритами, нередко с лоферитовой структурой. Залегающие выше светлые и толстослоистые известняки — оомикриты, пелмикриты, реже криноидно-детритовые ($C_{1t2}-v_1$) — сходны

с катунарьской свитой Срединного Тянь-Шаня. Однако известняки визе — московского яруса вновь больше напоминают разрезы алайского типа. Они делятся на аналоги пешкаутской свиты C_1v-s_1 , в которых разрез визе и серпуховского яруса, по-видимому, непрерывен; локально развинутой свиту $C_{1s}-C_{2b}$ темных известняков с кремнями (в Алае — газская свита); наконец, массивные водорослевые, оолитовые, фораминиферовые известняки типа пыркафской свиты, которые здесь местами содержат полный разрез башкирского и низов московского яруса (верейский горизонт). Известняки $C_{2m_1}^1$ частично замещены склоновой карбонатной брекчией и ритмичными известняково-алевритовыми осадками.

Мощность серии достигает, по нашим данным, 1600–2000 м. На левобережье р. Туюк-Чақыркорум в пластине Мурзолу-Кокту (рис. III-9 и III-10, на вкладке) обнаружен сокращенный разрез борколдойской серии, в которой на тот же хронологический интервал ($D_{3fm}-C_{1m_1}^1$) приходится лишь 300–500 м отложений. Состав их следующий.

1. Светлые пятнистые известняки с прослоями известняковой брекчии и ракушняка из *Cyrtospirifer*. В низах доломитизированы и содержат вулканическую примесь. По фораминиферам относятся к фаменскому ярусу. 120–150 м.

2. Темные полосчатые микритовые, обломочные (криноидные), брекчиевые известняки. При мощности от 60–80 до 200 м в разных пересечениях содержат разрез турне — нижнего визе, с возможным выпадением некоторых турнейских фораминиферовых зон.

3. Криноидно-детритовые известняки со скелетными обломками брахиопод, мшанок, табулят, ругоз. Содержат кремнистые прослойки, пласти известняковых брекчий, иногда калькарениты с градиционной слоистостью; реже — светлые водорослево-фораминиферовые известняки. По фораминиферам относятся к верхнему визе. 200–225 м.

4. Органогенные, в основании брекчиевые известняки с фузулинидами позднебашкирского, а в кровле — раннемосковского (верейского) возраста. 20–50 м.

Этот разрез легко сопоставляется с собственно борколдойским и отвечает, судя по преимущественному развитию обломочных фаций, склоновой части карбонатной платформы с более эпизодическим режимом накопления осадков. Дальнейший переход к осадкам пелагического типа можно представить себе по разрезу небольшой Коджосайской пластины. Фамену и турне здесь соответствует маломощная (100–150 м) пачка карбонатно-обломочных, иногда флишоидных пород пестрой окраски, с вулканической примесью и прослоями силицитов. Над нею залегают обломочные известняки и карбонатные брекчии с фораминиферами верхнего визе, а затем слоистые и массивные известняки с кремнями среднего карбона (от 30 до 150–200 м). Западным продолжением Борколдоя можно считать известняки южной части Данковского массива и гор Сарыбелес. Трудно сказать, являлись ли они первоначально частью той же карбонатной платформы или же самостоятельно возникшими банками, опирающимися на обособленные вулканические поднятия. В Сарыбелесе представлен полный известняковый разрез, мощностью до 2600–3000 м, начиная от верхнего венлока или лудлова и кончая низами московского яруса, без вулканических пачек. Залегающая в основании его на силурийских (?) базальтах толща темных слоистых органогенных известняков аналогична ишметауской свите Южной Ферганы. Лудловские — эйфельские отложения представлены в мелководных, часто брахиоподовых фациях, выше находятся однорядные слоистые известняки лоферитового типа с пустотами

выщелачивания, близкие к тегерекской свите Баубашаты — Улана ($D_{2zv}-C_{1t}$), и залегающие с местным перерывом пешкаутские известняки. Верхняя часть разреза включает аналоги газской и пыркафской свит. Уже упомянутое выклинивание известняков Сарыбелеса в восточном направлении, которое наблюдается в долине р. Кок-кия [Бискэ, 1979], отчасти связано с тектоническими перекрытиями. Однако и в самом строении разреза здесь происходят изменения в сторону уменьшения мощности известняков и замещения их массивных мелководных разностей склоновыми фациями талбулакского типа — тентакулитовыми плитняками и кальцирудитами, которые прослоями залегают среди зеленых и красных силицитов. Органические остатки свидетельствуют о том, что такое замещение происходит прежде всего на уровне верхнего силура и нижнего — среднего девона (см. рис. II-21, чешуи III-IV). В чешуе V, занимающей более высокое положение в структуре, обломочные известняки (кальцирудиты, криноидные калькарениты) и кремнистые породы охватывают уже всю видимую часть среднего палеозоя, мощность которой лишь около 300 м. Этот последний разрез, наблюдавшийся также в небольшом тектоническом фрагменте у пер. Чон-Сарыбелес, удивительно повторяет строение Сулейман-горы в г. Ош (см. рис. III-8, на вкладки), что демонстрирует общую ритмичность в истории образования и размыва карбонатных платформ.

6.6. Кульгеджилинские известняки

Известняковые серии внешней части Восточного Алая (Кульгеджилинская кулиса, см. рис. II-24) обладают некоторыми признаками, позволяющими рассматривать их как связующее звено между Туркестанским поднятием и Таримской платформой.

Присутствующие в видимом основании разреза на р. Джусалы (единица Чаканташ) органогенно-обломочные, нодулярные известняки и доломитистые известняки с пятнистой окраской, а также кварцевые розоватые песчаники относятся к лохковскому ярусу или частично верхам пржидолия: это явный аналог зааминской свиты Туркестанского хребта. Выше в колонке Чаканташа наблюдается непрерывный, но трудно расчленимый из-за обычного здесь метаморфизма известняковый разрез, в котором мелководные фации прослеживаются вплоть до визейского яруса (аналоги пешкаутской свиты). В нижнем и среднем девоне есть доломиты. Серпуховский, башкирский и частично московский ярусы представляют темные слоистые, часто детритовые известняки с кремнями, а также иногда глинистые сланцы небольшой мощности (догдульская свита А. В. Яговкина), в целом, очевидно, более мелководные.

Вся эта последовательность по общему объему и набору фаций приближается к некоторым разрезам осевой части Алайского хребта и в том числе Туркестанской карбонатной платформы. Структурная связь этих областей может быть намечена через известняковые пластины Каракавака — Уччата на южном склоне Алая. Однако Кульгеджилинская кулиса, по крайней мере в Чаканташе, отличается строением кровли известняков. Верхнемосковские и касимовские отложения (кашкасуйская свита) представлены здесь разнообразными известняками (до 500 м), среди которых есть как склоновые обломочные, с кремнисто-глинистыми прослоями, так и явно мелководные брахиоподовые фации. Столь молодые известняки в составе надвиговых поясов Южного Тянь-Шаня известны лишь на Таримском шельфе. Это обстоятельство подтверждает гипотезу А. В. Яговкина [1973], видевшего в известняках Кульгеджили продолжение к западу Таримского мелководья ("Кульгеджилинский бар"). Однако предполагается

мая отмель могла быть не сплошной и к тому же оказалась перекрытой надвигами на западе раньше (C_2m), чем на востоке (C_3-P_{1a}).

Принадлежность к Кульгеджилинской известняковой отмели также известняков Каратуминских тектонических чешуй [Яговкин, 1974] остается под вопросом. Известняковая серия гор Каратума включает отложения начиная с лудловских и кончая аналогами догдульской свиты ($C_{1s}-C_{2m_1}$). Однако здесь имеются признаки выклинивания известняков как по простиранию, так и кверху и книзу от главной пластины Каратуминского пакета, с наиболее полным разрезом, подобные тем, что рассмотрены выше для известняков Сарыбелесского массива в Кокшаале. Кашкасуйские ($C_{2m}-C_{3k}$) известняки здесь заведомо отсутствуют, и в этом отношении палеозой Каратумы ближе к пелагическим калмакасуйским толщам, среди которых он и находится. Не исключено, что Каратума представляла собой отдельную известняковую банку в открытом Калмакасуйском море.

6.7. Карбонатные серии Зеравшано-Алайской зоны

Крайняя южная карбонатная платформа в пределах Южного Тянь-Шаня реконструируется в Зеравшано-Гиссарской горной области и внутренней части дуги Восточного Алая (табл. III-7), где ограничена с севера пелагической зоной Вашана-Калмакасу. Она начала формироваться с конца ордовика — начала силура как часть шельфа Каракумо-Таджикского континента. Периоду наибольшей стабилизации в конце венлока — позднем силуре соответствуют почти повсеместно представленные аргские слоистые черные доломиты и затем более массивные доломитистые известняки с кремневыми прослоями (150–300 м). Они охарактеризованы бедной по видовому составу, хотя нередко весьма обильной по количеству остатков бентосной фауны, что подтверждает закрытый характер и мелководность шельфового бассейна. Более открытая часть шельфа представлена в горах Лукдон, где к верхнему силуру относятся светлые известняки дальнянского типа и даже граптолитовые сланцы [Лаврусевич и др., 1974].

В раннем девоне, в связи с общей трансгрессией, различные зоны Зеравшано-Алайского шельфа выступают более определенно. Наиболее мелководной области соответствуют разрезы обисафитского типа, в которых продолжается образование темных лагунных известняков и доломитов с однообразным бентосом и остракодами, подразделенных на верхнеаргскую подсвиту и бурсыхирманскую свиту, и лишь на уровне верхнего прагиена они сменяются светлыми массивными известняками шутской свиты. В разрезах другого, туркпаридинского типа открыто-морские отложения появляются с конца лохкова или в пражском веке и имеют скорее склоновый генезис: это аргиллиты и окремненные криноидные известняки или брекчии типа проксимальных турбидитов, объединяемые в туркпаридинскую свиту, которая очень близка к сарыташской свите Южной Ферганы. Наконец, в разрезах чакылкалянского типа, где кремнистоглинистые сланцы наблюдаются уже в подошве девона, примерно с позднего лохкова формируются карбонатно-кремнистые отложения акбасайской, или нижнепушневатской, свиты.

Начиная со злиховского века, на Зеравшано-Алайском шельфе сосуществуют рифовые постройки и мелководья, где образуются органогенно-обломочные, в разной степени окремненные известняки магианской свиты, и относительно более глубокие участки с преобладающим накоплением кремнистых осадков: последние наращивают акбасайскую свиту. И те, и другие характеризуются смешением бентосных, часто перемещенных ске-

Таблица III-7. Корреляционная схема известняковых разрезов среднего палеозоя Зеравшано-Алайской зоны и Восточного Алая (верхние, или внутренние покровы). (С использованием данных А. И. Лаврусевича, Д. А. Старшина, А. В. Яговкина.)

Индекс яруса	Зеравшано - Алайская зона				Индекс яруса
	Арчаатурский я о кров	Обисафитский тип разреза	Туркпаридинский тип разреза	Чакыкаляин тип разреза	
C _{2b}	Назрыек, Аргташская свиты	Снежинская свита, 70-100 м		C _{2b}	
C _{1s}	Кзылкандинские конга-ты, сланцы изв. 300 м. Кандыбзакские песчаники, сланцы 360 м.	Сангаальская свита, 100-150 м		C _{1s}	
C _{1v2}		Якарчинская свита до 450 м		C _{1v}	
C _{1v2}					
C _{1v1}		Коктерминская свита (конга), до 500 м			
C _{1t}	360 м	Маргузорская (Терекская) свита, до 1200 м		C _{1t}	
D _{3fm}	Обламинская св., 300 м	Массивн. и гравеса. изв - ки (Фабра. св.)	?	D _{3fm}	
D _{3f}		Акбасайская свита		D _{3f}	
D _{2zv}	Теректашская св., 500 м	до 400-450 м		D _{2zv}	
D _{2ef}		Магнанская свита до 800-1000 м		D _{2ef}	
D _{2e}	Уртаказымская св., 400 м.	Шутская св., 300 м		D _{2e}	
D _{2e}	Тарккольские изв.-ки, сланцы, 400 м.				
D _{1p}	Карабельская св., 200 м	Туркпаридинск. Буршамарданская свита, до 300 м	Аргташская свита, до 1200 м	D _{1p}	
D _{1e}	Устьюваланск. свита, 450 м.	Верхняя подсвита (Хавзанская св.), 150 м		D _{1e}	
S _{2pr}		Средняя подсвита (Куррукская св.), 200-400 м		S _{2pr}	
S _{2ed}	Уюккандин-ская свита 400 м	Кара-кзылские изв.-ки, сланцы, 300 м	Нижняя подсвита, 100-400 м	S _{2ed}	
S _{1v}	Бурсуздинск. свита	Шингская, зинакская свиты и их аналоги, 250-700 м		S _{1v}	
S _{1e}				S _{1e}	
O _{3a5}		Арчаатурская свиты, 200 м	Барзангинск. голаца	O _{3a5}	
		Шакриномонская св., 300 м			

летных остатков, с планктонными — дакриоконаридами, гониатитами, конодонтами. В целом девонские разрезы, особенно туркпаридинские, близки здесь к шахимарданскому типу Южной Ферганы, характерному для Меришкор-Уланских покровов. Детальное биостратиграфическое расчленение акбасайской свиты по конодонтам [Бардашев, 1979] показало, что в верхней, существенно кремнистой части ее разреза представлены отложения, начиная со злиховских и кончая фаменскими, при мощности этого интервала немногим более 200 м. Аналогия с талбулакской серией Южной Ферганы и ее расчленением в стратотипическом разрезе совершенно очевидна.

По данным А. И. Кима и соавт. [1984] и сообщению Д. А. Старшина, мелководные массивные известняки с остатками бентоса в некоторых разрезах обисафитского типа образуются и после среднего девона, местами (г. Хаузиэрам) до конца фамена. Карбонатно-кремнистые фации типа

акбасайских на юге Зеравшано-Гиссарской области представлены также вплоть до кровли фамена или даже до турне, а на севере — до верхов франского яруса [Бабкин, 1987]. Таким образом, в течение, по крайней мере, всего девона сохраняется картина сосуществования карбонатной платформы с пелагической областью, причем контраст между ними усиливается в среднем — позднем девоне. Открытое море располагалось в основном на севере (Вашан), однако более детальную палеогеографию из-за последовавших тектонических перемещений трудно реконструировать. В турнейском веке ситуация резко меняется в связи с надвигами и образованием маргузорского флиша.

Продолжение известняковой серии Зеравшано-Алайской зоны следует искать во внутренних покровах Восточного Алая (см. рис. II-24). Ориентиром при этом служат терекские песчаники Терекдаванского покрова, аналогичные маргузорской свите S_1 . Подстилают их известняково-кремнистые и отчасти глинистые отложения, как мелководные, так и склоновые, с проявлениями основных вулканитов, вскрытые фрагментарно в тектонических чешуях или даже олистолитах и датированные верхним силуром — фаменским ярусом. Судя по преобладанию в элиховско — живетском интервале окремненных органогенных известняков (магианская свита?) с остатками бентоса, но также аммоноидей и дакриоконадрид, здесь представлены большей частью аналоги туркпаридинского типа Зеравшано-Гиссарских разрезов. Верхний девон выражен в "акбасайской" фации фтанитов, радиоляритов и тонкослоистых известняков (микриты, пелспариты) с радиоляриями и фораминиферами: последние указывают и на присутствие низов турне. Мощность этих слоев около 60 м (р. Бельаули, см. рис. III-8, на вкладке; III-19).

Залегающий структурно ниже Арчалтурский покров образован в основном рифогенными мелководными известняками, которые, вероятно, составляли с описанными выше единую карбонатную платформу (см. табл. III-7). Современная подошва известняков тектоническая, в ней находятся лудловские известняки дальянского типа, с которых, скорее всего, и началось формирование платформы. Вместе с грубослоистыми известняками пржидолия и основания девона они объединяются в устьйбалинскую свиту, которая аналогична каракульской толще дукдонских разрезов в схеме А. И. Лаврусевича. Нижний и средний девон представлен слоистыми мелководными органогенными известняками, среди которых местами обособляются мергели, известковистые кварцевые песчаники и гравелиты: в Теректау это главным образом карабельская свита лохковского — пражского возраста, однако терригенные прослойки есть и выше по разрезу, вплоть до верхнего эмса (уртаказыкская свита и ее аналоги). Уртаказыкские известняки и сланцы с биогермными телами отвечают примерно нижней магианской подсвите, а более однородные известняки теректауской свиты — верхнемагианским. Известняки верхнего девона (ойбалинская свита) более массивные, светлые, преимущественно оомикритовые, водорослевые, с фораминиферами.

Локальное появление терригенных пород в нижнем девоне Арчалтурского покрова, скорее всего, связано с последними стадиями размыва предшествующих поднятий. С другой стороны, разновозрастные песчаники и алевролиты (устькоксайская свита S_2-D_1) в нижележащем Иркешском покрове и отложения нижнего девона, а возможно, и эйфеля в структурной единице Туюзкаинды (туюзкаиндинская и таркольская свиты) содержат органогенно-обломочные известняки, скорее всего, в виде оползневых пластин и отвечают склонам карбонатной платформы. Аналогичное про-

исхождение должна иметь акбалийская свита D₁₋₂ Зеравшанского хребта [Расчленение, 1976].

Другая особенность Арчалтурского покрова — появление в кровле известняковой серии отложений нижнего карбона. В Арчалтуре и Теректау это маломощные (10–100 м) плитняковые микриты и калькарениты донгураминской свиты, прослоенные глинистыми и кремнистыми сланцами и переходящие вверху в существенно терригенные, песчано-глинистые ритмичные отложения. Находками фораминифер, а местами также ругоз и брахиопод доказано присутствие здесь турнейских и серпуховских отложений. Это обстоятельство указывает на позднее вступление Арчалтурских известняков в состав надвигового пояса по сравнению с Зеравшано-Терекдаванскими покровами, где основное несогласие приходится на середину визе, и сближает их уже с внешними частями Восточноалайской дуги. Сходную позицию в Таджикистане имеют, возможно, лишь известняки небольших Демноринских чешуй Зеравшанского хребта, также включающие нижний карбон.

7. Пелагические (батиальные, лептогеосинклиальные) серии девона — карбона

7.1. Общая характеристика и история установления

Эти отложения объединяются по признакам, указывающим на относительно глубоководное происхождение — в условиях открытых морей с замедленной седиментацией, вероятно, с редуцированным частично или полностью гранитным слоем коры. Пелагическая магнафация представлена карбонатно-глинисто-кремнистыми породами с прослоями терригенных и вулканогенных образований. Она отличается малой мощностью, для отдельных этапов на порядок меньшей, чем рифо- и вулканогенные толщи того же возраста; скорости накопления осадков, усредненные на весь период их формирования, составляют лишь 3–5 м/млн. лет.

Первоначально, после того как среднепалеозойские серии подобного типа были открыты в Южной Фергане [Поршнякова, 1961], они не отделялись от неполных разрезов перерывного типа, сформированных в мелководных условиях. Б. В. Полярков [1969а] впервые увязал их происхождение с некомпенсированными прогибами, однако представлял такие прогибы как сохранившиеся до сих пор, в виде узких полос — бывших трогов между карбонатными отмелями. Границы трогов и поднятий рассматривались как конседиментационные краевые разломы.

Подобная модель вряд ли может объяснить существование этих впадин в течение десятков миллионов лет при сохранении очертаний растущих карбонатных платформ. Уже поэтому несомненным является тектоническое сближение и значительное перекрытие карбонатных и разновозрастных им глинисто-кремнистых толщ, при котором склоновые карбонатно-обломочные (аллодапические) фации переходного характера наблюдаются лишь фрагментарно. Выше был рассмотрен вариант палеогеографической реконструкции с тремя-четырьмя пелагическими зонами, разделяемыми карбонатными отмелями и вулканическими грядами, а ныне выраженными как отдельные разновозрастные покровы или покровные пакеты.

Стратиграфия кремнистых отложений с 70-х годов быстро продвинулась благодаря внедрению в практику химической препарировки остатков микроорганизмов — конодонтов и радиолярий [Пучков, 1983; Аристов, Чернышук, 1984].

7.2. Ходжагаирская свита и ее аналоги

В составе зеленосланцевых и вулканогенных разрезов в верхних тектонических покровах Букантау-Кокшаальского пояса (см. рис. III-6, на вкладке) пелагические образования залегают поверх аккреционного комплекса и окраинно-морских вулкано-карбонатно-терригенных серий, отражая общее погружение дна моря и сокращение сноса. Чаще всего их объем включает лишь средний девон — нижний карбон. Таковы наиболее полные разрезы ходжагаирской свиты, залегающей на базальтах D_{1-2} по р. Акбура. Из силицитов этой свиты, мощностью всего до 200 м, получены радиолярии живетского, франского и фаменского ярусов, а к нижнему карбону относится известково-кремнисто-алевролитовая пачка с конодонтами визе [Клишевич и др., 1977]. Силицитовая девонская часть разреза в стратотипе свиты (р. Ходжагаир) сокращена до 12 м, а верхняя, нижнекаменноугольная, имеет карбонатный состав и содержит обломочную примесь. Кроме гониатитов и конодонтов визе — серпухова в ней известны переотложенные (с отмелей на вулканических плато?) верхнедевонские конодонты [Алексеев, Вишневский, 1979]. Близкий хронологический объем имеют кремнистые породы, перекрывающие в Северо-Восточной Фергане [Пучков и др., 1987] зеленосланцевые серии р. Майлису, а также, вероятно, в Шириктинской единице Атбашинского хребта.

Стратиграфические разрезы в других пелагических зонах более полные ($D-C_2$, иногда D_3-C_3), в общем однотипны (за исключением возраста флиша в их кровле), и все их разнообразие сводится к большему или меньшему присутствию аллохтонных, т.е. карбонатных, вулканических и иногда терригенных фаций, наложенных на общий фон глубоководной седиментации. Соответственно можно различать собственно пелагические (силицитовые, глинисто-силицитовые) разрезы среднего палеозоя и наряду с ними — карбонатно-силицитовые и вулканорифоидно-силицитовые (табл. III-8, см. вкладку). Относительная распространенность их в разных покровах, впрочем, неодинакова.

7.3. Шаланская серия

Для пелагических разрезов в Тегермачском покрове Южной Ферганы (рис. III-11, колонки 1-5, 7, 9, на вкладке; см. рис. II-11, II-17) основной частью является шаланская серия, повсеместно состоящая из двух подразделений — силицитовой томашинской ($D-C_1$) и известняковой биданинской (C_{1-2}) свит. Местами, например в районе р. Шанкол — пос. Бидана, серия надстраивает в непрерывном и согласном разрезе пелагические граптолитовые сланцы силура и образует вместе с ними единую последовательность открыто-морских отложений среднего палеозоя. Смена черносланцевых осадков кремнистыми происходит вблизи или выше границы силура и девона, подчиняясь общерегиональной причине: таковой может быть начало базальтовых излияний и, как следствие, трансгрессии и погружение шельфовых и островодужных отмелей, ослабившее изоляцию глубоких впадин. Примерно синхронным в пелагических отложениях региона является также переход в середине визейского века от кремнистых осадков к существенно известковистым, что можно связать с трансгрессией и усилением биогенной продуктивности карбонатных отмелей в это время.

Вследствие раннедевонской трансгрессии кремнистая томашинская свита распространена шире однородно-глинистых разрезов силура и может перекрывать также толщи карбонатного или песчано-глинистого флиша; в последнем случае он иногда включает часть лохковских отложений, как

это установлено в собственно Тегермачской единице и ряде других разрезов Тегермачского покрова.

Пелагические разрезы шаланского типа обычно содержат примесь аллодапических (переотложенных) известняков малой мощности, образованных скорее на относительно близком расстоянии до края карбонатных платформ, а также отторженцев известняковых рифов.

Наиболее детально расчлененный разрез девона — нижнего карбона верховьев Томаша-сая, стратотипический для томашинской свиты, начинают переотложенные обломочные известняки с конодонтами и кораллами лохкова, злихова. Выше зоны grönbergi установлена почти полная последовательность конодонтовых зон остальной части девона и турне [Аристов, Чернышук, 1984] мощностью 165 м. В нижнем ее интервале кроме фоновых силицитов присутствует несколько циклитов карбонатно-обломочного состава с примесью песчаного, в основном вулканогенного материала, который выше по разрезу образует иногда и самостоятельные прослои, также с признаками градационной слойчатости. Вышележащая биданинская свита C_1v-C_2b имеет повышенную мощность (180 м). Таким образом, здесь налицо признаки близости карбонатной платформы и перехода к известняковым разрезам шахимарданского типа (см. рис. III-8, на вкладке). В свободных от переотложенного материала разрезах томашинской свиты, как, например, в единице Будалыкчат на р. Гульча, удалось показать присутствие 1) пестрых по окраске радиоляритов с глинистыми прослоями (не более 200–250 м), содержащих конодонты и радиолярии, по крайней мере, начиная с зоны grönbergi (прагиен — нижний эмс) и до фаменского яруса, и 2) темных глинистых сланцев и радиоляритов (до 100 м) фамена — турне.

Известняковая примесь в томашинской свите проявляется обычно не выше эйфеля. Близ пос. Ташата линзовидные включения органогенных известняков с остатками бентоса отмечены в пелагических фациях на трех уровнях (см. рис. III-11, колонка 9, на вкладке). К нижнему из них относятся обломочные прослои с пржидольскими кораллами, найденные среди разновозрастных с ними граптолитовых сланцев. Эти пласты, очевидно, связаны своим происхождением с изолированной банкой в неглубоком еще море. Выше по разрезу, в основании томашинской свиты, находится линза массивного известняка с кунжакскими (лохковскими) табулятами. Третий уровень, уже внутри томашинских силицитов, возраст которого эйфельский, судя по находкам конодонтов зоны serotinus [Пучков, 1983], представляют крупнообломочные известняки (кальцирудиты), вторично окремненные, в которых смешаны разновозрастные остатки бентоса — табуляты, ругозы и брахиоподы лохкова, ругозы и брахиоподы пражского или злиховского возраста. Мощность этого горизонта до 10–15 м, протяженность более 100 м. В глинистых сланцах и радиоляритах верхней части разреза (70 м) заключен стратиграфически конденсированный разрез от эйфеля до турнейского яруса. Похоже, что здесь наблюдаются небольшой мощности олистостромы, образованные неоднократно обвальными-оползневыми событиями. Если это так, то весь разрез происходит из области, проксимальной по отношению к известняковой платформе и рифам на ее внешнем краю. Отметим, что совсем не обязательно считать этим краем поднимающиеся рядом известняковые гряды Чиль-Майрама или Чиль-Устуна, так как амплитуда продвижения известнякового покрова относительно пелагических осадков весьма значительна.

Биданинские известняки (C_1v-C_2b), мощностью обычно не более 50-80, редко до 180 м, представлены в различных местонахождениях Южной

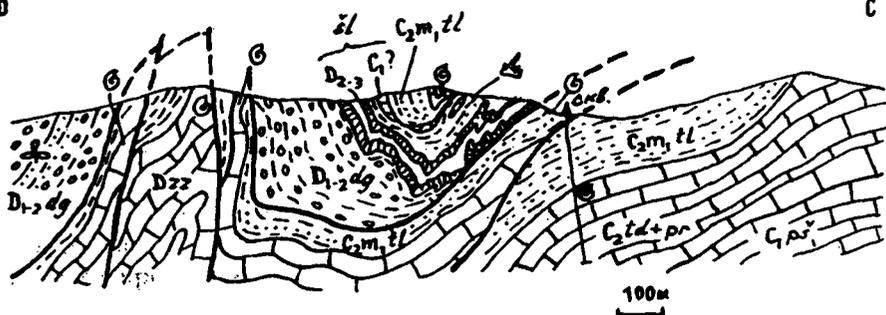


Рис. III-12. Геологический разрез южного крыла Каузанского антиклиналоида в междуречье Каранглы — Сакиртме [Зубцов, 1987].

1 — фораминифер, 2 — конодонтов, 3 — растительных остатков.

Ферганы разнослоистыми микритами, калькаренитами и реже кальциуритами, иногда с небольшой примесью кварц-полевошпатового и вулканического песка. Известняки окремнены, диагенетические линзы или прослои кремнистого материала присутствуют почти везде, но больше в низах свиты. Свита датирована находками фораминифер, известковых водорослей, конодонтов, гониатитов, к которым изредка присоединяются детрит мелководных ракушечников и коралловых построек. По фораминиферам (Б. В. Поярков, А. В. Дженчураева и др.), а позже и по конодонтам удалось показать их соответствие средней — верхней части визе, серпуховскому и нижней половине башкирского яруса; к этому интервалу относятся также все известные отсюда остатки гониатитов. В редких случаях удавалось наблюдать почти полное выклинивание биданинских известняков.

Если появление известняков среди пелагических осадков можно увязать с Ош-Уратюбинской отмелью на северном краю Тегермачского пролива, то вдоль южного его края следует искать уже признаки влияния Алайской суши (см. рис. II-3). Они проявляются здесь в разрезах Чаувайского покрова, где флиш и конгломераты нижнего девона (даудинская серия и ее аналоги) перекрыты кремнисто-глинистыми отложениями и биданинскими известняками (рис. III-12). Полные колонки подобного типа редки, а биостратиграфия силицитов в них мало изучена. Малая их мощность в чаувайских разрезах наводит на мысль о возможном замещении алевrolитами или стратиграфических перерывах.

Собственно пелагический, силицитовый тип демонстрируют также многие разрезы среднего палеозоя в Сересуйских покровах Восточной Ферганы (горы Алдыяр, Сюрентюбе, Суганташ) и отчасти Кокшаала (р. Кенсу в Джаныджерском хр., см. рис. III-14, колонка 2; рис. II-8). Все они еще ожидают детального расчленения, однако картирование в них тех же основ-

ных подразделений возможно и желательно. В Аксайской единице Кокшаала мы вновь сталкиваемся с формацией рифогенно-силицитового состава. По р. Терек (см. рис. III-11, колонка 10, на вкладке) наблюдается последовательность, близкая к описанной выше в Ташате. Шаланская серия в девонской части этого разреза содержит большое число известняковых обломочных прослоев, включая кальцирудиты с ископаемым бентосом прагиена — эйфеля. На левом берегу реки среди кремнистых пород находится, вероятно, олистолит массивного органико-детритового известняка, мощностью до 30 м; с брахиоподами и кораллами аккалчигайского горизонта (верхний эмс — эйфель). Он подстилается, перекрывается и замещается по простиранию известняковой брекчией с теми же ископаемыми в обломках. Не просто реконструировать условия образования этого тела. Тектоническая чешуя, в которой оно заключено, располагается между пластинами с девоном чисто силицитового состава, и вряд ли можно представить себе снос обломков со стороны отстоящих еще дальше рифов Сарыбелеса или Таш-Елю. Подобные примеры заставляют думать скорее об изолированных известняковых постройках среди открытого моря, позднее исчезающих — по крайней мере, из сферы нашего наблюдения. Восточнее по простиранию Аксайских чешуй известняковая примесь в силицитовой серии почти отсутствует, но в среднем — верхнем девоне появляются вулканические прослои, а ближе к Уланскому покрову — базальтовые излияния.

7.4. Пелагические разрезы Кочкарчи-Учкошконских покровов

Основная зона формирования пелагических разрезов карбонатно-силицитового типа отвечает Кочкарчи-Учкошконским покровам, где эта формация также обозначает пролив (или ряд проливов), между известняковыми платформами Алайского микроконтинента. Современные данные по ее стратиграфии в пределах приосевой части Туркестано-Алая получены в основном после работ В. П. Чернышука, А. В. Дженчураевой, С. Б. Гущина, В. В. Абакумова (рис. III-13, колонки 1-5, см. вкладку). Показано, что в основании разрезов находятся глинистые сланцы (кызылтинская толща) относительно мелководного происхождения, судя по присутствию в них прослоев известняков с непереотложенными колониями табулят и брахиоподами пржидолия — лохкова. Следующая, кызылсайская свита (лохков — эйфель) представлена слоистыми аллодапическими известняками, которые в разной степени прослоены глинистым и кремнистым материалом и охарактеризованы смешанной бентосной (кораллы) и пелагической (тентакулиты, конодонты) фауной. В верхней половине девона и в турне преобладают уже темные алеврит-глинистые и кремнистые породы с подчиненными прослоями калькаренинов (калаймахмудская свита): отсюда известны конодонты и радиолярии [Аристов, Чернышук, 1984]. Последняя в серии глубоководных осадков, кульдунтауская свита, вновь образована переотложенными обломочными известняками с прослоями кремнистых и реже известково-глинистых пород. Она является аналогом биданинской свиты, однако по результатам изучения конодонтов и фораминифер соответствует большему временному интервалу — от турне до начала московского века.

На восточном, Кокшаальском, фланге разрезы этой группы покровов более разнообразны, но среди них также представлены карбонатно-кремнистые разновидности. Подобный тип представляет колонка Карачукурской единицы (см. рис. II-15; рис. III-13, колонка 8, оба рисунка на

вкладке). В данном случае еще более очевидно, что некомпенсированный бассейн сформировался здесь после погружения карбонатной платформы с известняками $S_2-D_2^1$. Отложения девона — низов московского яруса по типу строения и мощности (около 600 м) близки к описанным выше.

7.5. Вулкано-силицитовые разрезы

Третья, вулкано-силицитовая или же вулкано-рифодно-силицитовая, разновидность среднепалеозойского формационного ряда пользуется наибольшим распространением в Восточной Фергане и в Кокшаальском секторе региона, где она связана переходами с базальтовыми девонскими толщами соседних структурных единиц. При описании этих последних выше (см. раздел III.5.2) приведены примеры быстрого выклинивания базальтовых и известняково-базальтовых серий Ортосу (см. рис. III-13, колонка 7), Борколдой и замещения их карбонатно-вулканомиктовыми пачками.

Обычный порядок строения сокращенных в мощности разрезов смешанного состава виден на примере Сересуйской единицы Северо-Восточной Ферганы (рис. III-14, колонка 1). Подобно кочкарчинским разрезам Туркестано-Алая, но более локально, здесь представлены пржидольские известняки с бентосом и более пелагические по происхождению тентакулитовые известняки нижнего девона. Они перекрываются и, вероятно, замещаются айрыташской свитой вулканомиктовых пород существенно базальтового состава с прослоями цветных радиоляритов, пестрых сланцев, глыбами, а также и настоящими линзами бентогенных известняков. В бассейнах Сересу и Шайдана можно наблюдать переходы от айрыташской свиты как к вулканической серии (киргизатинской), так и к чисто пелагическим разрезам, средне-верхнедевонская часть которых (100–300 м) образована уже только кремнистыми породами с прослоями дистальных известняковых турбидитов [Аристов, Чернышук, 1984].

Колонки Чақыркума, Ортосу, Теза, Учкошкона, Ишигарта, принадлежащие разным покровам Кокшаальского сектора (см. рис. III-11–III-14, рис. III-11 и III-13 на вкладке), различаются по ряду признаков, но в целом относятся к тому же переходному типу и могут картироваться в той же системе местных единиц (см. табл. III-8, вкладка). В случаях значительной высоты девонских вулканических построек наблюдаются перерывы в верхах разреза, связанные, вероятно, с размывом и дальнейшей консервацией таких поднятий по типу гайотов (Ортосуйская единица: рис. III-13, колонка 7).

7.6. Пелагические разрезы Вашан-Калмакасуйской зоны

Средний палеозой этой зоны, которой соответствовала пелагическая область к северу от шельфа Гиссара, ныне входящая в состав южного надвигового пояса герцинид, в основном близок к последнему формационному типу (рис. III-15, см. вкладку). Разрезы его, хорошо охарактеризованные граптолитами и конодонтами, содержат карбонатно-глинисто-кремнистую азванскую серию девона. Нижняя ее часть, тентакулитовая итульмесская свита, отличается еще значительной примесью зеленоцветных песчаных отложений, вплоть до злиховского уровня, и включает основные вулканы. Последние в Восточном Алае более типичны для верхних чешуй Калмакасу, где намечается переход к базальтам Иркешского покрова. Верхняя свита, шартская, образована уже только известково-глинисто-кремнистыми осадками с тентакулитами и конодонтами нижнего, среднего и верхнего девона, начиная с зоны Nowakia

вестняки (коктепинская свита) представлены скорее склоновыми фациями с переотложенными крупными фораминиферами. Поэтому возможные перерывы в верхах девона — низах карбона следует скорее связывать со стратиграфической конденсацией, чем с поднятиями, тем более, что кремнистая пачка этого возраста все же известна как здесь, так и в соседних седиментационных зонах (вулканические, а также терригенные Яссы-Майдантагские разрезы). Окончательный ответ на вопрос даст, вероятно, детальное микропалеонтологическое изучение этого уровня, методика для которого уже имеется.

8. Комплекс пассивной окраины Таримской платформы

Северо-западная окраина Таримской платформы и отчлененного от нее Сулутерекского массива, вместе с нижними тектоническими покровами Восточного Алая, Ферганского хребта и Кокшаала, демонстрирует основные типы разрезов среднего — верхнего палеозоя, характерные для пассивных окраин континентов в низких широтах. Во внутренней, Келпинтагской, зоне шельфа образуются карбонатно-терригенные, часто красочные толщи, мощность которых нарастает от 1000 м в Келпинтаге до 4000–5000 м во внешней, Кипчалма-Джангартской, зоне шельфа, где имеются признаки устойчивого в пространстве барьерного рифа. Следующая за ней к северу Яссы-Майдантагская зона отвечает континентальному склону и подножию (рис. III-9 и III-16). Отложенная здесь серия песчано-глинистых осадков латерально соприкасается с глинисто-кремнистыми образованиями открытого моря, которые видны в Учкюшконской, Калмакауской и других покровных единицах.

8.1. Известняково-терригенные отложения лохкова

На шельфе Тарима средний палеозой начался трансгрессией раннего силура, отложившей маломощные глинистые известняки, песчаники и сланцы поверх нижнепалеозойских карбонатов [Ху Бин и др., 1965]. Севернее, в Яссы-Майдантагских склоновых разрезах, нижний силур не известен: в основаниях тектонических чешуй и покровов вскрывается известково-терригенная, местами пестроцветная толща осадков S_2 - D_1 . В. Б. Горянов и сотр. [1986] предложили для нее название "чонтуякская свита", со стратотипом в верховьях р. Яссы. В целом свита преимущественно глинистая, с подчиненным содержанием кварцевых граувакк и микритовых известняков с песчано-алевритовой примесью. Реже встречаются органогенно-обломочные известняки с кораллами, брахиоподами, криноидеями исфаринского, а в верхней части кунжакского горизонта (придолий — лохков). Кверху иногда увеличивается содержание песчаников и усиливается ритмичность. На востоке, в районе Хан-Тенгри, отмечены прослой конгломератов с примесью гальки гранитов [Христов, 1989].

Чонтуякская свита, очевидно, отвечает условиям еще глубокой части шельфа или континентальному склону в стадии проградации; она довольно похожа на одновозрастную шириктинскую свиту другой (северной) окраины Кокшаальского бассейна. Такие же отложения наблюдаются под известняками Кипчалма-Джангартской зоны, где кунжакская часть свиты оказывается более известковистой и, вероятно, они же выделены Г. Кейделем еще в 1906 г. на южных склонах Тянь-Шаня как апаталканская серия. Судя по более поздним материалам [В. Синицын, 1957; Ху Бин и др., 1965], эта серия охватывает флишеподобные песчано-глинистые, а

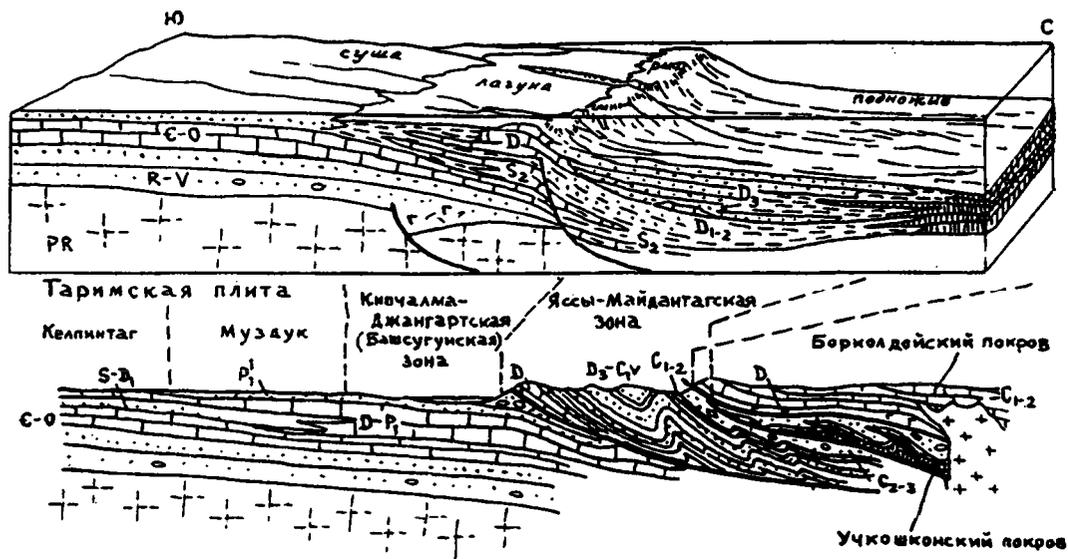


Рис. III-16. Два этапа в истории северо-западной окраины Таримской плиты.
 Вверху — блок-диаграмма, изображающая седиментационную обстановку на северо-западном краю Таримской плиты к концу девона. Вертикальный масштаб сильно увеличен. Внизу — предполагаемый геологический разрез на конец ассельского века P_1 .

местами также кремнистые и карбонатные отложения верхнего силура — девона; характерна пестрая (зеленая, красная) окраска сланцев.

8.2. Девон Таримского шельфа

Внутреннюю часть шельфа покрывают песчано-аргиллитовые зеленые и в основном кирпично-красные, пурпурные лагунные осадки; с раннедевонскими двустворками в нижней части и с растительными остатками позднего девона — в верхней [Казьмин, Фараджев, 1961; Ma Baojin, 1992]. Отложения эти, непостоянной мощности и с неполным разрезом, представляют собой типичные девонские красноцветы континентов Северной Евразии. Разрез внешней, Кипчалма-Джангартской, зоны отличается более однородным известняковым составом (см. табл. III-9, на вкладке) и отвечает зрелой стадии развития шельфа. Известняковая серия, которая на западе зоны получила название кипчалминской, а на востоке — джангартской, обычно мраморизована и плохо поддается расчленению. В покровных чешуях единиц Кипчалма и Биргузы в Ферганском хребте удалось восстановить главным образом нижнюю часть ее колонки [Бискё и др., 1982; Горянов и др., 1986]. Над упомянутыми выше чонтуякскими сланцами залегают темные доломитистые известняки кунжакского (лохковского) возраста с коралло-строматопоровым бентосом (до 90 м) и массивные мраморы (семизские, туйвинские — до 500 м), редкие ископаемые остатки в которых относятся к нижнему и среднему девону, вплоть до живетского яруса. Несомненные аналоги этих отложений — известняково-доломитовые амфипоровые фации зарифового типа, которые открыл Е.В.Христов в 1988 г. в Майбашском районе восточнее р. Сарыджаз. На южном склоне Кокшаала в горах Джиль-Арт, Караул-Таг и по р. Ушмурвансу Л. Б. Вонгаз и затем В. М. Синицын [1957] описали смену красноцветных фаций низов девона вверх по разрезу темными брахиоподовыми известняками с ископаемыми живетского и франского ярусов: мощность их от 500 до 2000 м.

8.3. Терригенные склоновые разрезы девона — турне

Другой, существенно терригенный, тип отложений, характеризующий континентальный склон и подножие, широко представлен в Яссы-Майдагтагской зоне. В пределах Яссинской единицы, образующей тектонический покров на упомянутых известняках Кипчалмы, ему соответствует узгенская серия песчано-глинистых ритмичных отложений общей мощностью 2000 – 3000 м. Выше чонтуякских сланцев здесь залегают ритмичные алевролиты и сланцы яссинской свиты с крупными пачками однородных кварц-граувакковых мелкозернистых песчаников (см. табл. III-9). Карбонатная примесь в них появляется лишь эпизодически, в виде прослоев песчанисто-обломочных (аллодапических) криноидных известняков с tentaкулитами. Очень редко удается найти переотложенные, очевидно, с шельфа мелкие обломки кораллов, и наоборот, довольно часто встречается сильно разрушенный детрит из наземных растений. Совокупность палеонтологических данных указывает на присутствие по крайней мере злиховских и живетских отложений, однако, скорее всего, свита содержит полный разрез от пражского яруса до верхов среднего девона.

Джартюбинская свита массивно-слоистых кварцитовидных серых песчаников, меньше — алевролитов и глинистых сланцев (400 – 800 м), залегающая выше по разрезу, в сущности, продолжает ту же формацию и охарактеризована сходной ископаемой органикой, в комплексе которой появление плауновых указывает уже на позднедевонский возраст. Вслед за

отложением этих песчаников в конце девона начинается этап замедленной фоновой седиментации, и образуется кендысуйская пачка темных глинистых и кремнистых сланцев (до 120 м), в которых В. П. Чернышук обнаружил комплекс конодонтов верхнего девона.

Строение флишоидной серии изменчиво. Тем не менее даже в Восточном Алае (единица Савоярды) А. В. Яговкин счел возможным выделить в ней те же две свиты, которые обозначили здесь склон уже Сулутерекского выступа платформы между шельфовыми известняками Сийдама и открыто-морским девонем нынешнего Калмакасуевского покрова.

В Кокшаальском секторе аналогом ясинской свиты является, очевидно, еще недостаточно изученная песчанистая бедельская толща (до 600 м?) структурных единиц Бедель и Узенгегуш. Джартюбинской свите здесь примерно соответствует тысбельская свита, распространенная в современных выходах более широко и также состоящая в основном из песчанистых пачек. По условиям образования такие пачки относятся, скорее всего, к отложениям "зерновых потоков", (грейнитам, флюксотурбидитам), а большая мощность (не менее 3000 м) и высокая скорость накопления этой части девонского разреза наводят на мысль о связи потоков с крупными дельтами. Большое количество растительного детрита в песчаниках и алевролитах согласуется с таким допущением. Н. М. Петросян, обработавшая наши коллекции, определила из них представителей нескольких позднедевонских родов, среди которых наиболее типичны *Leptophloeum rhombicum* Dawson, встречаются фаменские виды *Rhacophyton* и *Sphaenophyllum*. Нижняя часть свиты, с *Aphylopteris delavarensis* Arn., *Taeniocrada* sp., *Hostimella crispa* Arn., относится к среднему девону. Наземные растения находятся совместно с фораминиферами, конодонтами, харовыми водорослями, дакриоконаридами, радиоляриями, которые встречаются в редких известковистых прослоях и также указывают чаще всего на верхний девон.

В склоновых фациях на востоке Кокшаала то же место занимает флишоидная айрыторская свита [Бискэ, 1983; Бискэ и др., 1992]. Начало ее формирования связано с трансгрессией, так что свита залегает на известняках (талдыбулакских) с кораллами и дакриоконаридами прагиена — эйфеля, а местами содержит их же в виде олистолитов. Айрыторская свита в стратотипическом разрезе по р. Кайче — это чередование глинистых, песчано-глинистых и известково-глинистых пачек, образованных темными калькаренидами и микритами. Мощность ее не менее 1500–2000 м, но уменьшается до 600–700 м в более дистальных разрезах района Хан-Тенгри [Христов, 1989]. Возраст определен находками франских тентакулитов и раннефаменских конодонтов; возможно, нижняя часть относится к среднему девону.

Песчаники в узгенской серии и ее аналогах состоят из кварцевых зерен с примесью в грубых фракциях обломков алевроитового и кремнистого состава, с небольшой примесью полевых шпатов, что согласуется с их континентальным происхождением.

Несколько отличаются от них песчаники кайчинской свиты (D_3-C_1), залегающие выше как тысбельской свиты, так и айрыторского карбонатного флиша на востоке Кокшаала (см. табл. III-9, на вкладке). Здесь появляются красноцветные сланцы и алевролиты, а в песчаниках — вулканокластический материал основного состава. Тяжелая минеральная фракция содержит ромбопироксены и даже оливин, вместе с минералами метаморфических пород, очевидно, Таримского фундамента. В Тариме же приходится искать и область вулканических излияний: до сих пор прямой инфор-

мации о них нет. Иногда встречаются конгломераты с хорошо окатанной галькой осадочных пород, которые отмечены и в верхней части девона на Таримском шельфе [Ma Baolin, 1992]. Возраст свиты определяется находками в алевритовых частях циклитов конодонтов, указывающих на зоны rhomboidea — marginifera верхнего фамена; есть и более древние, переотложенные формы [Бискэ и др., 1992]. Комплекс растительного детрита этой свиты близок к тысбельскому, но в верхней части появляются раннекаменноугольные *Asterocalamites* и *Sigillaria*. Кайчинские проксимальные песчаные турбидиты (1000–1600 м) отвечают эпизоду ускоренного выноса песчаного материала на континентальный склон. В Майдантаге, как и в Яссы, верхнему фамену соответствуют лишь маломощные (300 м) пестрые сланцы с прослоями вулканомиктовых песчаников. Интересно отметить сходство кайчинской свиты с тизнабской свитой (D_3 или D_3-C_1t) [Казьмин, Фараджев, 1961] другой, Куньлуньской, окраины Таримского континента.

Вышеležающая сарыбельская свита (D_3fm-C_1t) в основном ближе к нормальному флишу по малой мощности циклитов и преобладанию алевритовых пород. Последние могут образовывать сплошные пачки до 70–80 м и содержат кремнистые прослойки. Конодонты и радиолярии относятся к концу фамена (зона *expansa*) и к турне, карбонатные песчаники содержат раковинки фораминифер турне и нижнего визе. Окраска пород желтая, черная, зеленоватая. Мощность 300–400 м, причем опять-таки в более западных районах флиш замещен маломощными черными глинистыми и кремнистыми сланцами. Скорость седиментации при этом падает на порядок и более по сравнению с позднефаменской.

8.4. Карбон — пермь Таримского шельфа и склона

В заключительный период, предшествующий коллизии континентов, расположение основных областей седиментации сохраняется. Толщи, вскрытые в Келпинтагской зоне, отличаются резко сокращенной мощностью. Наиболее распространены известняки, мергели и песчаники C_3-P_1 (обычно 40–80 м), из-под которых местами вскрываются совсем маломощные пачки с фауной верхнего визе — серпухова и среднего карбона. Разрез завершают морские, а возможно, и континентальные (красноцветные) песчаники и сланцы с углистыми прослоями и пластами основных вулканитов в верхней части. Мощность их нарастает к северу в направлении краевого прогиба, а возраст скорее не моложе середины перми. В краевой Кипчалма-Джангартской зоне этот цикл (C_1v-P) снизу обособлен нечетко, так как единичные пока находки фауны нижнего карбона в Кипчалме и нижних ущельях Сарыджаза принадлежат нерасчлененной джангартской серии мраморизованных известняков девона — низов перми. В кровле ее известны ассельские *Paraschwagerina* sp. Южнее, уже на правобережье р. Кокшаал, советские и китайские авторы описали более разнообразный и полный разрез карбона — перми (см. рис. II-26), в основании которого единодушно отмечается резкое, местами даже слабое угловое несогласие. Возможно, оно и было причиной образования необычного для Алай-Кокшаальских герцинид мощного терригенного нижнего карбона в склоновой области. В составе известняково-терригенного комплекса C_1-P можно различать следующие подразделения.

1. Известняки, реже мергели, доломиты и песчано-глинистые породы верхнего визе — башкирского яруса: в основании иногда песчаники, конгломераты. Мощность 200–500 м, в полных разрезах (вместе с отложениями $S_2b-m_1?$) до 1000 м.

2. Песчано-глинистые отложения, переходящие к северу в извест-

няки верхнемосковского подъяруса — верхнего карбона, на краю шельфа — с рифовыми постройками [Zhang e.a., 1983]. 1000–2000 м. Залегают чаще всего с перерывом в основании. На правобережье р. Джангарт Е. В. Христов в 1988 г. описал в верхнем карбоне горизонты риодацитовых туфов.

3. Известняки ассельского яруса перми, массивные и слоистые с рифовыми постройками, реже песчаники. Залегают несогласно, мощность 600–1700 м. Перекрывающие их нижнепермские песчаники, алевролиты с прослоями конгломератов и известняков (до 1500 м) составляют уже отложения внешней зоны передового прогиба.

В области континентального склона и подножия (см. табл. III-9, на вкладке) происходит замещение известняков C_1 терригенными фациями (долина Уччат на левобережье р. Сарыджаз), либо локальное появление мощных флишоидных осадков, которые можно увязывать с регрессией и продвижением крупной речной дельты. Таково вероятное происхождение пикертыкской свиты грубых известковистых полимиктовых песчаников и алевролитов с пачками чистых калькаренитов и глинистых известняков (более 1000 м), содержащих фораминиферы среднего и верхнего визе. Она развита, по-видимому, лишь в районе гор Акташ-Пикертыкский, где перекрывает пелагические осадки и дистальные турбидиты сарыбельской свиты. Там, где визейский флиш отсутствует, низы карбона представлены целиком в силицит-глинистых фациях и имеют мощность в десятки метров. На них залегают ритмичные калькарениты и кальцирудиты с обломками створок брахиопод и фораминиферами верхнего визе — серпухова, преотложенными с шельфа, а затем кварцевые граувакки и калькарениты с башкирскими фораминиферами и гониатитами, образующие ритмичное чередование с алевролитами. Мощность пелагических отложений C_{1-2} (карасайнская свита) не более 100–170 м. Они составляют латеральный член пелагического формационного комплекса, который распространился в фамене и начале карбона на прежнюю область песчаных подводных конусов выноса. В Яссинской единице и южной части Майдантага то же место занимает джуректашская свита (C_{1-3}) пестрых силицитов, фтанитов, кремнисто-глинистых сланцев и окремненных обломочных известняков. Кроме обычных ископаемых нижнего — среднего карбона в кровле свиты удастся обнаружить доказательства наиболее поздних реликтов открытого бассейна с замедленной седиментацией: фораминиферы и иногда конодонты московского яруса и верхнего карбона, вплоть до дастарского горизонта. Имеются, судя по всему, и длительные скрытые перерывы внутри пелагического карбона, которые можно будет выявить лишь после тщательного изучения микрофауны.

Итак, в истории Таримской пассивной окраины установлены регрессивные эпизоды (поздний фамен, середина визе), когда поднятый и расчлененный рельеф платформы определил массовый вынос обломочного материала на континентальное подножие. В другие этапы (поздний визе — серпухов, возможно, турне) платформа оставалась преимущественно занятой эпиконтинентальным морем, и снос терригенного материала резко уменьшался. Проследить эту связь для более раннего периода, а также определить зависимость трансгрессивно — регрессивных событий от истории магматических явлений можно будет после уточнения стратиграфии шельфовых зон.

9. Флишево-олистостромовый комплекс надвиговых поясов и передовых прогибов

Каждое из формационных тел, относящихся к этой группе, образует кровлю какой-либо тектонической пластины, венчая собой разнообразные по составу колонки палеозоя; одновременно каждое из них является постелью вышележащей пластины. Исследование стратиграфии и картирование свит предшарьяжного, или фронтального, флиша является важнейшим способом разграничивать и коррелировать между собой тектонические пластины и покровы в масштабе всего Южного Тянь-Шаня. Перечислим основные признаки этой формации.

1. Ритмичное строение и главным образом песчано-алевритовый состав, нередко с нарастанием грубообломочной составляющей вверх по разрезу и с переходом к олистоstromам.

2. Низкая степень зрелости обломочного материала; преобладание, особенно в псефитовой части, обломков известняков, кремней, вулканических пород.

3. Как правило, согласная подошва флиша при налегании на относительно глубоководные отложения и перерыв в основании при налегании на шельфовые фации.

4. Возраст формации в целом находится в пределах от серпуховского века до начала перми включительно, последовательно омолаживаясь от верхних покровов к нижним* (табл. III-10, см. вкладку). Продолжительность ее образования в каждой структурной единице невелика, и поэтому биостратиграфическое расчленение флиша удается редко. Ниже мы проследим это возрастное скольжение, начиная с Ферганского сектора области.

9.1. Флиш и олистоstromы Букантау-Кокшаальского надвигового пояса

Разграничение терригенных толщ фронтального (преднадвигового) и тылового (посленадвигового, неавтохтонного) комплексов не во всех случаях однозначно и не может быть чисто хронологическим, так как надвиги в разных зонах неодновременны. Так, обломочные образования верхов нижнего карбона, лежащие с размывом на зеленосланцевых толщах Кана — Майлису, начинают уже разрез тылового прогиба (см. ниже), тогда как более молодой, московский, флиш Алайской единицы запечатан покровами.

9.1.1. В кровле верхних (вулканогенных) покровов Букантау-Кокшаальского пояса обломочная формация прослеживается редко. На относительных поднятиях (известняки D_2-C_1 поверх девонских базальтов) эти отложения маломощны, но при заполнении глубин (силициты D_2-C_1) иногда достигают больших мощностей. Состав их грубо-флишеидный, типичны прослои гравийно-галечных гравититов и глыбовые скопления, причем обломочная часть представлена базальтами и известняками, в том числе с переотложенной девонской фауной. Примером является чугамская свита; в стратотипе (Талдыкская единица в Алайском хр.) достигающая мощности около 1500 м. В нижней части ее известны фораминиферы верхов нижнего карбона, а в Восточной Фергане аналогичные отложения на р. Киркичи содержат редкие разрушенные раковины фораминифер визе — башкирского возраста. Киркичинский флиш отличается более тон-

*Датировки, сделанные по фораминиферам, принадлежат в основном А. В. Дженчураевой и Л. А. Эктвой.

ким составом и содержит кремнистые прослои; мощность много больше 1000 м. Достоверно башкирские *Pseudostaffella* получены из более сокращенных и грубообломочных разрезов (джиндысуйская толща).

Флиш с примесью псефитов и олистолитами описывался также в кровле вулканогенных разрезов Джаныджерского хребта. Вещественная и палеонтологическая характеристики этих толщ (кояндыколотская, чараташская: Бискэ и др., [1985]) в общем аналогичны.

Чугамская свита и близкие к ней флишоидные образования, заполнившие в эпоху шарьирования пространство окраинного моря и перекрывшие вулканисты, содержат также небольшую примесь обломков зеленых сланцев, обозначая тем самым верхний предел возраста метаморфизма в аккреционной призме, надвигавшейся с севера.

В кровле подстилающих, лептогеосинклинальных пластин (Сересу, Кенсу и другие) флишевые пачки отсутствуют, так что шарьирование происходило здесь непосредственно по кровле шаланских (биданинских) известняков и их аналогов. Лишь в Миндувайской единице Ферганского хребта на р. Турасу сохранилась песчаная ритмичная капкасайская толща.

9.1.2. Переходя к нижележащим известняковым покровам Меришкор-Уланской группы, мы встречаем в кровле их *шютскую свиту*, которая налегает на мелководные известняки C₁-C₂b и (или) более глубоководную андаракскую пачку с гониатитами (см. раздел 6.1.4.). Шютская свита — грубообломочно-флишоидная, иногда гравийно-галечная, с преобладанием кремневых обломков из надвигавшегося покрова. Возраст ее башкирский, иногда (горы Кокчетай в Туркестанском хребте) до позднебашкирского, судя по появлению первых *Profusulinella*. В Баубашате это же подразделение получило название конуртюрбинской свиты (см. табл. III-10, на вкладке).

Шютская свита и ее аналоги являются результатом седиментации на краю карбонатной платформы, поверхность которой сначала опускается под нагрузкой лобовой части покрова и затем загружается продуктами его размыва и обрушения. В связи с этим обломочные фации не только перекрывают карбонатно-кремнисто-глинистые, но и сложно чередуются с ними, обозначая, вероятно, резко контрастный рельеф дна у фронта надвига. Конуртюрбинская свита в стратотипической местности (Баубашатинская единица, район горы Шамурат) ложится согласно или со следами размыва на нижнебашкирские известняки, и в составе ее преобладает олистостромовая фация — крупногалечные конгломераты с глыбами и бескорневыми пластинами известняков C₁-C₂b. Местами они сменяются груборитмичным чередованием известковистых песчаников (калькаренигов) и алевролитов, содержащих уже вблизи подошвы свиты раннебашкирские *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.) и др. Верхние слои, по крайней мере в Урумбашском покрове, охарактеризованы позднебашкирскими фораминиферами. Кроме местного материала олистостром включает базальты, туфы, силициты из состава пород надвигающегося Сересуйского покрова. Он фиксирует начало раскалывания Баубашата-Уланской карбонатной платформы на отдельные пластины, которые мы и наблюдаем в современной структуре.

В региональной номенклатуре название "шютская свита" приоритетно и может быть рекомендовано для башкирских флишоидно-олистостромовых толщ всей Меришкор-Уланской зоны, исключая подстилающие их гониатитовые карбонатные пачки. Это относится, в частности, к Уланскому покрову (см. рис. II-8), который содержит в кровле ритмичные песчано-глинистые образования с большой примесью конгломератов и с олисто-

стромами известняков и нередко вулканитов. Ошибочно они описывались как "андезито-диабазовая терригенная формация" [Брежнев, 1976].

9.1.3. Близкий или немногим более молодой возраст имеют *турткалинская свита* и ее аналоги, залегающие в кровле покровов Тегермач-Аксайской пелагической области под Меришкор-Уланскими известняковыми пластинами. В разрезе гор Турткала (единица Карабулак, см. рис. III-11, на вкладке) свита состоит из алевролитов и песчаников, с примесью гравелитов в верхней части, согласно налегает на глубоководную шаланскую серию и относится, по крайней мере верхней частью, к московскому ярусу. В некоторых структурных единицах (Баул в бассейне р. Ляйляк и др.) типичны конгломераты, глыбовые брекчии из обломков известняков, в основном нижнего карбона, песчаники, калькарениты с *Profusulinella cf. bona Grozd. et Leb.* Флиш "надшаланского" типа можно видеть также в тектонических чешуях, залегающих под Урумбашским покровом в Ферганском хребте. В Кокшаальском секторе ту же позицию занимает песчано-сланцевая коккиинская свита Аксайской единицы [Бискэ и др., 1985]. Полимиктовые песчаники, с небольшой примесью обломков базальтоидов, являются здесь преобладающим компонентом разреза, конгломераты редки. Свита отвечает верхней части башкирского и низам московского ярусов.

9.1.4. В известняковых разрезах Нуратау-Борколдойской группы покровов флишевая формация ложится уже на нижнемосковские известняки и сама не выходит за пределы московского яруса (см. табл. III-10, на вкладке), а чаще всего отвечает лишь каширскому (кельвасайскому) горизонту. Приоритетом в наименовании соответствующего формационного тела обладает *толубайская свита* Алайского хребта [Горянов и др., 1961], однако в Узбекистане те же образования описаны как михинская или даристанская свита в Северном Нуратау (см. рис. II-12), тамчисайская свита в Джалаирском районе, ажриктинская свита в Тамдытау; сюда же относятся олистостромо-флишоидные толщи в тектонических окнах Кокпатаса — Окжетпеса и других.

Литологическая характеристика толубайской свиты хорошо известна. В стратотипической местности (Каузан) она представляет собой песчано-глинистый флиш с прослоями известняков — калькаренитов и микритов, содержащий в верхней части крупные известняковые олистоплаки. В сравнении с шютской свитой толубайский флиш, как правило, мощнее, иногда более 1000 м, как в долине р. Исфара у Воруха [Черенков, 1973]. Он делится на "ритмопачки" (циклиты мощностью в десятки — сотни метров) и включает олистостромы существенно известнякового состава, состоящие из разнообразных конглобрекчий, глыб и крупных пластинообразных тел известняков. Изучение состава олистолитов, проведенное автором (рис. III-17), показало большое их разнообразие. Нижние пластины представлены обычно известняками пешкаутской (C_{1ps}), газской и туюкдангинской ($C_{1s}-C_{2b}$), пыркафской (C_{2m_1}) свит, скорее всего, происходящими из параавтохтонных чешуй самого Алайского покрова. Выше залегают олистоплаки живетских амфипоровых известняков из нижней части той же (?) пластины, а затем силициты и известняки шаланской серии (D_2-C_{2b}). Эти последние являются результатом распада Тегермачского покрова и перекрыты, уже тектонически, известняковым Ош-Уратюбинским покровом. В районе Кадамжая (Каузанская единица) нижнюю олистоплаку обычно образуют доломиты девонского возраста, в ущелье Абшира — пелагические известняки с кремнями, биданинского типа (C_{1-2}) (см. рис. II-18). В районе Хайдарканского месторождения имеется целый

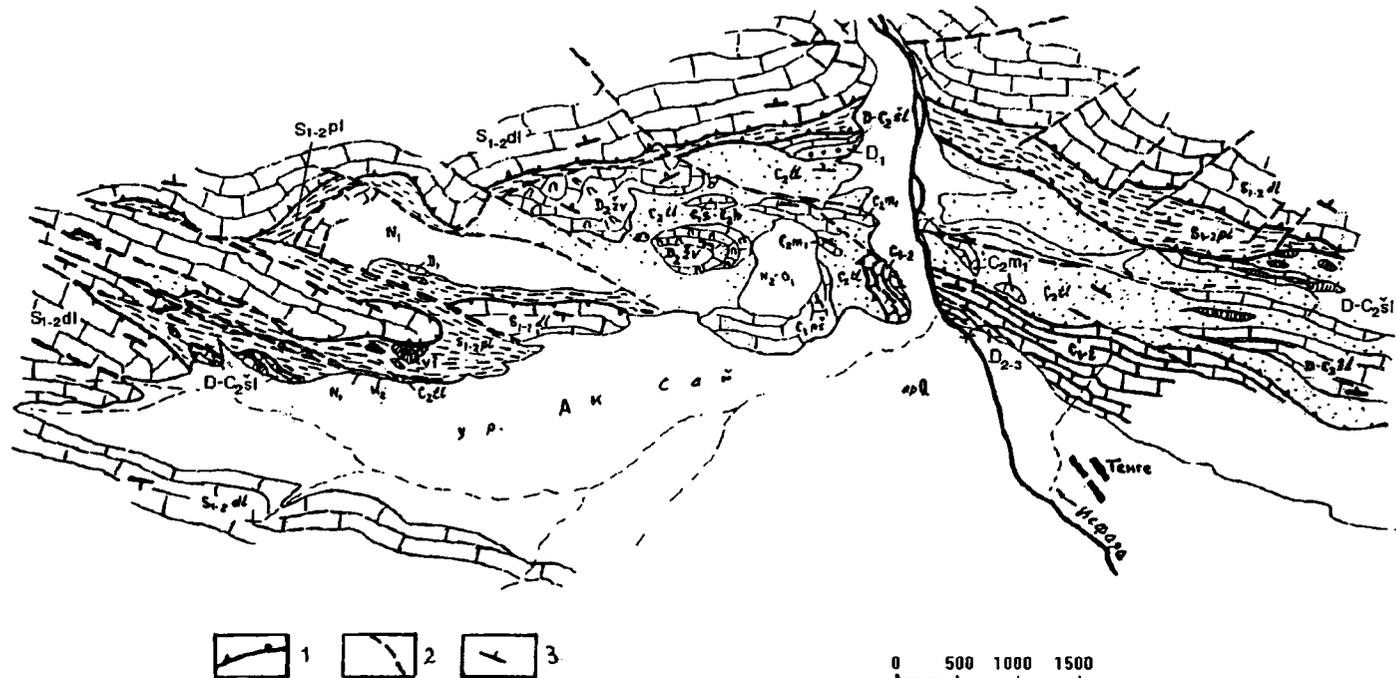


Рис. III-17. Геологическое строение части долины р. Исфара между поселками Ворух и Чорку.
 Алайский покров, в составе известняков D_{2-3} , C_{1-2} и толубайской свиты C_{2tl} песчаников и сланцев с конгломератами и известняковыми олистоплаками: вскрывается в ядре тектонического полуокна на западном погружении Булакбашинского антиклиналоида. Известняки дальнянской свиты S_{1-2dl} находятся в подошве Ош-Уратюбинского покрова, а сланцы пульгонской свиты S_{1-2pl} составляют, скорее всего, часть Карабулакской пластины Тегермачского покрова: местами они превращены в глинистый меланж, содержащий также пластины онколитовых фтанитов $V?$ и известняков шаланской серии $D-C_{2sl}$.

фрагмент разреза, близкого к Лурунтузскому, с перерывом в основании пиркафских (C_{2m1}) известняков. Олистоплаки ("зузановские известняки"), связанные с разрушением вышележащих покровов при их продвижении, не всегда удается отделить от небольших чешуй, входящих в состав самих покровов [Поршняков, 1968].

В разрезах Северного Нуратау толубайская (михинская) свита отличается как будто преобладанием аргиллитов и алевролитов и относительно мелкой ритмичностью, хотя и здесь характерно погрубение обломочного материала вверх по разрезу, вплоть до появления олистостромов. Возможно выделение толубайской свиты также в Кокшаальском секторе, а именно — в Сарыбелесе, Данковском массиве и Борколдое, где в кровле известняковых пластин установлены отложения, формационно и хронологически почти тождественные описанным выше.

Важно для определения времени продвижения покровов, что исследования А. В. Дженчураевой [1979] в Алайском покрове, М. Н. Соловьевой [1963] и других стратиграфов на территории Узбекистана, Г. Л. Бельговского, Л. А. Эктовой [1975] в единицах Борколдойской группы отчетливо показывают раннемосковский возраст толубайской свиты. Это подтверждается и нашими материалами. Вместе с тем существует некоторое скольжение возраста подошвы флиша и олистостромов. Перекрытие известняков песчано-глинистыми осадками происходит в Сарыбелесе и Борколдое еще в верейское время, в северной части будущего Алайского покрова — в каширское (это относится и к стратотипу толубайской свиты). В южной части того же покрова, а именно — в Сурметашской синклинали, аналогичная толубайской шиббейскал флишоидная толща содержит уже остатки позднемосковских фузулинид [Ненахов и др., 1987]; они же были получены в кровле подстилающих известняков из других разрезов Андыгеп-Кичикалайской единицы [Котельников, Бискаэ, 1983], хотя новые исследования как будто этого не подтверждают [Дженчураева, Ненахов, 1986]. Позднемосковский возраст имеет песчано-сланцевая кровля известняков Мальгузара [Румянцева, 1962] и, возможно, тектонических окон Южного Нуратау.

С другой стороны, М. М. Кухтиков [1969], И. Н. Черенков [1973], А. С. Шадчинев [1970] считают все флишевые толщи Туркестано-Алая, а также их формационные аналоги в Зеравшано-Гиссарской области образованными в одно и то же время — конец московского века и поздний карбон. Это представление опровергается результатами более детальных биостратиграфических работ. Будучи даже переотложенными, что обычно для осадков подножия крутых подводных склонов, московские фузулиниды при полных сборах вполне удовлетворительно определяют возраст флиша.

В целом имеющиеся датировки укладываются в концепцию омоложения флиш-олистостромовой формации "по восстанию" моноклинали покровов, образованной первыми герцинскими деформациями.

Ископаемая фауна флиша не моложе, чем известняки, его подстилающие. Это позволяет думать, что образование терригенной формации (подчеркнем: в каждом данном разрезе!) заняло короткий промежуток времени, соизмеримый с возможной погрешностью датировок по фузулинидам. Скорость накопления осадков составляла, таким образом, многие сотни метров на одну фузулиновую зону (3–4 млн. лет).

9.1.5. Под Кызылкуму-Нуратинскими и Алайскими покровами вновь видны флишевые толщи. Они залегают здесь в кровле как известняковых (Аугульские и др.), так и пелагических известняково-кремнистых разре-

зов Кошкарчинского типа. Крупные глыбы, пластины, олистостромовые горизонты известняков нижнего — среднего карбона, а иногда и кремнистых пород особенно эффектны в верховьях Каравшина. Они вызывают те же вопросы, что и олистостромы в толубайском флише: в частности М. М. Кухтиков и И. Н. Черенков приняли за олистолиты громадные останцы самого Сарычашминского покрова алайских доломитов в междуречье Каравшина с Джиптыком (см. рис. II-20).*

Олистостромы дополняются пачками конгломератов с известняковой галькой: они приурочены больше к верхам разреза и знаменуют, очевидно, усиление поднятия и заполнение флишевого прогиба. Мощность этой толщи явно превышает местами 3000 м. В новейших стратиграфических схемах [Дженчураева, Ненахов, 1986] она выступает под названиями *куруксайской*, *дангинской*, *сарычашминской свит*, которые лишь немного различаются набором и соотношением пород и могут считаться синонимами. Возраст флиша в осевой части Туркестано-Алая (Курганак-Ходжаачканская единица) позднемосковский (см. табл. III-10, на вкладке), что доказывается многочисленными находками фораминифер в глыбах и известняковых прослоях сингенетичной природы. Данные о более древнем, нижнемосковском, возрасте низов флишевой формации в этой зоне, а также появлении внутри нее целой известняковой свиты (джилисуйской) скорее можно отнести за счет олистоплак из Алайских покровов. Во всяком случае, в кровле подстилающей флиш кульдунтауской свиты известняков с кремнями здесь известны кельвасайские ($C_2m_1^2$), а местами (пос. Угук в Туркестанском хр.) и верхнемосковские фузулиниды.

Собственно флиш Курганак-Ходжаачканской единицы, по данным тех же авторов, венчает *голидская* (или *ходжаачканская*, C_3) *свита* известняковых конгломератов мощностью 500–1000 м. Она залегает на флише с перерывом, который устанавливается скорее биостратиграфически, чем по структуре: в гальках конгломератов найдены уже учбулакские тритициты, а из верхней части — непереотложенные *Daixina cf. asiatica* Vensch дашарского возраста. Сходна с нею *сурметашская свита*, образованная чередованием пачек конгломератов и ритмичных песчано-алевритовых пород общей мощностью более 2000 м. Она почти согласно наращивает упомянутый выше шиббейский (толубайский? — здесь C_2m_2) флиш Алайского покрова и сложена больше всего галькой силицитов, явно происходящих из более высокого, Тегермачского, покрова. Восточнее, в бассейне р. Зап. Кичикалай, ее аналоги (чонташская, кошмуйнакская и сарымгольская свиты с многочисленными пачками конгломератов) залегают со столь же слабым размывом уже на кремнисто-карбонатном палеозое кочкарчинского типа. Эти признаки сближают названные отложения с неавтохтонном, залегающим на более высоких покровах, например в соседней Джиландинской синклинали. Можно предположить себе, что Сурметаш-Кичикалайский прогиб образовался перед фронтом Тегермачского покрова, а в дальнейшем сам оказался в тылу более поздних надвигов (рис. III-18) и развивался далее по типу тыловых прогибов. Заметим, что сходное с сурметашской свитой положение много западнее в Туркестанском хребте занимают морские акташские конгломераты в кровле единицы Чортанги — Османджайляу.

*Интересно, что в верховьях Соха, где этот покров меньше расчленен эрозией, Д. П. Резвой и И. А. Марушкин [1973] отрицают уже аллохтонное положение доломитов D_{2-3} , а тектонические окна с флишем C_2m_2 и маломощным средним палеозоем изображают как участки некомпенсированного прогибания поперечником в первые километры.

9.1.6. Расположенная южнее и восточнее (см. табл. III-10 и рис. III-18) зона Кочкарчи-Учкочконских покровов и чешуй оказалась перекрытой надвигами в последнюю очередь. На южном склоне Алая флишевая серия, залегающая на калмакасуйских известняках, образована в течение позднемосковского — дастарского (гжельского) времени, т.е. параллельно с сурметашскими конгломератами. Флишевая серия подразделяется здесь на *тенгизбайскую* (C_2m_2) и *джиптыкскую* (C_3) свиты, разделенные неотчетливым несогласием. Обе свиты, особенно верхняя, джиптыкская, более песчанистая, содержат олистостромовые горизонты, отдельные глыбы и крупные пластины (до километров в длину) разнообразных известняков и кремнистых пород, обычно датированных фаунистически: их возраст — от девонского до позднемосковского, что хорошо согласуется с возрастом и составом пород в тектонических покровах [Ненахов и др., 1992]. Здесь же впервые появляются глыбы гранит-порфиоров. Мощность серии не менее 1200 м. В верховьях р. Коксу-алайская флиш и известняки верхнего карбона резко несогласно перекрываются бегичинской свитой конгломератов с красноцветными песчано-алевролитовыми пачками, возраст ее не древнее сакмарского, судя по находкам уже в гальках ассельских *Occidentoschwagerina alpina* F. et K. [Марушкин, Соловьева, 1964]. Бегичинская свита очень близка к кумбельской красноцветной свите Туркестанского хребта, залегающей в тылу покровов: все эти отложения, слабо дислоцированные и смещенные лишь крутыми поздними надвигами, относятся уже к послепокровной стадии.

Итак, тенгизбайская и джиптыкская свиты обозначают в Алайском хребте наиболее позднюю, остаточную зону передового прогиба, сохранившуюся вплоть до конца позднего карбона. Однако, двигаясь к югу в пределах бассейна р. Коксу, мы вновь обнаруживаем более ранние, до-тритицитовые дислокации. У пос. Дараут флишеидная толща московского яруса перекрывается с четким угловым несогласием конгломератами C_3k_2-g , аналогичными голидским (см. выше), а еще южнее и восточнее В. В. Абакумов наблюдал несогласное залегание на среднем и верхнем палеозое морских отложений с ассельскими швагеринидами (токташская свита P_1), очевидно, более древних, чем бегичинские (см. табл. III-10, на вкладке). Эту зону следует, вероятно, считать уже передовой частью южного, Гиссаро-Восточноалайского, надвигового пояса, развивавшегося в обратном (северном) направлении. Окончательная ликвидация передового прогиба, общего для двух поясов, происходит здесь в послеессельское время.

В восточной части Алайского хребта ось передового, или остаточного, прогиба прослеживается по непрерывной серии песчано-глинистых ритмично-слоистых отложений верхов московского яруса и всего верхнего карбона, однородность которой нарушается лишь появлением конгломератов и обломочных известняков на уровне касимовского яруса (деменейская свита). Разрез сурметашского типа, с верхнемосковскими конгломератами, указывающими на более ранние дислокации, известен здесь севернее, на левобережье р. Гульча. В северной части Восточноалайской дуги известняковая Чаканташская единица показывает омоложение также и подошвы флиша, который здесь начинается лишь с верхней части касимовского яруса (туоксуйская свита). Закрытие передового прогиба в Восточном Алае, как и западное, происходит в две фазы, из которых первая создает угловое несогласие в основании морских конгломератов нижней перми (уже упомянутая токташская свита), а вторая ликвидирует морские условия полностью. Первая фаза довольно слабо выражена в Ку-

лунской синклинали на правобережье р. Тар, верхнепалеозойский флиш которой наложен на покровные пластины.

9.1.7. В Ферганском гребне вновь может быть показано омоложение флишевой серии по восстанию покровно-чешуйчатой структуры северного надвигового пояса (см. рис. II-2, профиль Д, на вкладке). В верховьях Кугарта — Яссы передовой прогиб максимально расширяется. Аналогом сарычашминской свиты Алая является здесь кугартская серия [Бискэ и др., 1982], нижняя часть которой на р. Урумбаш захватывает еще низы московского яруса. Основная, средняя часть серии, с позднемосковскими фузулинидами, имеет песчанистый состав; верхняя (см. рис. II-23), с единичными джилгинсайскими (C_3k_1) формами, — более глинистый. К олистостромам относятся редкие, но крупные известняковые утесы и своеобразный горизонт, сложенный брекчией с глыбами базальтов и известняков нижнего карбона (р. Урумбаш).

При переходе к югу в Яссинскую единицу, как это можно видеть уже в долине Кугарта, отложения этого же возраста вместе с учбулакскими и дастарскими (C_3k_2-g) представлены в виде тонкой известняково-обломочной пачки в кровле джуректашской свиты, подстилающей флиш. Сама же флишевая серия, мы назвали ее улугчатской, отвечает уже в основном ассельскому ярусу (см. табл. III-10, на вкладке).

Улугчатский флиш состоит из сильно известковистых граувакк, алевролитов и глинистых сланцев. Характерны для него крупные (5–20 м) циклиты с грубым калькаренимом или даже кальцирудитом в подошве, наполненным раковинами швагеринид. Такие образования (флуксотурбидиты, грейниты) можно истолковать как отложения зерновых потоков, возникших при оползании песчаного, аллювиального по генезису материала с шельфа. В нижней и средней части серии встречаются большие пачки грубых светлоокрашенных граувакк с сильной примесью вулканомиктового материала кислого состава, так называемые балыкские песчаники. Последние геологические съемки показали как будто несогласие внутри серии, разделяющее ее нижнюю часть на гжельские (тургайтюбинская свита) и ассельские (маматская свита) отложения; в остальном сохранена схема, предложенная еще В. И. Тихоновым [1948]. Мощность серии не менее 2500 м.

Ассельский флиш Яссинской единицы, по наблюдениям А. В. Яговкина, прослеживается в районе Савоярды в Восточном Алае и представляет собой, таким образом, самый поздний член флишевой формации передового прогиба в его предтаримской части.

9.1.8. Нам осталось вернуться теперь в Кокшаальский сектор региона и проследить, каким образом меняется здесь возраст флишевых отложений передового прогиба в том же направлении к Таримской окраине (см. рис. II-2, профиль Е, на вкладке). Мы увидим, что под надвигом известняковых серий Сарыбелеса — Борколдоля, а именно — в единицах Ортосу, Карачукур, Учкошкон (см. рис. II-15, II-16, II-21), на пелагических осадках залегают песчано-глинистые и конгломератовые толщи низов московского яруса, мало отличные по датировкам от своих аналогов в кровле надвинутых известняков. Они содержат, однако, олистолиты известняков C_{1-2} , явно происходящие из Борколдойского, а иногда и Уланского, покровов. Южнее, в чешуях Яссы-Майдантагской зоны песчано-глинистый верхний палеозой представлен шире, хотя и не имеет сплошного развития, как это представлялось А. Е. Довжикову [1977]. Целесообразно сохранить за этими отложениями название "кипчакская серия", введенное еще В. Н. Огневым в 30-х годах. В Майдантаге, Узенгегуше, Беделе кип-

чакская серия согласно залегает на комплексе континентального подножия Тарима, с пелагическими известняками C_{1-2} в кровле. Нижняя часть серии в самых северных чешуях, особенно в Майдантаге и в горах Акташ, относится еще к каширскому горизонту $C_2m_1^2$. Мощность этих отложений до 300–600 м. Продвигаясь к югу вкрест простирания структуры, мы можем видеть уже в подошве флишевой серии слои с верхнемосковскими фузулинидами, а в верхней ее части установлены и различные горизонты верхнего карбона. Обычно верхний карбон более песчанистый, в районе пос. Учкошкон — р. Пикертык встречаются и горизонты конгломератов. Они содержат обломки гранитоидов и джилгинсайских (C_3k_1) известняков, в олистостромах — крупные пластины и глыбы как известняков C_{1-2} , так и пелагических силицитов с фамен-турнейскими конодонтами и радиоляриями (см. рис. II-16). Поразительно сходство геологической ситуации перед фронтом покровов в этом районе и в 500 км западнее, у гребня Алайского хребта.

Отметим, что зональность по разрезам верхнего палеозоя не вполне соответствует среднепалеозойской: если сравнить кипчакскую серию Кокшаала с ее возрастными аналогами в Алае, то под ними оказываются совершенно разные формации среднего палеозоя. Продвижение к югу тектонических покровов или фронта дислокаций, определяющее развитие передового прогиба, захватывает одновременно области, различные по предшествующей истории.

Нижнепермские (ассельские) отложения в составе кипчакской серии найдены лишь на левобережье р. Сарыджаз, где начинаются пачкой гравийно-галечных пород и калькаренитов с *Daixina cf. rugosa* Ros. и др. Возможно, им предшествует перерыв и размыв. Южнее, в Джангартской единице, тот же возраст имеет *саукторская свита* (700 м) грубого известковистого флиша, переходящего кверху в конгломераты с примесью гальки микроклиновых гранитов. Свита налегает без заметного несогласия на известняки с *Paraschwagerina* sp. Эти отложения обозначают уже внешнюю зону передового прогиба. Западнее та же зона выражена серией карбонатно-глинистых и песчанистых пород со швагеринами, мощностью до 1200 м, установленной в 1954 г. Л. Б. Вонгазом в Башсугунской единице на южном склоне Тянь-Шаня, а в Восточной Фергане — описанной выше улугчатской флишевой серией Яссы.

Южный край передового прогиба намечается по правобережью р. Кокшаал, где Ху Бин и соавт. [1965] описали в кровле палеозойского разреза над нижнепермскими известняками гор Кара-тепе мощную, около 1500 м, слабодислоцированную толщу в основном песчано-алевролитового состава (см. рис. II-26). Наиболее поздние морские отложения относятся здесь к артинскому ярусу [Zhang e. a., 1983]. На платформе, в Келпинтаге мощность пермских терригенных отложений уменьшается от первых сотен метров на севере, где их образованию предшествуют расколы и излияния базальтов, до полного выклинивания на юге. В разрезе отмечаются красноцветные породы и прослои углей [Синицын, 1957]. Эти образования (формация Калундар) считаются дельтовыми, а источником сноса были уже поднятия на Таримской платформе. В. М. Синицын на основе скудных палеонтологических данных предполагал для красноцветов даже позднепермский возраст.

9.2. Флишево-олистостромовые образования Гиссаро-Восточноалайского надвигового пояса

При рассмотрении раннеколлизийных образований южного надвиго-

вого пояса мы сталкиваемся с двумя особенностями: 1) с более ранним, в сравнении с северным надвиговым поясом, началом образования флиша и 2) с омоложением его в обратном, северном, направлении (см. табл. III-10, на вкладке).

На юге пояса, в Зеравшано-Терекдаванских покровах, флиш картируется под названиями маргузорской и терекской свит. Первое из них употребляется в Таджикистане [Расчленение . . . , 1976] и обозначает отложения, раньше известные как верхняя пушневатская подсвита [Мартышев, 1956]. Маргузорский флиш мощностью до 1200 м имеет в основном песчанистый состав и содержит гравийно-галечные линзы, а также многочисленные олистолиты, преимущественно известняковые. В обломочной части представлен, судя по набору пород и возрасту органических остатков, весь разрез подстилающих палеозойских образований, включая метасланцы и кварциты ягнобского типа, а также переотложенные песчаники самой маргузорской свиты. Характерны также гальки плагиогранитов, которые, вероятно, происходят из вскрытых южнее, в Каратегинском блоке докембрия, девонских интрузий кабуткрумского комплекса. Фораминиферы турне и нижнего визе, как считает большинство исследователей, характеризуют собственный возраст свиты: представления о более молодом, позднепалеозойском, ее возрасте ([Кухтиков, 1969] и др.) скорее основаны на смешении различных флишевых свит.

В. Ф. Бабкин [1987] полагает, что образование маргузорского флиша началось в более северных чешуях Зеравшано-Алая, где терригенные породы ложатся местами на франские кремнисто-карбонатные отложения. Не исключено, однако, что именно эти тектонические пластины шарьированы на раннем этапе дислокаций из южной части зоны. В других разрезах флиш согласно залегает на фаменских или турнейских открыто-морских осадках агбасайской свиты.

Терекдаванская единица в Восточном Алае содержит весьма сходную формацию, которая описана как терекская свита: фактически это младший синоним маргузорской. Терекский флиш мощностью до 3000 м, также состоящий в основном из граувакк, содержит редкую ископаемую флору нижнего карбона и включает крупные пластины девонских известняков, силицитов и иногда базальтов, которые картировались как чешуи подстилающей айляминской свиты (не моложе верхнего фамена), но среди них возможны и олистоплаки, происходящие из верхней Сугутской покровной единицы (рис. III-19).

Под тектоническим покровом Терекдавана — Науруса в кровле известняковых пластин Коксуйской группы (Арчалтур, Теректау: см. рис. II-24) обнаружена обломочная формация, более молодая, чем терекская. Она отличается умеренной, до 500 м, мощностью и демонстрирует типичную для поднадвиговых отложений смену состава вверх по разрезу от глинистых известняков и калькаренитов к песчано-сланцевым ритмичным осадкам (донгураминская свита), которые выше содержат пачки конгломератов и известняковые олистолиты (наурусская свита). Возраст их, по остаткам бентоса, находится в пределах турне — серпухова, может быть, достигая башкирского яруса (см. табл. III-7 и III-10, на вкладке). В кровле наиболее выдвинутой к северо-востоку известняковой единицы Туюзкаинды А. В. Яговкин описал сходные, но более мощные отложения под названиями каиндыбулакской (C_1t-v_1) и кулькаиндинской (C_1v-s) свит, однако здесь к ним сверху добавляется флишевая айрташская свита (до 500 м) с фораминиферами верхов башкирского или низов московского яруса [Стратифицированные . . . , 1982].

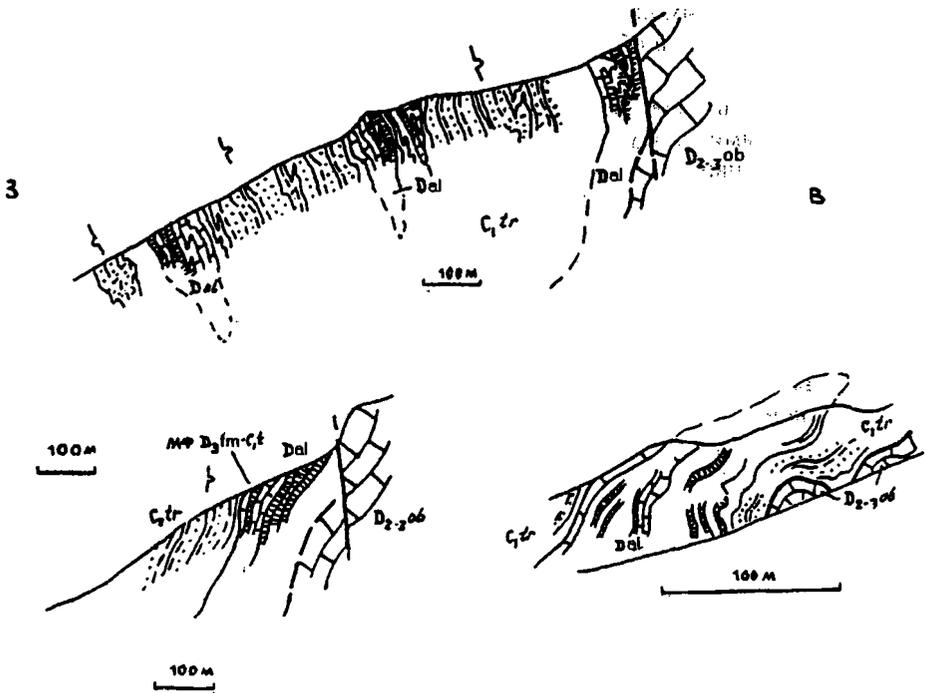


Рис. III-19. Разрезы восточного крыла Терекдаванского синклиналида в Восточном Алае, долина р. Бель-аули.

D_{2-zob} — ойбалинская свита, Dal — айляминская серия, C_{1tr} — терекская свита.

Терекдаванская единица, включающая пластины или олистоплаки айляминских известняков, надвинута здесь на девонские известняки Арчалтурской единицы; покровы смяты до запрокидывания к западу. Показано положение гиероглифов в терекских песчаниках.

Под Коксуйскими покровами флиш еще моложе. В той части Калмак-суйской зоны, что находится к югу от г. Каратума и депрессии Алайку, он представлен лишь акбогусской свитой, которая здесь датирована находками как ниже-, так и верхнемосковских фузулинид, тогда как хронологический интервал упомянутой аирташской свиты ($C_{2b_2-m_1}$) здесь заполнен еще маломощными калькаренитами и сланцами (коктепинскими). Севернее и западнее Каратумы акбогусский флиш уже вблизи подошвы содержит верхнемосковские *Fusulinella ex gr. bocki* Moell., а на правобережье р. Гульча он наращивается сверху мощными отложениями верхнего карбона передового (остаточного) прогиба, о которых шла речь выше (см. раздел 9.1.6.).

Омоложение флишевой серии, которое мы проследили по восстанию структуры — от внутренних районов Восточноалайской дуги к внешним,

завершается в разрезах Чаканташа, Савоярды и Сийдама, где эти отложения относятся уже к верхнему карбону и нижней перми. Тот же возраст, по данным Л. Б. Вонгаза, имеют терригенные отложения на западном погружении Сулутерекского выступа Таримской платформы.

Проследить изменения возраста флиша в Зеравшанском районе столь же последовательно не удастся, по-видимому, из-за большой степени горизонтального сокращения и перекрытия поздним Зеравшанским надвигом отдельных зон седиментации, развернутых на Восточном Алае. Маргузорская свита (C_{1t-v_1}) в Зеравшанском хребте непосредственно соприкасается по надвигу с флишем Вашанской единицы, известным как обизардская свита. Подобно маргузорским, эти отложения содержат конгломераты и олистостромы с глыбами известняков, но в данном случае вплоть до визейских; налегают они согласно на вашанскую свиту (C_1) и относятся, скорее всего, к верхней части среднего карбона, т.е. сопоставимы с акбогусской свитой Восточного Алая. Залегающие выше с несогласием мадмские красноцветные конгломераты не датированы. Если они тождественны кумбельским (бегичинским), то становится вероятным, что южная, Вашан-Калмакаусуйская, ветвь передового прогиба, прослеживаемая из Зеравшанского хребта на южный склон Алая и далее в Восточный Алай, испытала деформации и переход в континентальную стадию в целом одновременно и вскоре после ассельского века.

10. Комплекс тылового прогиба северной ветви герцинид

10.1. Общая характеристика разреза

По сравнению с фронтальными прогибами, заполненными в короткие сроки мощной флишево-олистостромовой серией, тыловые прогибы Южного Тянь-Шаня включают более разнообразные отложения. Наряду с типичным флишем здесь представлена моласса — внизу морская, включающая как терригенные, так и рифогенные известняковые фации, сверху красноцветная континентальная. Олистостромы встречаются редко. В низах комплекса господствует обломочный материал, происходящий из верхних тектонических покровов. Вверх по разрезу и в направлении к краевому вулканическому поясу увеличивается содержание переотложенного изверженного материала. Разрез отчетливо стратифицирован, разделен несогласиями, вплоть до угловых. В верхней части местами хорошо видны взаимоотношения аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских фаций.

Здесь мы ограничимся подробной характеристикой лишь северного тылового прогиба. Краткие сведения о южном, Каракульском, прогибе в Гиссарском хребте приведены в разделе II.4.3 и на рис. II-27.

Полное развитие комплекс северного тылового прогиба получает в Южной и Восточной Фергане, включая палеозойский фундамент Ферганской депрессии. В обнажениях наиболее представительны разрезы Карачатырского и Келематинского синклиналиев, которые, вероятно, составляют единый необращенный прогиб. Южнее, в Охна-Талдыкском синклиналии разрез сокращен обычно до одного крупного цикла — подкомплекса $C_2m_2-P_1a$ — и представлен полностью лишь на востоке этой структуры. В Кызылкумо-Нуратинском секторе и в Кокшаале верхний палеозой тылового прогиба сохранился фрагментарно, что может быть следствием как более интенсивного сжатия и воздымания пакета покровов, не оставившего места для прогибания, так и возможной трансформной, первично-сдвиговой природы Северо-Нуратинского и Атбаши-Иньльчекского разломов (см. рис. II-1). Одна причина не исключает другой.

Формирование комплекса северного тылового (междугового) прогиба началось непосредственно за первой стадией образования серпентинитового меланжа в зоне Ферганского офиолитового шва в конце визе — серпуховском веке. Следующий за этим событием разрыв и перекрытие меланжа обломочными осадками связаны с появлением прогиба, ограниченного с юга фронтальной дугой покровного строения, а с севера — вулканическим поясом Кураминской суши. С позднемосковского времени, одновременно с наращиванием внешней дуги, произошло расширение прогиба к югу. Строение разреза позволяет делить комплекс на три части, или подкомплекса.

10.2. Нижний подкомплекс (базальная карбонатная моласса, $C_1V_3-C_2m_1$)

Это подразделение в первичной структуре тылового прогиба обособляется вблизи Ферганской шовной зоны, на крыльях Карачатырского и Келематинского синклиналиев, а в Восточной Фергане появляется также на замыкании Охна-Талдыкской структуры. Повсеместно эти отложения подстилается зеленосланцевым покровом или офиолитовым меланжем (табл. III-11). Подкомплекс включает два седиментационных цикла, заслуживающих выделения в ранге горизонтов* — шуранского и каратангинского. Стратотипической местностью для обоих является район низовьев р. Шуран в междуречье Соха-Шахимардана, где разрез подкомплекса отличается наибольшей полнотой и мощностью (рис. III-20, колонка 1, см. вкладку).

10.2.1. Нижний, шуранский горизонт базальной молассы, соответствует шуранской и янгатской свитам [Поршняков, 1973]. Первая в стратотипе распадается на две разнородные части. Нижняя из них, брекчиевая, развитая локально, образовалась в связи с разрывом и, вероятно, гравитационным обрушением чешуй зеленых канских сланцев, девонских известняков, турнейских силицитов и офиолитового меланжа, составлявших аккреционную призму. Кверху брекчии постепенно сменяются полосатыми кремнисто-глинистыми сланцами и алевролитами серпуховского яруса. Это обстоятельство указывает на относительно быстрое погружение уже деформированных элементов офиолитового комплекса в начальной стадии развития тылового прогиба, который формируется одновременно с продвижением покровов к югу от него. Офиолитокластовая брекчия, состоящая из серпентинитов и известняков с гониатитами верхнего визе, по наблюдениям В. С. Сафина, уже сама входит в виде глыб в состав брекчии из зеленых сланцев. Верхняя, известняковая, часть свиты залегает согласно или местами трансгрессивно и состоит из микритовых известняков, в разной степени замусоренных турбидитами алевролит-глинистого, иногда песчано-гравийного состава, обломки которых происходят также из канской серии. Эти отложения относятся еще к серпуховскому ярусу, а алевролит-глинистые породы с горизонтами темных гониатитовых известняков в кровле свиты имеют раннебашкирский возраст. Следующая, янгатская, свита залегает согласно и отделяется по преобладанию полимик-

*Горизонты как региональные стратиграфические подразделения должны отражать: 1) "этапы геологической истории крупного участка земной коры" и 2) "последовательность смены комплексов фаун и флор" [Стратиграфический кодекс, 1992, ст. IV-1]. По сути, это две разные задачи, и существующая региональная шкала палеозоя Средней Азии решает лишь вторую из них — биостратиграфическую. Здесь предложен вариант решения первой задачи, в виде шкалы собственно региональных горизонтов (табл. III-11).

товых известковистых песчаников. В современных схемах эти отложения отвечают верхней части башкирского яруса, начиная с фораминиферовой зоны *Profusulinella primitiva*.

Отложения верхнего визе, серпуховского и башкирского ярусов в подошве разрезов тылового прогиба Южной и Восточной Ферганы обычно образуют непрерывную колонку, хотя нигде не достигают столь большой мощности. Нижняя, терригенная пачка представлена в горах Карачатыр, в Нарын-Майлисуйском междуречье (р. Шинг), в горах Суганде брекчиями, конгломератами или граувакковыми песчаниками с обломками зеленых сланцев и вулканитов. Собственно шуранские известняки с раннебашкирскими *Proschumardites karpinskii* Raus., *Branneroceras* (*Marianoceras*) sp. сменяют обломочные породы вверх по разрезу, обозначая последующее погружение (горы Суганде); иногда они представлены в более мелководной кораллово-брахиоподовой фации (см. рис. III-19). Эти отложения описывались под названиями коксарайской и шингской свит, в сущности, синонимичными шуранской. Особого упоминания заслуживают более глаубоководные породы — кремнистые сланцы, алевролиты и песчаники кашаковской свиты верховьев р. Майлису и их аналоги в подошве верхнего палеозоя Атойнакского хребта на р. Ярыкташ [Бискэ и др., 1982]. Верхняя часть башкирского яруса повсеместно представлена флишоидными песчано-глинистыми образованиями, которые составляют низы калмакбулакской свиты Карачатырских гор и известны также в поднятиях Суганде и Намаздыка.

Труднее определить объем шуранского горизонта в западной части тылового прогиба. В районе гор Ханбандытау известны граувакки, конгломераты и известняки с фораминиферами верхов нижнего карбона мощностью около 1800 м (?) (по материалам В. П. Вашенко и Р. Р. Усманова, 1980-1984 гг.).

10.2.2. Верхний горизонт базальной молассы, *каратангинский*, имеет раннемосковский возраст. В разрезе междуречья Шуран-Шунк он обособляется нечетко (см. рис. III-19): нижнемосковские песчанистые турбидиты, кораллово-фораминиферовые известняки, пудинговые конгломераты с грубой цикличностью, вероятно, лучше объединить с янгакской свитой в единицу, отвечающую калмакбулакской свите Карачатыра.

Более отчетливо самостоятельность каратангинского* этапа в истории тылового прогиба ощущается в разрезе Северо-Восточной Ферганы. Здесь по рекам Шинг и Майлису наблюдалось трансгрессивное наложение отложений с верейской (раннемосковской) фауной на различные образования, вплоть до майлисуйской серии зеленосланцевого покрова. Состав горизонта при этом меняется по простиранию от шельфовых органических известняков, мергелей и песчаников, мощностью всего 150 м, на р. Шинг, до склоновых песчаников и сланцев, с мощностью почти на порядок большей, в истоках р. Майлису. Горизонт подразделяется на чаакскую свиту верейского возраста и акзовскую свиту, уже с каширскими фораминиферами [Турбин, 1960]. Каширские, по возрасту, чонташские конгломераты Атойнакского хребта, с прослоями фузулиновых известняков и песчаников, налегают с размывом на зеленые сланцы Майлисуйского покрова, а их аналоги к востоку от Таласо-Ферганского сдвига (хр. Джаман-Даван) — на карбонатный средний палеозой Киргизско-Казахского шельфа [Стратифицированные 1982]. Каратангинская трансгрессия, оче-

*Автор этого названия употреблял его скорее в чисто биостратиграфическом смысле [Миклухо-Маклай, 1963].

видно, началась здесь позже. На западе Южного Тянь-Шаня нижнемосковские отложения тылового прогиба представлены фрагментарно, а их подошва недостаточно известна. Сюда относится архарская свита, в основном песчанистая и с конгломератами, развитая в северной части Букантау и в Тохтатау [Бухарин и др., 1985].

10.3. Средний подкомплекс (нижняя моласса и флиш, $C_2m_2-P_1s$)

Эти образования распространены значительно шире подстилающих и залегают резко трансгрессивно не только на верхних, но и на нижних покровах, вплоть до Алайского (рис. III-21, на вкладке; см. рис. III-18). Они отвечают новому этапу в истории тылового прогиба, с которым связано его расширение к югу вслед за фронтом покровов. Расширение происходило, по-видимому, прежде всего за счет впадин (синклиналидов), наложенных на покровную структуру в связи со вторым этапом герцинских деформаций (см. раздел II.2.2). "Южноферганский ритмоподкомплекс" [Бенш и др., 1975] имеет то же содержание. Наибольшее развитие в этом этапе получает морская моласса, которая лишь местами включает органогенные известняки, а вверх по разрезу и в направлении осевых частей прогибов сменяется мощными флишевыми толщами. В полных разрезах цикл заканчивается регрессией и образованием снова мелководных известняков, как это наблюдается в западном Карачатыре, а также в Келематинском синклинории Северо-Восточной Ферганы. Разрезы эти почти непрерывны, а в случаях, когда перерывы все же наблюдаются, они приурочены чаще всего к основанию учбулакского фораминиферового горизонта. Трансгрессивное залегание учбулакских отложений наблюдается также в сокращенных разрезах данного подкомплекса, описанных в других частях прогиба. Этим создается естественная основа для установления двух региональных подразделений — турдукского ($C_2m_2-C_3k$) и сухонинского (C_3k-P_1s). Название второго предложено В. И. Поповым с соавт. [1983], которым принадлежит первая стратиграфическая схема среднеазиатского палеозоя, построенная на основе анализа крупной ритмичности в осадконакоплении. Стратотипы обоих горизонтов находятся в Карачатырских горах.

10.3.1. *Турдукский горизонт* в Карачатыре расчленяется на актерекскую и джилгинсайскую свиты. Основанием для такого деления является пачка конгломератов, которые местами появляются в разрезе вблизи подошвы верхнего карбона (по некоторым данным — выше этой границы) и отделяют актерекский (верхнемосковский) флиш от джилгинсайского (касимовского). Подобные конгломераты известны еще в некоторых разрезах, например в Шуранской синклинали и в Гузане, хотя даже в Карачатыре они могут замещаться пачкой песчаников или совсем отсутствовать. Актерекская свита также начинается конгломератами, которые вверх по разрезу сменяются песчано-глинистым ритмичным переслаиванием, с линзами фузулиновых известняков. Отмечены прослои кислых туфов. Таким образом, это скорее "ритмосвита" [Попов и др., 1983], т.е. подразделение геоисторическое, а не вещественное. Сходное строение, при меньшей мощности и выпадении нижней части, имеет разрез в Гузане. В Северо-Восточной Фергане эти отложения очень близки к карачатырскому стратотипу и отличаются лишь значительным развитием в их составе верхнемосковских известняков (суоктюбинская свита). Несогласие в подошве верхнемосковских конгломератов здесь местами (гряда Востоктыртуп) имеет отчетливое угловое выражение. Те же конгломера-

ты — айляминские, корумтокайские — в Турдукском прогибе переходят по простираению в песчано-глинистые отложения бассейнов Турдука и Иш-сая. Верхнюю часть надгоризонта составляет флишевая турдукская толща, охватывающая и низы верхнего карбона [Бискэ, Кушнар, 1976].

В синклиниях высоких предгорий Алайского хребта верхнемосковские конгломераты чаще всего налегают с размывом на верхние покровы надвигового пояса, зеленосланцевые и вулканогенные, и лишь местами на более низкие, вплоть до Алайского в верховьях р. Чугам. Ближе всего к карачатырскому разрез восточной части Талдыкской синклинали и ее продолжения в Намаздыке и Алдыяре (см. рис. III-21, колонка 7, на вкладке). Верхнемосковская шанкольская свита, сложенная обломками базальтов и зеленых сланцев, залегает непосредственно на этих породах, либо иногда на граувакках шуранского горизонта, содержащих конгломераты и гониатитовые известняки серпуховского — башкирского возраста. Выше шанкольских иногда различают более разнообразные по составу галек алдыкинские конгломераты и песчаники, которые могут залегать трансгрессивно на среднем палеозое. Горизонт заканчивается муянской свитой $C_2m_2-C_3k$, которая представляет собой более глубоководную, флишевую его часть. В расположенной южнее Джиландинской синклинали разрез морской молассы сокращается в мощности, а возрастные аналоги алдыкинской и муянской свит уклоняются в сторону известняково-грубообломочных прибрежных фаций [Волгин и др., 1978].

На западе, в Кызылкумах, турдукский горизонт не обособлен столь четко от нижнего подкомплекса тылового прогиба. Все же можно включать в него тохтатаускую свиту Букантау, или по крайней мере верхнюю ее часть (1400 м), конгломерато-песчаниковую, отделенную снизу несогласием и заведомо позднемосковскую по возрасту [Бухарин и др., 1985]. В предгорьях Северного Нуратау сюда относятся, вероятно, флишевые свиты — южнописталитауская, чормагызская, которые включают олистолиды с нижнемосковской фауной и сами лишены палеонтологической характеристики. В их подошве скважинами вскрыта морская моласса с гальками гранитоидов и вулканитов (материалы Р. Р. Усманова и др., 1984 г.). Почти не известны отложения этого возраста на восточном фланге тылового прогиба. К ним можно отнести лишь небольшой фрагмент верхнемосковских конгломератов, песчаников и известняков с фузулинидами, залегающих почти параллельно на среднепалеозойских известняках на южном склоне хр. Атбаши.

С указанными оговорками турдукский горизонт отвечает четко обособленному этапу (циклу) в истории тылового прогиба. Он начинается мелководными грубообломочными толщами переменной мощности, которые заполняют понижения расчлененного рельефа в области офиолитового шва и на верхних покровах надвигового пояса, а затем покрываются морскими известняками. Далее в связи с быстрым погружением следуют более глубоководные осадки турбидитного типа, а в завершение цикла — вновь мелководные джилгинсайские и акташские известняки.

10.3.2. Второй, *сугонинский горизонт* среднего подкомплекса, несмотря на большой хронологический интервал и мощность (2500–3000 м в низких предгорьях Южной Ферганы), лишен заметных внутренних несогласий. Подобно турдукскому, в Карачатыре он начинается конгломератами и известняками, но здесь уже с *Triticites*. Характерная черта конгломератов — разнообразие состава обломков, среди которых появляются гранитоиды и риолитовые порфиры. Их происхождение связывается с глубоким размывом Кураминской вулканической окраины Киргизско-Казахского кон-

тинента. В Восточной Фергане порфиридные граниты из гальки сулуксайских конгломератов (р. Куровес) имеют местное происхождение, так как соответствующие гипабиссальные гранитоиды (зинданский комплекс) прорывают нижние горизонты верхнего палеозоя уже самого тылового (междугового) прогиба. Основную часть типичного разреза надгоризонта в Карачатырских горах составляют ритмические песчано-алевроитовые отложения учбулакской и дастарской свит с преобладанием песчаников, переходящих в сплошные фораминиферовые известковистые песчаники, а в верхней части — в мелководные известняки, глины, мергели керкидонской и дангибулакской свит. А. Д. Гончар [1985] рассматривает их как в основном подводно-дельтовые образования, частично — мелкозаливные и рифогенные. Швагериновые известняки нижней перми в кровле этого седиментационного цикла как бы повторяют джилгинсайские (акташские) известняки турдукского цикла, отвечая этапу компенсации прогиба и формирования на его месте карбонатной отмели. Следует отметить, что четыре свиты сухонинского горизонта в Карачатыре обособлены нечетко и выделены с явным предпочтением биостратиграфического критерия. В Каратау и Гузане нижнепермские (ассельские) отложения почти лишены остатков настоящих швагерин и представлены морской молассой, переходящей в лагунные осадки с остракодами, растительными остатками, прослоями углей, а также несколькими горизонтами кислых туфов [Масумов и др., 1978] (см. рис. III-21, колонки 1-3, на вкладке).

Сухонинский горизонт Северо-Восточной Ферганы, описанный ранее как турашуйский седиментационный ритм [Бискэ, Кушнар, 1976], в осевой части Турдукского синклиория почти согласно надстраивает отложения турдукского надгоризонта. Однако чаще он все же начинается конгломератами с *Triticites* (турашуйскими, куламинскими), которые в восточном обрамлении тылового прогиба, например в гряде Тегерек у Токтогульской ГЭС, залегают уже с глубоким размывом на среднем палеозое. Конгломераты содержат гранитную гальку и аналогичны учбулакским, а вышележащая флишоидная толща (устасайская) тождественна одновозрастным отложениям верхнего карбона Карачатыра. Нижнепермская часть этого цикла сохранилась фрагментарно лишь в долине Нарына у Рязанся.

К северному, а в Северной Фергане — к западному, борту тылового (междугового) прогиба относятся сокращенные разрезы сухонинского горизонта, в которых представлены лишь мелководные отложения. По данным Т. А. Сикстель и Ф. Р. Бенш, они начинаются грубообломочными породами с гжельскими фузулинидами, которые перекрывают средний палеозой и сверху сменяются ассельскими песчаниками и известняками (мамайская свита Чаткальского хребта и Босбутау). Мощность не превышает 1000 м. Вышележащий в этом районе улукский горизонт позднесакмарского возраста, представленный одноименной свитой алевро-песчаного состава, залегает с отчетливым размывом и должен рассматриваться как отдельный седиментационный цикл, завершающий морскую обстановку как в тыловом прогибе, так и в целом в Южном Тянь-Шане. Похоже, что на этом последнем этапе ось прогиба несколько сместилась в сторону вулканической области Среднего Тянь-Шаня. В южном борту прогиба картина сходная. Если в Талдыкской синклинали по р. Талдык и в горах Алдыяр сохранились еще песчаники с пачками конгломератов и органогенных известняков учбулакского — керкидинского возраста ($C_3k_2-P_1a$), которые залегают с глубоким размывом на муянкольском флише и более древних отложениях, достигая мощности 800 м, то южнее, в Джиландинской син-

клинали, сухонинский этап седиментации представлен лишь дастарскими (гжельскими) образованиями (см. рис. III-21, колонки 8,9). На р. Ходжа-Келян разрез венчают вулканиты известково-натрового ряда (андезиты, дациты), представленные лавами и туфами и связанные со становлением гипабиссальных гранодиоритов в ранней перми.

Восточнее Таласо-Ферганского сдвига отложения сухонинского горизонта не менее отчетливо обособляются в обрамлении Атбашинской впадины, где они залегают на разных толщах шельфа Киргизского континента (Срединный Тянь-Шань) и на атбашинских метасланцах. Хотя междуговой прогиб здесь сложился, по существу, лишь на этом этапе, строение сухонинского цикла близко к тому, что наблюдается в Южной Фергане. Базальные конгломераты описаны как минбугинская свита (возраст ее, однако, не определен палеонтологически), а вышележащие коджагульская и арпинская свиты образуют трансгрессивную часть цикла, с переходом к флишу в интервале верхнего карбона — основания перми. У подошвы арпинской свиты в Джамандавантау известны пачки вулканомиктовых песчаников, конгломератов и туфов, которые таким образом близки по возрасту к ашисуйским и ходжакелянским вулканитам Южной Ферганы. Общая мощность горизонта 2500–3000 м. Данные о верхних слоях разреза в Атбашинском секторе тылового прогиба показывают, однако, местные отличия. Сухонинский цикл заканчивается здесь регрессивной фацией (конгломераты, песчаники, известняки) с раннеассельской фауной, которые залегают на арпинской свите уже с некоторым угловым несогласием и надстраиваются вулканитами дацитового, андезитового и андезибазального состава, в основном пирокластическими, известными под названием учарчинской свиты. Мощность вулканитов до 500–1000 м.

10.4. Верхний подкомплекс (красноцветная моласса, P_{1-2})

К улукскому времени (конец сакмарского века) относится фаза деформации морской молассы, создавшая угловое несогласие в основании верхней, в основном уже континентальной части моласс тылового прогиба.

Нижнюю часть подкомплекса представляет в Южной Фергане тулейканская свита, занимающая ядро одноименной синклинали. Ее разрез, мощностью более 1600 м, в нижней части (300–500 м) состоит в основном из сероцветных брекчий и несортированных конгломератов пролювиального генезиса, а в верхней — преобладают красноцветные песчаники, алевролиты и аргиллиты, иногда мергели, образованные на аллювиальной равнине. Здесь же описаны эоловые песчаники с мощными крупнослойчатыми пачками [Гончар, 1985] и горизонты риолит-дацитовых эффузивов (туфов?). А. Д. Гончар делит тулейканскую свиту (серию) на три "ритмосвиты" и указывает на обратную остаточную намагниченность всего разреза, что в сочетании с находками растительных остатков [Масумов и др., 1978] позволяет отнести его к интервалу артинского — казанского ярусов. Келематинская свита Северо-Восточной Ферганы почти тождественна тулейканской по строению и составу разреза и, скорее всего, одновозрастна с ней: в гальках известняков найдены улукские (сакмарские) фузулиниды [Бенш и др., 1972].

Если в ядре Карачатыр-Келематинской синклинали структуры красная моласса залегает на разных горизонтах верхнего палеозоя, то за ее пределами этот подкомплекс ложится с глубоким размывом на средний палеозой, включая нижние тектонические покровы Туркестано-Алая. Местами, например в долине Нарына, в подошве келематинских конгломератов отпрепарирована древняя денудационная поверхность. Здесь, в

Карасуйской депрессии, красноцветные отложения надстраиваются карасуйской свитой (200–300 м) озерно-аллювиальных песчано-аргиллитовых отложений, окрашенных в зеленовато-желтые и серые тона, с прослойками пепловых пород кислого состава и карбонатов. Флора карасуйской свиты, по Т. А. Сикстель [Бенш и др., 1972], относится к поздней перми; А. С. Масумов [1978] склонен понижать этот возраст до артинского — кунгурского веков. Аналоги карасуйской свиты в Южном Тянь-Шане указать трудно, тогда как тулейканские (келематинские) красноцветы сохраняются гораздо чаще. К ним относятся останцы в Ферганском и Атойнакском хребтах, а в Туркестано-Алае — толщи, залегающие в южном крыле Каравшинского разлома и получившие наименование кумбельской свиты. Кумбельские красноцветные конгломераты и песчаники также охарактеризованы (впрочем, главным образом, за пределами стратотипа — района р. Алтыкол) растительными остатками, которые Т. А. Сикстель по сборам В. Л. Лелешуса [1964] и Д. А. Старшинина относил скорее к ранней перми, чем к позднему карбону [Расчленение, 1976]. Данные по аналогам кумбельской свиты на р. Меши в Туркестанском хр. [Масумов, Быковская, 1987] подтверждают раннепермский возраст этих отложений и их корреляцию с тулейканской свитой. Тем не менее в Туркестанском хр. и Северном Нуратау нельзя исключить появление красноцветных грубообломочных толщ и на более древних уровнях (фаришская свита?).

В восточном секторе Южного Тянь-Шаня аналоги тулейканских и карасуйских отложений, по-видимому, отсутствуют, так как красноцветные толщи в кровле палеозоя содержат еще морские прослои с карачатырской (ассельской) фауной.

Итак, сокращенные мощности, более грубообломочный состав, выпадение нижнего, а иногда и среднего подкомплексов отличают разрезы южных синклиналей от карачатыр-келематинских, которые относятся к осевой части тылового прогиба. Эта давно подмеченная особенность ([Синицын, 1960; Поршняков, 1973] и др.) характеризует зону надвигового пояса (высокие предгорья Туркестано-Алая, Баубашата) как область относительных поднятий в позднепалеозойском рельефе. Наложенные прерывисто развивавшиеся прогибы соответствуют здесь осям синклиналей (синклиналоидов) и опущенным крыльям взбросов послепокровных стадий сжатия. Заполнившие их красноцветные толщи типа кумбельской мало отличаются от тех, что заполняют в ассельское — сакмарское время передовые прогибы (бегичинская свита) и указывают на поднятия, следовавшие за наиболее поздними покровами.

11. Крупные подразделения региональной геологической шкалы

При рассмотрении комплекса тылового прогиба мы видели, что стратиграфические подразделения, основанные на этапности седиментации и названные здесь горизонтами (близкое содержание имеют термины "циклотема" "геоформация"), почти всегда крупнее биостратиграфических горизонтов. Собственно, в обратном случае само распознавание геологических этапов не имело бы хронологической достоверности.

Существует возможность построить иерархическую шкалу регионально-стратиграфических (геологических) единиц, продолжив перечень региональных подразделений Стратиграфического кодекса на более высокие уровни, где биотические изменения не являются уже важнейшими из региональных событий и служат лишь их маркерами. Такую попытку для Южного Тянь-Шаня и соседних областей сделали В. И. Попов и соавт.,

выделив "ритмосвиты", "ритмокомплексы" и другие подобные единицы. Заметим, что дальнейший переход от ритмостратиграфии к "биоритмостратиграфии" у тех же авторов [Попов и др., 1983] сводится, по существу, к корреляции ритмоединиц с ранее установленными биостратонами.

В табл. III-12 (см. вкладку) региональные горизонты показаны лишь для верхнего палеозоя, где долгопериодическая ритмичность хорошо передается составом существенно терригенных отложений и несогласиями в разрезе. В среднем палеозое, преимущественно непрерывном, и особенно в пелагических фациях она гораздо менее заметна и почти не исследована. Все же основные этапы именно региональной геологической истории могут быть намечены и здесь. Отвечающие им более крупные единицы представлены как региональные отделы и системы. Намечая их, автор не претендует на введение этих названий в практику, но лишь пытается представить себе, как могла бы сформироваться стратиграфическая шкала палеозоя, если бы "естественные системы" выделялись на материале герцинид среднеазиатского региона. Табл. III-12 представляет собой наиболее общую схему расчленения палеозоя Южного Тянь-Шаня и прилегающих к нему древних массивов, в которой отражены хронологический, регионально-исторический и вещественный аспекты. Последний передан через основную часть системы — комплексы и серии, нередко с диахронными гранитами, заполняющие геологическое пространство региона.

Рассмотрим кратко основные периоды региональной геологической истории.

Таласский период охватывает в хроностратиграфической шкале время с начала кембрия или с венда по конец раннего или начало среднего ордовика, до лландейло включительно. Ему отвечает основной этап раскрытия океанических бассейнов Урало-Монгольского пояса, включая Тянь-Шань, формирование офиолитового комплекса и пелагических силицитов, а на шельфах, включая Киргизский и Таримский, — накопление известняковых и черносланцевых серий.

Нуратинский период (средний ордовик — ранний венлок) определяется как основной этап образования каледонского флиша и в целом для Тянь-Шаня характеризуется преобладанием обстановок сжатия. Растяжение, образование и заполнение рифтовых впадин, а затем известнякового чехла наблюдается лишь на южном, Каракумо-Таджикском континенте. Трансгрессия в начале лландовери и образование черных сланцев типа сюгетской свиты позволяет делить "нуратинскую систему" на два отдела: их можно назвать соответственно мальгузарским (O_{2-3}) и зеравшанским (S_1).

Ферганский период (поздний венлок — ранний визе) вновь отличается обстановкой растяжения литосферы и преобладанием трансгрессий. Его начало можно совместить с появлением известняков внутри нынешнего Букантау-Кокшаальского пояса (меришкорское время). Последовавший затем внутриплитный базальтовый вулканизм и рассеянный спрединг сопровождались кремненакоплением в глубоководных участках, формированием карбонатных платформ на фундаментах прежних островных дуг или вулканических поднятиях, а также терригенной серии у континентального подножия Тарима. Нижний, матчайский, отдел этой системы (верхний венлок — пржидолий) отвечает этапу образования мелководных выровненных известняково-доломитовых шельфов. Средний, актурский, отдел (лохков — эйфель) можно обособить по смене типа осадков в открытых впадинах с черносланцевого на силицитовый, по началу основного этапа базальтовых излияний, трансгрессии и смене типа осадков

на карбонатных платформах в пределах Нуратау-Алайской платформы. Верхний, алайский, отдел (живетский ярус — начало визе) может иметь стратотипом алайскую серию. Алайская эпоха — время второго этапа базальтовых излияний, которому отвечает и новый цикл карбонатообразования: начало его совпадает с трансгрессией, наиболее отчетливой в Нуратау-Борколдойских отмелях. Отметим, что алайский региональный отдел — аналог также нижней части второго структурного палеозойского яруса в чехле древних платформ северной Евразии.

Карачатырский период (середина визе — начало перми) — время нового сжатия и континентальной коллизии, создавших основные черты строения Южного и Срединного Тянь-Шаня. Однако первые признаки сжатия и поднятий в рельефе, которые увязываются с аккреционными событиями (офиолитокластические брекчии, переотложение конодонтов), появляются почти одновременно с широко распространившейся и, по-видимому, эвстатической трансгрессией в среднем — начале позднего визе. Этот рубеж и может считаться началом периода. В пелагических областях он выражен сменой кремнистых осадков карбонатными илами, частично за счет сноса с шельфовых мелководий и, скорее всего, означает увеличение критической глубины карбонатообразования.

На окраине Каракум-Таджикского континента и на Северном Памире к началу периода относится, наоборот, раздробление фундамента, вулканизм и образование впадин с корой океанического типа, которые входят в состав "Палеотетиса-2". В обоих надвиговых поясах Южного Тянь-Шаня трансгрессия середины визе обозначила начало образования тылового прогиба.

Деление карачатырской системы на два отдела может быть основано на факте позднемосковской трансгрессии, с которой началось формирование основной части морской молассы тыловых прогибов: моласса $C_2m_2-P_1$ в виде неоавохтона запечатывает покровы, относящиеся к основной фазе образования Букантау-Кокшаальского надвигового пояса. Растяжение, трансгрессия, новая фаза магматизма проявляются в обоих тыловых прогибах и вулканических поясах на окраинах Южного Тянь-Шаня. Соответственно нижний отдел системы ($C_1v_2-C_2m_1$) можно назвать гиссарским, имея в виду известняковую серию Каракуль-Зиддинского района и вулканическую каратагскую серию; верхний, акбуринский, отдел ($C_2m_2-P_{1s}$) хорошо представлен разрезами тылового прогиба в верховьях р. Акбура в Алайском хребте.

Келематинский период — это тяньшаньская "естественная" пермь. Он может отделяться либо со времени закрытия передового прогиба, происходящего на конец (?) ассельского века, либо начиная с регрессии моря из тыловых прогибов и перехода к континентальным красно- и пестроцветным сериям типа тулейканской или келематинской. Это последнее событие, которое относится примерно к началу кунгурского века, кажется более важным и к тому же совпадает по времени с регрессией и обособлением солеродных бассейнов Предуральяского прогиба. Конец периода в Тянь-Шане не ясен: вероятно, его следует указывать уже внутри триаса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Южный Тянь-Шань — область герцинид складчато-покровного строения, и структурными единицами этой области являются тектонические покровы, системы покровов (надвиговые пояса), разделяющие их автотонные или параавтотонные массивы с унаследованными (передовыми) прогибами, останцы неоавтотона в тыловых прогибах. Покровы или их группы выделяются и прослеживаются по типам стратиграфического разреза, т.е. по вертикальным рядам формаций; однако первостепенное значение для такого прослеживания имеет возраст стратиграфической кровли каждого покрова, поскольку залегающий здесь флиш относится ко времени продвижения перекрывающей пластины. Подобные покровные группы могут протягиваться на многие сотни километров по простирающей области.

Восстановление доколлизийной истории Южного Тянь-Шаня делается с учетом последовавшего сокращения пространства области и перекрытия ряда седиментационных зон. Эта история начинается растяжением (рифтингом) северных окраин Каракумо-Таджикского и Таримского континентов в конце докембрия или в начале палеозоя, сопровождавшим, вероятно, отделение этих континентальных масс от древних массивов Срединного и Северного Тянь-Шаня. События конца ордовика и начала силура характеризуются уже как островодужная стадия в истории образованного таким образом бассейна с океаническим типом коры. Островная суша этого этапа (Нуратау-Алайская, Зеравшанская) не отличалась особо сильным магматизмом, но имела, вероятно, уже покровную структуру. Вторая фаза растяжения, с конца силура до начала карбона, связана с раскрытием новых бассейнов типа окраинных морей, формированием пассивных континентальных окраин и карбонатных внутриморских платформ, контрастирующих с пелагическими зонами, где накопление тонкообломочных и кремнистых осадков не компенсировало погружения остывающей литосферы. Расширение океанической области, достигшее в среднем — позднем девоне более 1500–2000 км, сменилось затем ее новым сокращением и с конца раннего карбона — коллизийными событиями. Перед южной, активной окраиной каледонского Киргизского континента, несущей вулканический пояс, возникла амагматичная внешняя дуга покровно-чешуйчатого строения, которая затем, уже в конце среднего карбона, была надвинута к югу на окраину Тарима, Алай, Нуратау. Продвижение покровов фиксируется в южном направлении вплоть до ранней перми.

Можно предполагать, что относительные движения в другом, южном, надвиговом поясе, который образовался несколько раньше к северу от Каракумо-Таджикского массива и назван здесь Гиссаро-Востоочноалайским, сопровождались субдукцией в обратном, южном, направлении и создали на ранней стадии обратную (северную) вергентность. Это подтверждается изменением возраста покровов в их поперечной последовательности, по крайней мере, в Восточном Алае. Так или иначе, поздний палеозой — время столкновения островных дуг и континентальных масс, образования и затем смятия как тектонических покровов, так и осадков передовых и тыловых (междуговых) прогибов, появления меланжей различного состава, время орогенного магматизма и основных фаз рудообразования.

Первичное геологическое пространство Южного Тянь-Шаня расчленяется на комплексы, серии и свиты, отражающие его вещественное содержание и этапность истории формирования. Основными элементами реги-

ональной литостратиграфической системы являются комплексы с относительно диахронными границами. Можно различать: 1) нижнепалеозойский терригенно-карбонатный комплекс пассивных окраин древних континентов; 2) комплекс стадии раскрытия океана, в основном синхронный первому; 3) терригенный, с примесью вулканитов, комплекс ранних островных дуг ордовика (?) — нижнего девона; 4) ряд существенно базальтовых серий и свит девона, образованных как в обстановке вторичного спрединга вероятных окраинных морей, так и внутриплитными излияниями на их карбонатных мелководьях; 5) карбонатные серии разобщенных в пространстве внутриморских отмелей и карбонатно-глинисто-кремнистые серии разделявших эти отмели пелагических пространств, относящиеся вместе с комплексом пассивной окраины Тарима к среднему и частично верхнему палеозою; 6) флишево-олигостромовый комплекс передовых и флишево-молассовый, с известняками, комплекс тыловых прогибов. Серии и свиты составляют основу местной стратиграфии. Их номенклатура может быть существенно упрощена путем прослеживания отдельных единиц в пределах первичной области распространения (обычно это тектонические покровы или их группы) и исключения многочисленных синонимов.

Общие хроностратиграфические, а также региональные биостратиграфические подразделения играют в этой системе служебную роль: они составляют шкалу времени. Геоисторические, или этапо-стратиграфические, подразделения рангом выше общепринятых горизонтов могут быть намечены по основным переломным событиям в региональной истории. Эти "региональные отделы" и "системы" не совпадают ни с системами и отделами общей шкалы, ни с объемом комплексов.

За рамками изложения остались некоторые важные вопросы, связанные с палеозоем Южного Тянь-Шаня. Можно было лишь вскользь коснуться биостратиграфии палеозойских толщ. Анализ коллизионного позднепалеозойского магматизма, проведенный в последние годы с мобилистских позиций [Далимов, Рафиков, 1986; Ненахов, 1988, 1992], в общем согласуется с принятой здесь геодинамической моделью, хотя некоторые допущения существенно от нее отличаются. Появляется возможность с помощью палеомагнитных данных количественно оценить горизонтальные перемещения Киргизско-Казахского, Таримского и других древних континентов, а следовательно, и преобразования разделявшего их Туркестанского (Южнотяньшаньского) океана [Лиденко, Печерский, 1988; Мухин и др., 1991; Клишевич, Храмов, 1993]. Общие вопросы размещения металлических полезных ископаемых, в связи с представлениями о коллизионной покровно-складчатой структуре региона, также рассматривались [Клишевич, Поршняков, 1982; Войтович, 1991]: они начинают особую и огромную тему, приступить к которой автору не позволяет его собственный ограниченный опыт, полученный главным образом из регионально-геологических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Абакумова Л. Н.* Офиолиты Туркестано-Алая. Геологическое строение, петрология, геодинамический анализ: Автореф. канд. дис. СПб., 1992.
- Абакумова Л. Н., Буйдина А. В.* Пикриты Южной Ферганы и некоторые вопросы их происхождения // Вестн. Ленингр. ун-та. 1986. Сер. 7. Вып. 3. С. 94–99.
- Абдуазимова З. М.* Биостратиграфия ордовикских отложений в Южном Тянь-Шане по граптолитам // Граптолиты и стратиграфия. Таллин, 1976.
- Абдуазимова З. М., Ахбер Д. Я., Старцев О. А., Чукаров Е. В.* Первые находки ордовикских граптолитов в Северном Нуратау (Южный Тянь-Шань) // ДАН СССР. 1969. Т. 187, №8. С. 1115–1119.
- Абдуазимова З. М., Журавлева З. А., Селедцов Е. И.* Биостратиграфия верхнего докембрия юга Букантау // Узб. геол. журн. 1982. №3. С. 23–27.
- Абдуазимова З. М. и др.* Сопоставление комплексов микрофитоцитов докембрия и кембрия Южного Тянь-Шаня и Сибири // Геология и геофизика. 1976. №1.
- Абдуазимова З. М., Козарь Н. А., Хайрулина Т. И.* Новые данные о кембрийских и ордовикских отложениях южных склонов Туркестанского хребта // ДАН ТаджССР. 1983. Т. XXVI, №10. С. 641–644.
- Абдуллаев Р. Н., Далимов Т. Н., Мухин П. А., Базарбаев Р. Н.* Рифтогенез в развитии палеозойских складчатых областей. Ташкент, 1989.
- Абдуллаев Р. Н., Сургутанова Д. М., Рахимов А. Д.* Нижне-среднеордовикские кремнисто-сланцевые отложения гор Мальгузар // Узб. геол. журн. 1987. №3. С. 57–61.
- Адышев М. М., Бакиров А. Б., Королев В. Г., Сагындыков К.* Тектоническая природа Среднего Тянь-Шаня // Соотношение геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии. Фрунзе, 1981. С. 172–180.
- Айсанов Я. Б., Егоров А. И.* Геологическое строение и основные черты минерализации палеозойских образований гор Кульджуктау. Ташкент, 1978.
- Алексеев А. С., Вишневский Л. Е.* Конодонты в Учкурганской эвгеосинклинальной зоне Южной Ферганы // ДАН СССР. 1979. Т. 245. №5. С. 1177–1180.
- Алексеев А. В., Березанский А. В., Гуцин С. Б. и др.* Особенности геологического строения и история развития Каратуминского рифоида и окружающих его территорий (Восточный Алай) // Методы поисков и разведки погребенных рифов. М., 1983. С. 142–145.
- Аристов В. А., Чернышук В. П.* Новые данные по стратиграфии кремнистых отложений Южного Тянь-Шаня // ДАН СССР. 1984. Т. 275. №2. С. 417–421.
- Азмеджанов М. А., Абдуллаев Р. Н., Борисов О. М.* Нижний палеозой Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент, 1979.
- Азмеджанов М. А., Борисов О. М.* Тектоника домезозойских образований Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент, 1977.
- Бабкин В. Ф.* Терригенный комплекс верхнего девона — нижнего карбона в Центральном Таджикистане // Изв. вузов. Геол. и разв. 1987. №4. С. 24–30.
- Бакиров А.* Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе, 1978.

Бакиров А., Киселев В. В., Королев В. Г. Новые данные по стратиграфии палеозоя восточной части хребтов Уланского и Нарынтоо // Материалы по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе, 1961. Вып. 1. С. 23–41.

Бакиров А. Б., Котов В. В. Экологитоносные метаморфические формации — показатели зон сочленения древних континентов // Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня. Фрунзе, 1988. С. 4–25.

Бардашев И. А. Некоторые данные о возрасте акбасайской свиты (Южный Тянь-Шань) по конодонтам // Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук. 1979, №4 (74). С. 56–63.

Белостоцкий И. И. Строение и формирование тектонических покровов. М., 1978.

Бельговский Г. Л., Тарасенко А. Т., Эктова Л. А. и др. Каменноугольные и пермские отложения Тянь-Шаня: стратиграфия и история развития основных элементов структуры. Л., 1977.

Бельговский Г. Л., Эктова Л. А. Тянь-Шань и Памир // Основные черты стратиграфии карбона СССР. Л., 1975. С. 158–190.

Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Кангро О. Г. Докембрий Южного Тянь-Шаня и Кызылкумов. М., 1972.

Бенш Ф. Р. Стратиграфия среднекаменноугольных отложений хр. Карачатыр // Узб. геол. журн. 1958. №5. С. 55–60.

Бенш Ф. Р. Стратиграфия и фузулиниды верхнего палеозоя Южной Ферганы. Ташкент, 1972.

Бенш Ф. Р. Граница карбона и перми в Средней Азии (по данным изучения фораминифер) // Биостратиграфия пограничных отложений карбона и перми. М., 1980. С. 5–13.

Бенш Ф. Р. Фузулинидовые зоны и ярусное расчленение верхнего карбона и нижней перми Средней Азии. Ташкент, 1982.

Бенш Ф. Р., Попов В. И., Гончар А. Д. Общая схема биоритмостратиграфического расчленения поздневарисского северопамирского ритмокомплекса // Узб. геол. журн. 1975. №4. С. 32–37.

Бенш Ф. Р., Савицкая Л. И., Сихтель Т. А., Станкевич Ю. В. О верхней перми в Северной Фергане // Узб. геол. журн. 1972. №1. С. 49–52.

Бискэ Ю. С. О палеогеографической и структурной позиции некоторых известняковых разрезов Южного Тянь-Шаня // Вопросы стратиграфии. Л., 1979. Вып. 2. С. 103–112.

Бискэ Ю. С. Сланцевый меланж Майдана и тектонические покровы Южной Ферганы // Вестн. Ленингр. ун-та. 1983. №6. С. 40–45.

Бискэ Ю. С. Нижний палеозой Южной Ферганы: структурная позиция, стратиграфия, геологическая история // Вестн. Ленингр. ун-та. 1987. Сер. 7. Вып. 1. С. 3–11.

Бискэ Ю. С. Островные дуги в палеозойской истории Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1991. №2. С. 41–46.

Бискэ Ю. С., Горянов В. Б., Петросян Н. М., Ржонсницкая М. А. Материалы по фауне и флоре джидалинской свиты (средний палеозой, Алайский хребет) // Вопросы стратиграфии. Л., 1974. Вып. 1. С. 44–71.

Бискэ Ю. С., Горянов В. Б., Салтовская В. Д., Старшинин Д. А. Терригенный девон Нуратау-Алайской миогеосинклинали // Вестн. Ленингр. ун-та. 1980. №18. С. 9–20.

Бискэ Ю. С., Гушин С. Б., Чернышук В. П. Кокшаальская пассивная окраина Таримского континента в среднем палеозое // Вестник СПбГУ 1992. Сер. 7. Вып. 4. С. 68–71.

Бискэ Ю. С., Зубцов С. Е., Клишечев В. Л. и др. Типы разрезов палеозоя Атбаш-Кокшаальского района Южного Тянь-Шаня // Вопросы

стратиграфии. Л., 1979. Вып. 2. С. 89–103.

Бискэ Ю. С., Комиссарова Р. А., Талашманов Ю. А. О палеозойских горизонтальных движениях северной окраины Таримского континента (по палеомагнитным данным) // Вестн. СПбГУ, 1993. Сер. 7. Вып. 1. С. 71–77.

Бискэ Ю. С., Кушнарь Л. В. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Северо-Восточной Ферганы // Вестн. Ленингр. ун-та. 1976. №24. С. 72–84.

Бискэ Ю. С., Поршняков Г. С. Стратиграфия среднего палеозоя Северо-Восточной Ферганы // Вопросы стратиграфии. Л., 1974. Вып. 1. С. 5–24.

Бискэ Ю. С., Поршняков Г. С., Зубцов С. Е. Герциниды Атбаша-Кокшаальского района Южного Тянь-Шаня. Л., 1985.

Бискэ Ю. С., Поршняков Г. С., Талашманов Ю. А. Герциниды Ферганского хребта и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л., 1982.

Бискэ Г. С., Поршняков Г. С., Талашманов Ю. А., Яговкин А. В. Геологическая обстановка развития шарьяжей в Южном Тянь-Шане // Соотношение геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии. Фрунзе, 1981.

Бискэ Г. С., Риненберг Р. Е. Находки граптолитов в надлудловских и нижнедевонских отложениях района Баубашаты (Южный Тянь-Шань) // Тр. ин-та геол. и геохим. Уральского науч. центра АН СССР. М., 1973. Вып. 99. С. 169–177.

Бискэ Ю. С., Старшинин Д. А. К геологии палеозойских отложений Сулюктинского района (Туркестанский хр.) // Вестн. Ленингр. ун-та. 1965. Вып. 4. №24. С. 50–55.

Бискэ Ю. С., Табунс Э. В. О происхождении контрастной вулканической серии девона Атбаша-Кокшаальского региона (Южный Тянь-Шань) // ДАН СССР. 1991. Т. 320. №6. С. 1428–1432.

Бискэ Ю. С., Талашманов Ю. А. Западная граница Баубашатинской зоны Южного Тянь-Шаня // Вестн. Ленингр. ун-та. 1970. №12. С. 72–77.

Бискэ Ю. С., Усманов Р. Р. Тектонические покровы в "седиментационных мульдах" Северного Нуратау (Западный Узбекистан) // Вестн. Ленингр. ун-та. 1981. №24. С. 5–11.

Богущ О. И. Фораминиферы и стратиграфия среднего и верхнего карбона восточной части Алайского хребта. М., 1963.

Брежнев В. Д. Раннегеосинклинальные формации и стадии развития Джангджирской зоны герцинид Южного Тянь-Шаня // Тр. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та. Л., 1976. Т. 224. С. 88–105.

Брежнев В. Д. Заложение палеозойской геосинклинали в западной части Южного Тянь-Шаня (на примере Нуратау-Туркестанского региона) // Соотношение геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии. Фрунзе, 1981. С. 147–153.

Брежнев В. Д. О возрасте и строении фундамента Тарима // Докл. РАН. 1994. Т. 334. №5. С. 607–610.

Брежнев В. Д., Довжиков А. Е., Иванов Г. В. Палеозойские отложения системы хребтов Кок-Шаала // Вопросы геологии Средней Азии. Л., 1970. С. 200–224.

Брежнев В. Д., Удалов А. А., Шукин С. И. О первых фазах проявления кислого вулканизма в Западно-Туркестанском секторе Южного Тянь-Шаня // ДАН ТаджССР. 1978. Т. XXI. №9. С. 36–39.

- Брежнев В. Д., Шеванов В. Н.* Ранние прогибы и формации в западной части Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1980. №4. С. 63–74.
- Буртман В. С.* Геология и механика шарьяжей. М., 1973.
- Буртман В. С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем (варисциды Тянь-Шаня и каледониды Северной Европы) // Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1976. Вып. 289.
- Буртман В. С.* Новые данные о строении Куньлуня и Каракорума (Международный симпозиум в Кашгаре, Китай) // Геотектоника. 1993. №1. С. 108–111.
- Буртман В. С., Гузарий Г. З.* О природе складчатых дуг Памира и Тянь-Шаня (по палеомагнитным данным) // Геотектоника. 1973. №2. С. 62–67.
- Буртман В. С., Клишевич В. Л.* О варисских шарьяжах в Южной и Северной Фергане // Геотектоника. 1971. №1. С. 103–117.
- Буртман В. С., Клишевич В. Л., Котова Л. Н. и др.* Новые данные о палеозойском океане в Южной Фергане // ДАН СССР. 1977. Т. 237. №3. С. 668–671.
- Буртман В. С., Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С., Шульц С. С. (мл.).* Океаническая кора варисцид Урала и Тянь-Шаня // Сов. геология. 1974. №3.
- Бухарин А. К., Брежнев В. Д., Масленникова И. А. и др.* Тектоника Западного Тянь-Шаня. М., 1989
- Бухарин А. К., Масленникова И. А., Новикова Т. Н., Кузичкина Ю. М.* О возрасте кремнисто-карбонатных образований Кызылкумов // Новые данные по геологии Узбекистана и смежных территорий. Ташкент, 1987. С. 44–53.
- Бухарин А. К., Масленникова И. А., Пятков А. К.* Домезозойские структурно-формационные зоны Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1985.
- Бухарин А. К., Пяновская И. А., Пятков А. К.* Положение Кызылкумов в системе палеозойских структур Тянь-Шаня и Урала // Сб. науч. тр. Главгеол. УзССР и ТашПИ. Ташкент, 1964. Вып. 4. С. 21–28.
- Ванина Л. В.* О тектонической позиции нижнепалеозойских отложений в герцинидах Южного Тянь-Шаня (на примере Восточного Карачатъра и смежных районов Алайского хребта) // Каледониды Тянь-Шаня. Фрунзе, 1987. С. 119–139.
- Ванина Л. В.* Палеогеодинамика раннего палеозоя Южного Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. №8. С. 113–122.
- Ванина Л. В., Войтович И. И.* Строение и тектоническое положение метаморфических серий Северо-Восточной Ферганы // Изв. АН СССР Сер. геол. 1985. №8. С. 110–119.
- Вебер В. Н.* Геологическая карта Средней Азии. Лист VII-6 (Исфара). // Тр. Всесоюз. геол. разв. объедин. НКТП СССР. М.-Л., 1934. Вып. 194.
- Виноградов П. Д.* Туркестано-Зеравшанская зона // Геология СССР М., 1959. Т. XXIV Таджикистанская ССР. Часть 1.
- Вишневецкий Л. Е., Алексеев А. С., Соловьева М. Н.* К вопросу о палеотектонической обстановке формирования верхнепалеозойских олистостромовых толщ северного склона Алайского хребта (Южная Фергана) // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М., 1983. С. 85–91.
- Вишневецкий Л. Е., Савочкина Е. Н.* Внутреннее строение и эталпы формирования офиолитовой ассоциации Ю. Ферганы // Вестн. Моск. ун-та. 1976. №5. С. 30–40.

Войтович В.С., Донец А.И. Южно-Ферганская переходная тектоническая зона и ее металлогения // Сов. геология. 1985. №1. С. 85–95.

Войтович И.И. Палеозойская геодинамика и размещение эндогенного оруденения зоны сочленения Срединного и Южного Тянь-Шаня // Геология и условия образования рудных месторождений Киргизии. Бишкек, 1991. С. 13–20.

Войтович И.И., Ванина Л.В. Схема стратиграфии Майлисуйского океанического комплекса левобережья р. Нарын (Северо-Восточная Фергана) // Изв. АН КиргССР. 1984. №1. С. 16–24.

Волгин В.И. Брахиоподы верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений Южной Ферганы. Л., 1960.

Волгин В.И., Дженчураева А.В., Поляков Б.В. Стратиграфия каменноугольных отложений верховьев р. Акбура (Алайский хребет) // Вестн. Ленингр. ун-та, 1978. №24. С. 63–75.

Вонгаз Л.Б. Некоторые структурно-фациальные особенности палеозойского фундамента Южного Тянь-Шаня // Сов. геология. 1958. №5. С. 65–76.

Галицкий В.В. Тектоника хребта Каратау (Южный Казахстан) // Тектоника и динамометаморфизм палеозоя Казахстана. Алма-Ата, 1967.

Геологическая карта Киргизской ССР Масштаб 1:500 000 / Ред. С. А. Игембердыев, К. О. Осмонбетов. Л., 1980.

Геологическая карта Таджикской ССР и прилегающих территорий. Масштаб 1:500 000 / Ред. Н. Г. Власов, Ю. А. Дьяков, Э. А. Чернер. Л., 1984.

Герман Л.Л., Будянский Д.Д. Заспрединовый магматизм: геодинамическая модель // ДАН СССР. 1990. Т. 314. №6. С. 1467–1471.

Голиков А.Н. Описание разреза нижнесилурийских отложений бассейна сая Шар-Шара (сев. склон Туркестанского хребта) // МСК. Путеводитель экскурсии по типовым разрезам ордовика, силура и девона Средней Азии. Ташкент, 1966. С. 76–80.

Гончар А.Д. Литология верхнего палеозоя гор Карачатыр (Южная Фергана): Автореф. канд. дис. М., 1985.

Горянов В.Б. Стратиграфия девонских отложений хребта Яурунтуз (Южная Фергана) // Геология Средней Азии. Л., 1961. С. 182–187.

Горянов В.Б. Нижний и средний девон Советского Тянь-Шаня // Стратиграфия нижнего и среднего девона. Л., 1973. С. 83–93.

Горянов В.Б., Бискэ Ю.С., Болгарь Б.Л. и др. Новый тип разреза среднего палеозоя Южной Ферганы // Вопросы стратиграфии. Л., 1979. Вып. 2. С. 112–131.

Горянов В.Б., Дронов А.В., Ждан А.В., Савицкий Ю.В. Стратиграфия кипчальминской серии (средний палеозой, Восточная Фергана) // Вестн. Ленингр. ун-та. 1986. Сер. 7. Вып. 3. С. 40–49.

Горянов В.Б., Котельников В.И., Верба Ю.Л. Надзеленосланцевые толщи в Ферганском секторе Южного Тянь-Шаня и проблема возраста метаморфизма канской и майлисуйской серии // Вопросы региональной геологии. Л., 1983а. Вып. 3. С. 153–177.

Горянов В.Б., Миклуго-Маклай А.Д., Поршняков Г.С., Яговкин А.В. Стратиграфия палеозоя Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса // Учен. зап. САИГИМС. Ташкент, 1959. Вып. 6. С. 7–29.

Горянов В.Б., Савицкий Ю.В., Бискэ Ю.С. и др. Биостратиграфическое расчленение нижнего и среднего девона разреза р. Шахимардан // Средний девон СССР, его границы и ярусное расчленение. Уфа, 1983б.

Горянов В.Б., Савицкий Ю.В., Бискэ Ю.С., Клишевич В.Л. О границе нижнего и среднего девона в Туркестано-Алае // Тезисы сообщений по биостратиграф. погран. слоев ниж. и средн. девона СССР. Л., 1978. С. 22-24.

Горянов В.Б., Ярушевский Г.А. К стратиграфии девонских терригенных отложений Южной Ферганы // Вопросы стратиграфии палеозоя. Л., 1969. С. 52-56.

Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. М., 1987.

Далимов Т.Н., Абдуллаев Р.Н., Базарбаев Э.Р. Основные этапы формирования структуры земной коры Тянь-Шаня в неогее // Узб. геол. журн. 1986. №3. С. 30-46.

Далимов Т.Н., Рафиков Я.М. Вулканизм пермских континентальных рифтов Кураминской зоны. Ташкент, 1986.

Дженчураева А.В. Стратиграфия и фораминиферы среднекаменноугольных отложений северных склонов Туркестано-Алая. Фрунзе, 1979.

Дженчураева А.В., Неназов В.М. Стратиграфия верхнего палеозоя приосевой части Алайского хребта // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61. Вып. 3. С. 54-66.

Диденко А.Н., Печерский Д.М. Палеомагнетизм среднепалеозойских пород офиолитовых комплексов Алайского хребта // Геотектоника, 1988. №4. С. 56-68.

Добрецов Н.Л. Граукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, 1974.

Довжиков А.Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня (Геологические условия формирования палеозойских складчатых структур). М., 1977.

Довжиков А.Е., Иванов Г.В., Кнауф В.В. Структурное положение и возраст зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня // Сов. геология. 1984. №3. С. 71-76.

Довжиков А.Е., Кнауф В.В., Шванов В.Н. Геологические особенности метаморфических и переходных к ним зон на территории Южного Тянь-Шаня // Вестн. Ленингр. ун-та. 1981. №12. Вып. 2. С. 41-48.

Додонова Т.А., Помазков К.Д., Помазков Я.К. Эндогенные геологические формации Киргизии. Магматические формации. Фрунзе, 1984.

Дронов А.В. О палеозойских лоферитах хр. Ярунтуз (Южная Фергана) // Вестн. Ленингр. ун-та, 1987. Сер. 7. Вып. 3. С. 88-93.

Дронов А.В. Тектоническое строение Ошских гор (Южная Фергана) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66. Вып. 3. С. 26-39.

Енчикова А.Ф., Пяновский Г.В. Литолого-петрографические и палеонтологические особенности отложений позднего ордовика хребта Нура-тау // Новые данные по геологии Южного Тянь-Шаня. Ташкент, 1985. С. 115-131.

Замалетдинов Т.С., Клишевич В.О., Яговкин А.В. Тегермачский герцинский шарьяж в Южном Тянь-Шане // Геотектоника. 1968. №5. С. 86-92.

Замалетдинов Т.С., Осмонбетов К.О. Геодинамическая модель развития земной коры Киргизии в фанерозое // Сов. геология. 1988. №1. С. 66-75.

Зубцов Е.И. Особенности осадконакопления и тектоники Среднего Тянь-Шаня в связи с развитием смежных геосинклиналей // Соотношение геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии. Фрунзе, 1981. С. 162-172.

Зубцов Е.И., Поршняков Г.С., Яговкин А.В. Новая схема домезозойской тектоники Тянь-Шаня // ДАН СССР. 1974. Т. 217. №5. С. 1153-1156.

Зубцов С. Е. О присутствии шаланской серии среднего палеозоя в пределах Кадамджайского рудного поля (Южный Тянь-Шань) // Вестн. Ленингр. ун-та. 1987. Сер. 7. Вып. 3. С. 74–76.

Иванов Г. В. Типы разрезов среднепалеозойских отложений Северо-Восточной Ферганы // Тр. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та. 1976. Т. 224. С. 112–130.

Иванов С. Н. и др. Формирование земной коры Урала. М., 1986.

Исхаков С. А. Петрографо-минералогическая характеристика терригенных образований нижнего девона бассейна р. Шахимардан (Южная Фергана) // Вопросы метаморфизма и магматизма Узбекистана. Ташкент, 1980. Вып. 292.

Казымич В. Г., Фараджеев В. А. Тектоническое развитие Яркендского сектора Куэнь-Луня // Сов. геология. 1961. №8.

Каледа Г. А. Девонские отложения Южной Ферганы // Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня. М., 1960. Т. II.

Ким А. И. Биостратиграфия и табуляты силура и пограничных с ним отложений Южного Тянь-Шаня: Автореф канд. дис. Ташкент, 1970.

Ким А. И., Апекин Ю. Н. К вопросу о границе ордовика и силура в Средней Азии // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1978. Вып. 397. С. 15–20.

Ким А. И., Ерина М. В., Апекина Л. С., Лесовая А. И. Биостратиграфия девона Зарафшано-Гиссарской горной области. Ташкент, 1984.

Ким А. И., Ларин Н. М. О границе между силуром и девонем в Южном Тянь-Шане // Биостратиграфия пограничных отложений силура и девона. М., 1968. С. 86–101.

Ким А. И., Ларин Н. М., Лесовая А. И. Проблема границы силура — девона и расчленение нижнего девона в Средней Азии // Граница силура и девона и биостратиграфия силура. Л., 1971. С. 102–108.

Клишевич В. Л. Зональное расчленение нижнего и среднего девона Советского Тянь-Шаня по тентакулитам // Стратиграфия нижнего и среднего девона. Л., 1973. Т. 2. С. 137–142.

Клишевич В. Л. К вопросу об амплитуде шарьяжей в Алайском хребте (Тектонические структуры района Охны) // Вестн. Ленингр. ун-та. 1978. №6. С. 7–15.

Клишевич В. Л. О тектоническом покрове в горах Мальгузар (Южный Тянь-Шань) // ДАН СССР. 1986. Т. 290. №1. С. 176–180.

Клишевич В. Л., Клишевич И. А., Ржевский Ю. С., Храмов А. Н. К вопросу о Ферганской сигмоиде // ДАН СССР. 1986. Т. 286. №2. С. 402–405.

Клишевич В. Л., Назаров Б. Б., Гуцин С. Б., Клишевич И. А. Возраст и условия образования кремнистых толщ Алайского хребта // Сов. геология. 1977. №6. С. 116–122.

Клишевич В. Л., Поршняков Г. С. Покровные структуры герцинид Южного Тянь-Шаня и некоторые закономерности размещения телетермального оруденения // Вопросы региональной геологии. Л., 1983. Вып. 3. С. 128–145.

Клишевич В. Л., Храмов А. Н. Палеогеологическая реконструкция Туркестанского палеоокеана для раннего девона // Геотектоника. 1993. №4. С. 66–75.

Клишевич В. Л., Цветков А. Я. Состав и тектоническая позиция вулканогенных толщ восточного сектора Южного Тянь-Шаня // ДАН СССР. 1982. Т. 267. №4. С. 891–895.

Кнауф В. И. К тектонике северо-западного горного обрамления Ферганы // Материалы по палеогеографии и тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе,

1966.

Козарь Н.А. О характере сочленения Зарафшано-Туркестанской и Зарафшано-Гиссарской структурно-формационных зон (Южный Тянь-Шань) // Новые данные по геологии Узбекистана и смежных территорий. Ташкент, 1987. С. 12–23.

Колодяжный С.Ю., Леонов М.Г., Хан Р.С. Тектоника Южно-Нуратинской линейной зоны (Кызылкум) // Геотектоника. 1991. №5. С. 93–106.

Комаревцев В.Т., Киселев В.В., Миколайчук А.В., Христов Е.В. Радионные датировки офиолитов Южного Тянь-Шаня // Изв. АН Кирг ССР. Физ.-техн. и мат. науки. 1987. №3. С. 48–53.

Корень Т.Н., Клишевич В.Л., Риненберг Р.Е. Опорный разрез верхнего силура и нижнего девона Южной Ферганы // Сов.геология. 1986. №11. С. 62–74.

Корень Т.Н., Лыточкин В.Н. Биозональная схема верхнего силура Туркестано-Алая по граптолитам // Отечественная геология. 1992. №11. С. 37–44.

Королев В.Г., Киселев В.В., Максумова Р.А. Основные черты палеозойской тектоники Северного и Среднего Тянь-Шаня в пределах Киргизской ССР // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М., 1983. С. 55–60.

Королев В.Г., Максумова Р.А., Мамбетов А.М. Венд и томмотский ярус нижнего кембрия в Средней Азии и Южном Казахстане // Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, 1974. Т. 1.

Корсаков В.С. и др. Литологическая характеристика и стратиграфическое положение китармайской свиты в Зиаатдинских горах // Узб. геол. журн. 1969. №5.

Котельников В.И. Некоторые вопросы истории формирования герцинской структуры Туркестанского и Алайского хребтов // Тектоника и стратиграфия палеозойских и мезозойских толщ Южного Тянь-Шаня и Памира. Л., 1976. С. 69–88.

Котельников В.И. Геологическая карта Туркестанского, Алайского и Ферганского хребтов с прилегающими территориями (Южный Тянь-Шань). Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка. Л., 1987.

Котельников В.И., Бискэ Ю.С. Осадочные и вулканогенные свиты на геологических картах // Вопросы региональной геологии. Л., 1983. Вып. 3. С. 177–190.

Куренков С.А. Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня. М., 1983.

Куренков С.А., Перфильев А.С. Ранние стадии развития Туркестано-Алайских палеотектонических структур // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М., 1987. С. 137–149.

Куренков С.А., Перфильев А.С., Печерский Д.М. и др. Повторный спрединг в офиолитах Алайского хребта (Южный Тянь-Шань) // Внутриплитные явления в земной коре. М., 1988. С. 71–102.

Кустарникова А.А. О типах палеовулканизма в Южном Тянь-Шане // Вулканизм и металлогения Средней Азии. Ташкент, 1988. С. 90–100.

Кузтиков М.М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе, 1969.

Кузтиков М.М., Черенков И.Н. О возрасте палеозойских терригенных толщ Сулюктинского района (Юго-Западная Фергана) // Материалы по региональной стратиграфии СССР М., 1963.

Лаврусевич А.И. Силур и пограничные с ним отложения в Центральном Таджикистане: Автореф. докт. дис. Душанбе, 1976.

Лаврусевич А.И., Салтовская В.Д., Сибиров А.А. Верхнесилурийские отложения с граптолитами в Заравшанском хребте // Новые данные по геологии Таджикистана. Душанбе, 1974. С. 20–26.

Лелешус В.Л. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии верхнего палеозоя Южного Тянь-Шаня // ДАН СССР. 1964. Т. 165. №5.

Леонов М.Г. Структурные ансамбли покровных складчатых зон. М., 1993.

Леснов Ф.Л., Белоусов В.И., Агеева Л.И., Васильев Ю.Р. Новые данные по геологии и петрологии Сарталинского полигенного базит-гипербазитового плутона (Южный Тянь-Шань) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск, 1982. С. 26-57.

Лошкин Ю.М., Мазанецко Н.А. Новые данные о стратиграфии силурийских отложений Каракчатау (Южный Нуратау) // Узб. геол. журн. 1969. №1. С. 41–43.

Лутц Б.Г., Фельдман М.С. Палеозойский магматизм хребта Султануиздаг (Узбекистан): геодинамическая интерпретация // Геотектоника. 1992. №4. С. 67–74.

Мазанецко Н.А. О кембрийских и ордовикских отложениях Каракчатау (Южный Тянь-Шань) // ДАН УзССР. 1968. №5.

Макарычев Г.И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М., 1978.

Макарычев Г.И., Висньевский Я.С. Северные предгорья Алайского хребта // Путеводитель к экскурсиям международного симпозиума "Офиолиты в земной коре" М., 1973. С. 8–17.

Махсумова Р.А., Коновод А.В., Огурцова Р.Н. Вулканогенные толщи нижнего палеозоя западной части Киргизского хребта // Каледониды Тянь-Шаня. Фрунзе, 1987. С. 43–64.

Малова Э.В., Торшин Н.С., Шульц С.С. (мл.). Новые данные о Джалаирской группе рудопроявлений бокситов (Южный Тянь-Шань, горы Мальгузар) // Тр. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та. Л., 1976. Т. 209. С. 26–41.

Малыгина А.А., Сапельников В.П. Силурийские, раннедевонские и эйфельские Pentamerida Южного Тянь-Шаня. М., 1973.

Мартышев В.Р. Стратиграфия среднепалеозойских отложений центральной части Зеравшано-Гиссарской горной области // Мат. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1956. Вып. 10.

Марушкин И.А., Соловьева М.Н. Новая находка пермских отложений в западной части Алайского хребта // Вестн. Львовск. ун-та. 1964. Вып. 2. С. 47–51.

Масумов А.С. Возрастные границы и формации орогенного этапа варисцид Тянь-Шаня // Узб. геол. журн. 1988. №2. С. 50–60.

Масумов А.С., Борисов О.М., Бенш Ф.Р. Верхний палеозой Срединного и Южного Тянь-Шаня. Ташкент, 1978.

Масумов А.С., Быковская Т.А. О возрасте некоторых верхнепалеозойских континентальных толщ бассейнов рек Ляйляк и Каравшин (Южный Тянь-Шань) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. Вып. 1. С. 52–58.

Мельничук В.Г. О тектоническом расчленении Гармского массива (Южный Тянь-Шань) и истории его формирования // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64. Вып. 2. С. 34–45.

Михлуго-Махлай А.Д. Верхнепалеозойские фузулиниды Средней Азии. Фергана, Дарваз, Памир. Л., 1949.

Миклуто-Маклай А.Д. Биостратиграфическое разделение верхнего палеозоя хр. Кара-Чатыр (Южная Фергана) // ДАН СССР 1956. Т. 108. №6.

Миклуто-Маклай А.Д. Верхний палеозой Средней Азии. Л., 1963.

Минаев В.Е., Федоров Г.В. Петрохимия метабазитов горифской серии (Южный Тянь-Шань) // ДАН ТаджССР. 1984. Т. XXVII. №9. С. 524.

Митрофанова К.В., Васильев Д.Г., Клишевич В.Л., Квятковский А.В. Раннегеосинклинальные вулканогенные серии Киргизского хребта // Сов. геология. 1983. №8. С. 95–103.

Мугин П.А. Возраст и направление движения масс при шарьировании метаморфических толщ Центральных Кызылкумов // Геологоструктурные условия формирования эндогенных месторождений Средней Азии и вопросы их оценки. Ташкент, 1976. С. 74–79.

Мугин П.А., Абдуллаев Х.А., Минаев В.Е. и др. Палеозойская геодинамика Средней Азии // Сов. геология. 1989. 10. С. 47–58.

Мугин П.А., Каримов Х.К. Новая модель геодинамики и металлогении Средней Азии (статья 1. Палинспастические реконструкции позднего докембрия и палеозоя) // Узб. геол. журн. 1989. №5. С. 29–34.

Мугин П.А., Каримов Х.К., Савчук Ю.С. Палеозойская геодинамика Кызылкумов. Ташкент, 1991.

Мугин П.А., Толоконников А.В., Асадуллин Э.Э. и др. Условия накопления додевонских отложений Южного Тамдытау (Центр. Кызылкумы) по петрохимическим данным // Узб. геол. журн. 1985. №6. С. 58–63.

Мушкетов Д.И. Тектоника Средней Азии. Ташкент, 1936.

Наливкин Д.В. Очерк геологии Туркестана. Ташкент; Москва, 1926.

Неназов В.М. Урусайский массив и живетские вулканогенные образования в Туркестано-Алае // Сов. геология. 1985. №10. С. 101–104.

Неназов В.М. Коллизионный (орогенный) магматизм Туркестано-Алая: Автореф. канд. дис. Л., 1988.

Неназов В.М., Иванчиков В.В., Кузнецов Л.В., Стрик Ю.Н. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов. М., 1992.

Неназов В.М., Кузнецов Л.В. Позднепалеозойские гранитоидные комплексы Туркестано-Алая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. №5. С. 17–29.

Неназов В.М., Лыточкин В.Ю., Перфильев А.С., Кузнецов Л.В. Хаотические комплексы палеозойских сооружений Южного Тянь-Шаня // Геологическое картирование хаотических комплексов. М., 1992. С. 8–87.

Никифорова О.И. Брахиоподы верхнего силура Среднеазиатской части СССР // Монографии по палеонтологии СССР. Л., 1937. Т. 35. Вып. 1.

Огнев В.Н. Таласо-Ферганский разлом // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1939. №4.

Огнев В.Н. Основные структурно-фациальные зоны Средней Азии // Тезисы докл. к совещ. по разработке униф. стратигр. схем для Ср. Азии. Ташкент, 1958.

Орлов Л.Н. Роль гипсов в механизме формирования тектонических покровов Центрального Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. 1980. №4. С. 105–111.

Орловский М.Б., Полярков Б.В. О возрасте джидалинской свиты (Алайский хребет) // Тр. упр. геологии и охраны недр при СМ КиргССР. М., 1962. Сб. 2. С. 50–60.

Орловский М.Б., Поляков Б.В. Стратиграфия нижнедевонских отложений северной части междуречья Абшир-Сох (Южная Фергана) // Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня. Фрунзе, 1965. С. 88–106.

Пай В.М. Геодинамика формирования Южно-Алайской зоны торожения // Вестн. Моск. ун-та. 1991. Сер. 4. Геол. №4. С. 29–40.

Попов В.И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1938.

Попов В.И., Запрометов В.Ю., Плещенко И.В. и др. Биоритмостратиграфия палеозоя и триаса в зонах Памирского смятия. Ташкент, 1983.

Портнягин Э.А. Комплекс параллельных даек Южного Гиссара // ДАН СССР. 1974. Т. 219. №4. С. 948–951.

Поршняков Г.С. Типы разрезов среднего палеозоя и надвиговые структуры северного склона Алайского хребта // Тр. Упр. геологии и охраны недр при СМ КиргССР. М., 1960. Сб. 1. С. 43–55.

Поршняков Г.С. Тектонические структуры палеозоя Южно-Ферганского сурьяно-ртутного пояса // Уч. зап. САИГИМС. Ташкент, 1961. С. 29–48.

Поршняков Г.С. О тектонической позиции известняков со "смешанной" фауной в среднем карбоне Алая // Вопросы региональной геологии. Л., 1968. С. 44–52.

Поршняков Г.С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л., 1973.

Поршняков Г.С. Этапы формирования тектонических структур различных сегментов герцинид Южного Тянь-Шаня // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М., 1983. С. 66–73.

Поршняков Г.С., Михлузо-Маклай А.Д. К стратиграфии силура Южной Ферганы // Уч. зап. Ленингр. ун-та. Сер. геол. 1955. Вып. 6. №189.

Поршнякова Я.Ф. Новые данные о намюрских отложениях Алайского хребта (шаланская свита) // Геология Средней Азии. Л., 1961. С. 194–207.

Поляков Б.В. Некоторые вопросы условий образования девонских отложений Южной Ферганы // Геол. сб. Львовск. геол. общ-ва. 1969а. Вып. 12.

Поляков Б.В. Стратиграфия и фораминиферы девонских отложений Тянь-Шаня. Фрунзе, 1969б.

Поляков Б.В. О методике выделения региональных стратиграфических подразделений (свит) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1974. Т. XXIV №5. С. 5–12.

Поляков Б.В., Скворцов В.П. Расчленение нижнекаменноугольных отложений Киргизии по данным изучения фораминифер // Вопр. микропалеонтологии. М., 1977. Вып. 20. С. 54–67.

Пуркин М.М., Поляков Б.В., Рожанец В.М. Стратиграфия и новые виды фораминифер турнейских отложений хр. Борколдой (Тянь-Шань) // Изв. АН КиргССР. Сер. естеств. и техн. наук. 1961. Т. 111. Вып. 4. С. 15–36.

Пучков В.Н. Детальное расчленение среднепалеозойских кремнистых толщ Алайского хребта // Сов. геология. 1983. №9. С. 73–84.

Пучков В.Н., Иванов И.С., Христов Е.В. Новые данные по стратиграфии вулканогенно-кремнистого типа разреза Иныльчекского хребта // Изв. АН КиргССР. 1985. №6. С. 10–14.

Пучков В.Н., Христов Е.В., Иванов К.С., Миколайчук А.В. Новые данные о возрасте зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня // ДАН СССР. 1987. Т. 294. №2. С. 435–438.

Пляновская И.А., Енчинова В.Ф., Пляновский Г.В. Геологическое строение хребта Южный Нуратау. Ташкент, 1986.

Пятков А.К. Стратиграфия и тектоника карбонатных отложений девона и карбона Центральных Кызылкумов // Новые данные по геологии Узбекистана и смежных территорий. Ташкент, 1987. С. 54–72.

Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе, 1976.

Резвой Д.П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы // Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня. Львов, 1959. Т. 1.

Резвой Д.П., Алексеенко А.В., Марушкин И.А. и др. Концентрические структуры — новое в тектонике Южного Тянь-Шаня // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М., 1983. С. 73–77.

Резвой Д.П., Марушкин И.А. Формационная неустойчивость — характерная черта зон глубинных разломов (р.Сох, Алайский хр.) // Геол. сб. Львовск. геол. общ-ва. Львов, 1973. №14. С. 99–105.

Репина Л.Н. и др. Стратиграфия и фауна нижнего палеозоя северных предгорий Туркестанского и Алайского хребтов (Южный Тянь-Шань). Новосибирск, 1975.

Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент, 1959.

Ржонсницкая М.А., Куликова В.Ф., Петросян Н.М. Разрезы нижнего и низов среднего девона Южной Ферганы // Биостратиграфия пограничных отложений нижнего и среднего девона. Л., 1982. С. 123–129.

Риненберг Р.Е. Новые данные по биостратиграфии силура Ферганского хребта (по граптолитам) // Тр. ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР 1973. Вып. 47.

Риненберг Р.Е. Стратиграфия силурийских отложений Южного Тянь-Шаня по граптолитам // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 1. С. 73–79.

Риненберг Р.Е., Бискэ Ю.С., Солошенко И.И. Новые находки верхнего ордовика в Туркестано-Алае (Южный Тянь-Шань) // Изв. АН КиргССР. 1987. №2. С. 82–83.

Риненберг Р.Е., Ждан А.В. Стратиграфическое положение силурийской глыбовой толщи в Туркестано-Алае (Южный Тянь-Шань) // Каледониды Тянь-Шаня. Фрунзе, 1987. С. 139–146.

Риненберг Р.Е., Чернышук В.П. Типовой разрез палеозойских эффузивно-карбонатно-кремнистых отложений Южной Ферганы // Изв. АН СССР Сер. геол. 1981. №11. С. 144–147.

Рогожин Е.А. Палеозойская тектоника западной части Туркестанского хребта. М., 1977.

Рогожин Е.А. Складчатость Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1993. №1. С. 57–67.

Сабдюшев Ш.Ш., Усманов Р.Р. Тектонические покровы, меланж и древняя океаническая кора в Тамдытау (Западный Узбекистан) // Геотектоника. 1971. №5. С. 27–36.

Сабдюшев Ш.Ш., Яскович Б.В., Поникленко И.А., Груднев В.А. Новые данные о докембрии и кембрии Тамдытау. Ташкент, 1969.

Савицкий Ю.В. Брахиоподы пограничных слоев нижнего и среднего девона Южной Ферганы // Вестн. Ленингр. ун-та. 1981. №24. С. 11–14.

Салтовская В.Д. Стратиграфия каменноугольных отложений Зеравшано-Гиссарской горной области. Душанбе, 1974.

Семенов Ю.Л. Габбро-перидотитовые и пикрит-габбро-диабазовые комплексы Тянь-Шаня и Памира. Л., 1982.

Сергунькова О.И. Каменноугольная система. Нижний отдел // Геология СССР Т. XXIII. Узбекская ССР. М., 1972. С. 223–243.

Синицын В.М. Северо-западная часть Таримского бассейна. Геологический очерк. М., 1957.

Синицын Н.М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л., 1960.

Соболев Н.В., Шацкий В.С., Бакиров А.Б., Гильберт А.Э. Эклогиты и глаукофановые сланцы Тянь-Шаня // Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск, 1989. С. 83–107.

Соловьев А.Ю. Геологическое строение и тектонофации зеленосланцевого комплекса Восточного Алая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. №12. С. 90–99.

Соловьева М.Н. Стратиграфия и фузулинидовые зоны среднекаменноугольных отложений Средней Азии // Тр. Геол. ин-та АН СССР. М., 1963. Вып. 76.

Стратиграфический кодекс СССР. Л., 1977.

Стратиграфический кодекс. Изд. второе, доп. СПб., 1992.

Стратиграфический словарь СССР Карбон, пермь. Л., 1975.

Стратиграфический словарь СССР. Кембрий, ордовик, силур, девон. Л., 1975.

Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Кн. 1. Фрунзе, 1982.

Талашманов Ю.А. Герцинские структуры Северо-Восточной Ферганы: Автореф. канд. дис. Л., 1981.

Тесленко И.Л., Журавлева И.Т. Нижний кембрий в горах Карачатыр // Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Средней Азии. М., 1974. С. 45–53.

Тесленко И.Л., Мамбетов А.М., Журавлева И.Т. и др. Дедебулакская биогермная гряда и история ее развития // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеобиогеография и палеоэкология. Новосибирск, 1983. С. 124–138.

Тихонов В.И. О стратиграфии и возрасте палеозойских отложений Восточной Ферганы в бассейне рек Кара-Кульджи, Яссы и Кугарта // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1948. Т. XXIII (6). С. 35–42.

Туляганов Х.Т., Юдалевич З.А., Коржаев В.П. и др. Карта магматических комплексов Узбекской ССР. Ташкент, 1984.

Туляганов Х.Т., Яскович Б.В. Геологическая карта Узбекской ССР. Ташкент, 1980.

Турбин Л.И. К стратиграфии верхнего палеозоя Северной Ферганы // Тр. Упр. геол. и охр. недр при СМ КиргССР. М., 1960. Сб. 1. С. 114–130.

Узаков Х., Рагимбердыев Н.Х. Геологическое строение фундамента Ферганской межгорной впадины // Узб. геол. журн. 1985. №5. С. 52–62.

Фараджев В.А. Основные черты тектоники Аксу-Кашгарского района Южного Тянь-Шаня (КНР) // Геол. сб. Львовск. геол. общ-ва. Львов, 1958. №5–6. С. 346–366.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М., 1977.

Хаин В.Е., Яблонская Н.А. О различиях в поверхностной и глубинной структуре Западного и Восточного Тянь-Шаня и их возможной причине // ДАН СССР. 1987. Т. 292. №1. С. 175–178.

Христов Е.В. О структурном положении Атбашинского метаморфического комплекса // ДАН СССР. 1981. Т. 257. №6. С. 1437–1439.

Христов Е.В. Новые данные о возрасте и тектонической позиции палеозойских отложений горного массива Хан-Тенгри // ДАН СССР. 1989. Т. 306. №1. С. 166–168.

Христов Е.В. О находке докембрийских отложений в хребте Кокшаалтоо // Изв. АН КиргССР. Отд. физ.-техн. наук. 1990. №3. С. 104–107.

Христов Е.В., Колесников В.А. О возрасте атбашинской свиты и ее положении в региональной структуре Тянь-Шаня // Геол. сб. Львовск. геол. общ-ва. Львов, 1966. №10.

Христов Е.В., Миколайчук А.В. О догеосинклинальном основании коры Ферганско-Кокшаалских герцинид // Геотектоника. 1983. №3. С. 76–86.

Христов Е.В., Миколайчук А.В., Козырев В.И. Строение и состав офиолитов Северо-Восточной Ферганы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. №2. С. 45–58.

Христов Е.В., Христова М.П. Структурное положение и особенности строения офиолитов восточной части Южно-Тянь-Шаньского пояса // Геотектоника. 1978. №5. С. 72–82.

Ху Бин, Ван Цзинбинь, Гао Яжэнцзя, Фан Сяоди. Некоторые вопросы геологии палеозоя Таримской платформы // Acta Geologica sinica. 1965. Т. 45. №2. С. 130–141 (На кит. языке).

Черенков И.Н. Верхнепалеозойская флишевая формация Гиссаро-Алая. Душанбе, 1973.

Шадчиев А.С. К стратиграфии терригенной серии силура Зеравшано-Туркестанской структурно-фациальной подзоны (Центральный Таджикистан) // ДАН ТаджССР. 1970. Т. 13. №1. С. 44–47.

Шадчиев А.С., Жирнов О.Г., Дранников В.С. и др. О находке органических остатков в метаморфических образованиях Гарм-Хаитского района (Каратегин) // ДАН ТаджССР. 1970. Т. 13. №3. С. 43–45.

Шаякубов Т.Ш., Далимов Т.Н., Арапов В.А. и др. Вулканизм западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1988.

Шванов В.Н. Формационно-стратиграфические комплексы среднего палеозоя Зеравшано-Гиссарской и Восточно-Алайской зон Южного Тянь-Шаня // Литология и палеогеография. Л., 1976. Вып. II. С. 75–90.

Шванов В.Н. Литоформационные корреляции терригенных и метаморфических толщ Южного Тянь-Шаня. Л., 1983.

Шванов В.Н. Песчаный флиш Туркестанского хребта — формационный и литолого-палеогеографический анализ // Вестн. Ленингр. ун-та. 1985. №7. С. 11–22.

Шванов В.Н., Котов Н.В. Геология и *T-P*-параметры метаморфизма толщ в синформных структурах Южного Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 1979. №4. С. 85–93.

Шпотова Л.В. Особенности развития вулканизма палеозойской геосинклинали запада Южного Тянь-Шаня // Эволюция вулканизма Узбекистана. Ташкент, 1979. С. 28–37.

Шульц С.С. (мл.) Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. М., 1972.

Шульц С.С. (мл.) Модель формирования структуры Кызылкумского геодинамического полигона // Геодинамические реконструкции. Методическое руководство. Л., 1991. С. 96–120.

Яблонская Н.А. Роль альпийских складчато-надвиговых деформаций

в формировании тектонической структуры Южного Тянь-Шаня: Автореф. канд. дис. М., 1985.

Яговкин А.В. Сокращенные разрезы среднего палеозоя Восточно-Алайского хребта и южных склонов Алая // Вопросы стратиграфии палеозоя. Л., 1969. С. 57–70.

Яговкин А.В. История развития и схема тектоники герцинид Южного Тянь-Шаня и Куэнь-Луня // Проблемы тектоники земной коры. Иркутск, 1973. Вып. 1. С. 204–241.

Яговкин А.В. Герциниды Восточного Алая: Автореф. канд. дис. Л., 1974.

Яговкин А.В., Талашманов Ю.А. К вопросу о границе между герцинидами Ферганского и Восточно-Алайского хребтов (Юго-Восточная Фергана) // Вопросы региональной геологии. Л., 1983. Вып. 3. С. 113–127.

Яскович Б.В. Кембрий Южного Тянь-Шаня. Ташкент, 1968.

Bai Y., Chen G., Sun Q e. a. Late Paleozoic polar wander path for the Tarim platform and its tectonic significance // Tectonophysics. 1987. N 139. P. 145–153.

Biske Y.S., Gorianov V.B., Rzonnickaja M.A. Tien-Shan // The Silurian-Devonian Boundary. Stuttgart. 1977. IUGS Series A, N 5. P. 227–237.

Cao Renguan. Stratigraphical division and correlation of the Ordovician in Kuruktag, Xinjiang // Geol. Review. 1990. Vol. 35. N 5. P. 404–413 (На кит. языке).

Explanatory notes on the geological map of Xinjiang Uygur autonomous region, China, 1:2000000. Beijing, 1985 (на кит. языке, англ. резюме).

Klishevich V.L., Biske Y.S., Savitsky Y.V., Eykhgorn T.F. Biostratigraphy of the Lower and Middle Devonian beds of the Shakhimardan river basin, Southern Fergana // Cour.Forsch. - Inst. Senckenberg. 1985. Vol. 75. P. 83–92.

Li Y. An apparent polar wander path from the Tarim Block, China // Tectonophysics. 1990. N 181. P. 31–41

Ma Baolin. The Devonian sediments with oil and gas in Tarim area, China // Int. symp. on Devon system. Abstracts. Guilin. 1992. P. 145–147.

North American Stratigraphic Code // AAPG Bulletin. 1983. Vol. 5. №5. P. 841–875.

Wu Jiyi, Zu Xicha, Zhang Jingguo, Liu Chengde. Characteristics of formation and evolution of Tianshan geosyncline. China // Xinjiang Geology. 1986. Vol. 4. No 3. P. 94–99 (на кит. языке).

Zhang Z., Wu S., Gao Z. e. a. Research of Sedimentary Model from Late Carboniferous to Early Permian epoch in Kalpin region, Xinjiang // Xinjiang Geol. 1983. N 1. P. 9–20 (На кит. языке).

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
I. ПОЛОЖЕНИЕ И ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЛАСТИ	8
1. Рельеф и неотектоника	
2. Границы области и их природа	
3. Основные черты внутреннего строения	10
4. Палеогеография и геодинамика доколлизийного периода	11
II. ГЕРЦИНСКАЯ СТРУКТУРА И АНАЛИЗ ПОКРОВНОЙ ТЕКТониКИ	14
1. Южная окраина Киргизского континента	
2. Букан-Кокшаальский надвиговой пояс и Карачатырский тыловой прогиб	16
2.1. Общий характер строения (16). 2.2. История герцинских деформаций (16). 2.3. Неоавтохтон тылового прогиба (19). 2.4. Неотектоническая переработка герцинид (20). 2.5. Структурное расчленение надвигового пояса (21). 2.6. Метаморфические покровы (22). 2.7. Офиолитовый меланж (24). 2.8. Вулканогенные покровы Киргизатинской группы (29). 2.9. Кремнисто-сланцевые (батыальные) покровы Сересуйской группы (32). 2.10. Верхние известняковые покровы (Меришкор-Уланская группа) (34). 2.11. Батыальные покровы Тегермач-Аксайской группы (44). 2.12. Чаувайский покров (50). 2.13. Нуратау-Борколдойская группа покровов (52). 2.14. Кочкарчи-Учкошконская зона (59). 2.15. Туркестанское поднятие (62). 2.16. Кульгеджилинская кулиса (63)	
3. Северо-западная окраина Таримского континента .	65
3.1. Яссы-Майдантагская зона (65). 3.2. Кипчальма-Джангартская зона (67). 3.3. Келпинтагская зона (67).	
4. Гиссаро-Восточноалайский надвиговой пояс	68
4.1. Вашан-Калмакасуйская зона (70). 4.2. Коксуйская группа покровов (72). 4.3. Зеравшано-Терекдаванские покровы и Каракульский тыловой прогиб (73)	
5. Каракумо-Таджикский континент	75

6. Интрузивные образования коллизионного этапа: позиция и возраст	
III. РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ И ГЕОЛОГИ- ЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ.....	79
1. Геологическая структура и стратиграфия	
2. Синийско-нижнепалеозойский комплекс пассивных окраин древних континентов	80
2.1. Шельфовые серии древних платформ (80).	
2.2. Фрагменты шельфовых и склоновых серий внутри надвиговых поясов (81)	
3. Комплекс стадии раскрытия Туркестанского океа- на.....	84
3.1. Рифтовая карбонатно-вулканогенная серия Тамдытау — Южной Ферганы (84). 3.2. Рифто- вый комплекс Гиссаро-Восточноалайского поя- са (86). 3.3. Основание разреза Кызылкумской единицы (86). 3.4. Офиолитовый комплекс в верх- них тектонических покровах Букантау-Кокша- льского надвигового пояса (87)	
4. Терригенный комплекс ранней океанической стадии (кембрий — нижний девон)	90
4.1. Флишоидные серии нижнего палеозоя (90).	
4.2. Черносланцевые силурийские отложения (94).	
4.3. Вулкано-терригенные серии силура — ниж- него девона (96)	
5. Внутриплитные и вторично-спрединговые вулкани- ческие серии девона.....	107
5.1. Первый вулканический цикл: киргизатин- ская серия и ее аналоги (108). 5.2. Второй вул- канический цикл (113)	
6. Карбонатные серии внутриморских отмелей (кар- бонатных платформ).....	115
6.1. Карбонатные разрезы и палеогеография Ош- Уратюбинского покрова (116). 6.2. Нуратау- Алайская карбонатная платформа (120). 6.3. Тур- кестанская карбонатная платформа (126). 6.4. Разрезы Баубашатинского типа (127). 6.5. Известняки Борколдойского покрова (129). 6.6. Кульгеджилинские известняки (132). 6.7. Кар- бонатные серии Зеравшано-Алайской зоны (133)	
7. Пелагические (батиальные, лептогеосинклиналь- ные) серии девона — карбона ...	
7.1. Общая характеристика и история устано- вления (136). 7.2. Ходжагаирская свита и ее ана- логи (137). 7.3. Шаланская серия (137). 7.4. Пе- лагические разрезы Кочкарчи-Учкочконских по- кровов (140). 7.5. Вулкано-силицитовые разрезы (141). 7.6. Пелагические разрезы Вашан-Калма- касуйской зоны (141)	
8. Комплекс пассивной окраины Таримской платф ор- мы.....	143
8.1. Известняково-терригенные отложения лох- кова (143). 8.2. Девон Таримского шельфа (145).	

8.3. Терригенные склоновые разрезы девона— турне (145). 8.4. Карбон—пермь Таримского шельфа и склона (147)	
9. Флишево-олистостромовый комплекс надвиговых поясов и передовых прогибов.....	
9.1. Флиш и олистостромы Букантау-Кокшааль- ского надвигового пояса (149). 9.2. Флишево- олистостромовые образования Гиссаро-Восточ- ноалайского надвигового пояса (158)	
10. Комплекс тылового прогиба северной ветви гер- цинид.....	
10.1. Общая характеристика разреза (161). 10.2. Нижний подкомплекс (базальная карбонатная моласса, $C_1v_3 - C_2m_1$) (162). 10.3. Средний под- комплекс (нижняя моласса и флиш, $C_2m_2-P_{1s}$) (164). 10.4. Верхний подкомплекс (красноцвет- ная моласса, P_{1-2}) (167)	
11. Крупные подразделения региональной геостори- ческой шкалы.....	168
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	171
ЛИТЕРАТУРА....	173

Научное издание

Бискэ Юрий Сергеевич

**Палеозойская структура
и история Южного Тянь-Шаня**

Редактор *Л. П. Макаренкова*
Художественный редактор *Е. И. Егорова*

ИБ №3904

Таблица III-11. Схема корреляции отложений северного тылового прогиба

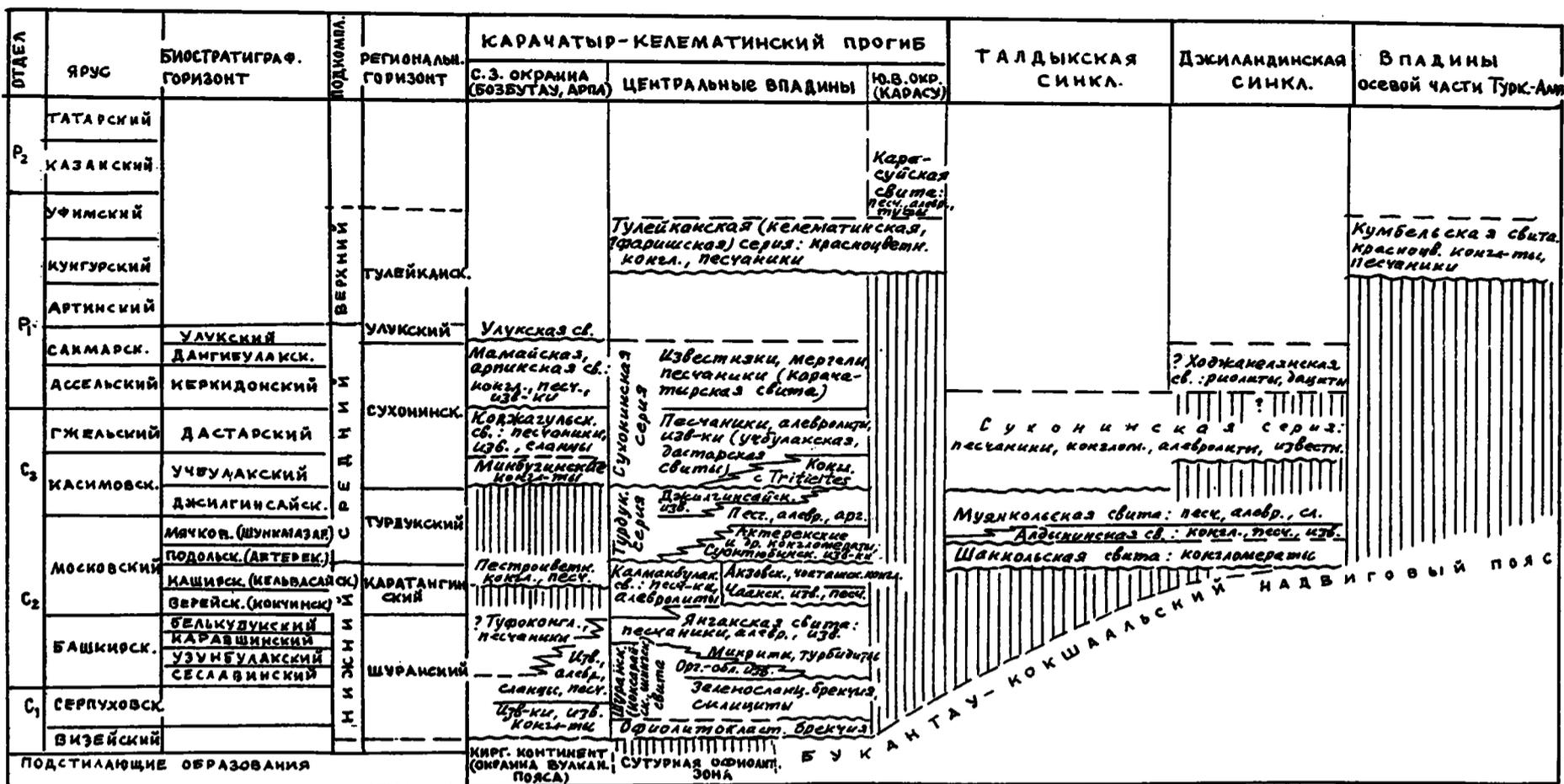


Таблица III-12. Общая корреляционная схема палеозоя Южного Тянь-Шаня. (Перерывы показаны редкой вертикальной штриховкой; эпизоды образования коры океанического типа — частой штриховкой)

