

ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.24(578)

Ю. С. Бискэ

ТЯНЬ-ШАНЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

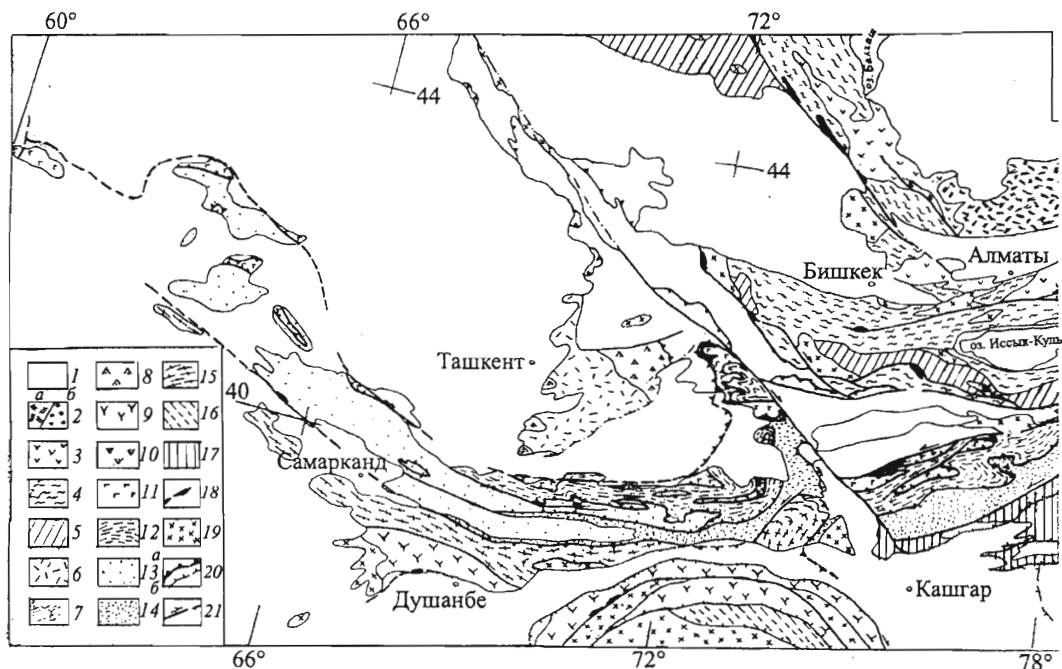
I. Северные (каледонские) районы

В 1958 г. опубликована статья Н. М. Синицына и В. М. Синицына [1], в которой представлен первый геологический синтез для всей Тяньшаньской горной системы. Получилось так, что эта работа содержит итог исследований профессора геологического факультета ЛГУ Н. М. Синицына (1909–1958) в западных и центральных районах Тянь-Шаня и одновременно проф. В. М. Синицына, которому во время китайского периода его разносторонней исследовательской деятельности довелось изучить восточную часть Тянь-Шаня и его южный склон. Недолгий период, когда советские геологи вели поисковые и съемочные работы в китайском Тянь-Шане, был мало отражен в научной литературе, и его итоги остались в мире почти неизвестными.

Схема геологического строения Тянь-Шаня в работе [1] основана на вычленении большого числа зон по возрасту основной фазы тектонических движений в их пределах, с формационно-стратиграфической и структурной характеристиками каждой зоны. Палеозойская история Тянь-Шаня представлялась тогда в духе последовательного роста инверсионных поднятий геосинклинальной области от осевой ее части, т. е. начиная с каледонских или докембрийских зон севера Тянь-Шаня, через три возрастные генерации герцинид; в направлении обрамляющих горную страну древних Джунгарского и Таримского массивов.

Спустя 16 лет интенсивных и целенаправленных работ ученики и младшие коллеги Н. М. Синицына [2] смогли представить уже существенно иную модель развития советской части Тянь-Шаня. Акцент был смещен на проявления покровно-надвиговой тектоники и других признаков горизонтальных смещений между эв- и миогеосинклинальными (т. е. вулканическими и осадочными) зонами как в герцинидах, так и — менее отчетливо — в каледонидах.

Разумеется, в настоящей статье невозможно сделать обзор даже важнейших обобщений по нашей теме: ограничимся ссылкой на библиографию в капитальной сводке В. Е. Хаина [3], в монографии Т. Н. Далимова и др. [4], посвященной в основном западной части Тянь-Шаня, а также в работах автора по Южному Тянь-Шаню [5, 6], рисующих весь Южнотяньшаньский пояс уже как коллизионную межконтинентальную систему. Что касается киргизской части тяньшаньского севера, то интенсивный пересмотр геологических материалов в духе мобилистских моделей отражен лишь в статьях А. Б. Бакирова, М. Д. Геся, С. Н. Куренкова, М. Г. Ломизе, Р. А. Максумовой, А. В. Миколайчука и других авторов [7–13]. Из трудов китайских и западных геологов



по восточному Тянь-Шаню наиболее полной по геологической информации является, вероятно, монография Ван Дзосюна и др. [14].

Добавим, что в 1950-х — 1980-х годах советская часть региона была целиком закартирована в масштабе 1:200 000, а составленные позже на этой основе обзорные геологические карты масштаба 1:500 000 и мельче подлежат лишь незначительной корректировке. Позднейшей из них является карта Республики Казахстан, сопровождаемая геологическим описанием [15]. Изученность рудных узлов и перспективных в поисковом отношении районов отвечает по крайней мере масштабу 1:50 000. После 1991 г. здесь ведутся главным образом поисковые работы, в которых российские геологи почти не участвуют. Китайская часть Тянь-Шаня известна менее равномерно, сводная геологическая карта для этой территории имеется лишь в масштабе 1:2 000 000 [16].

Некоторая пауза в исследованиях создает благоприятную возможность для того, чтобы оценить основной фактический материал, в первую очередь имеющий критическое значение для выбора моделей геологического строения Тянь-Шаня. Мы ограничимся рассмотрением этой горной страны в ее традиционных для русскоязычной литературы географических рамках.

Современные горные хребты, в совокупности образующие Тянь-Шань, возникли с конца олигоцена и главным образом в неогене, поднявшись на высоту до 5–7 тыс. м. Кайнозойское воздымание Тянь-Шаня — часть процесса вторичного орогенеза, охватившего широкую область внутренней Азии после исчезновения океана Тетис и слияния Индостана с Евразийским материком. Хребты Тянь-Шаня образуют сложный ансамбль из водоразделов субширотного направления, высоко поднятых плоскогорий («сыртов») и относительно глубоких межгорных впадин, с абсолютными отметками поверхности 400–1000 м, которые иногда разграничиваются диагонально расположенными горными поднятиями. Самые высокие горы с обширными массивами фирно-

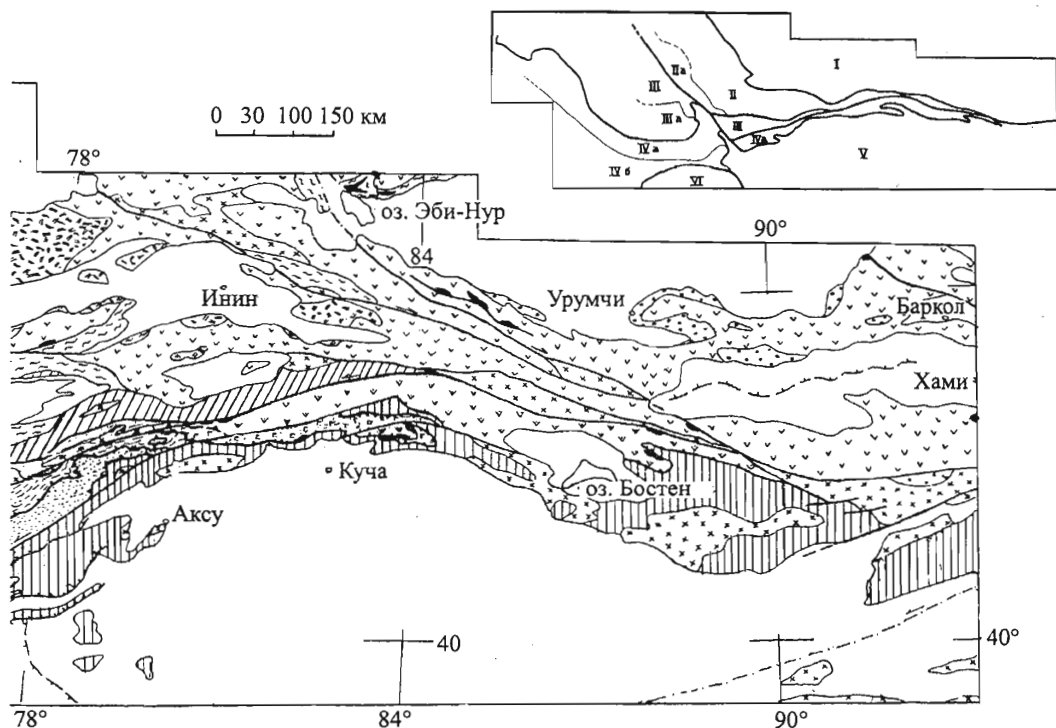


Рис. 1. Схема строения докембрийского фундамента Тяньшаньской горной системы и Кызылкумов. 1 — мезозойские и кайнозойские отложения: платформенный чехол и орогенный комплекс (показаны в более значительных впадинах); 2-18 — палеозойские образования: 2, 3 — Северо-Восточный (Балхаш-Турфанский) Тянь-Шань: 2 — вулканиты Балхаш-Илийского пояса (а) и коллизионные молассы (б) (С₃-Р₁), 3 — островодужные вулканиты (D-C₁, местами также силур), 4, 5 — Северный Тянь-Шань и Муюнкум: 4 — осадочный чехол, частично вулканиты, 5 — островодужные вулканиты и граувакки (PZ₁), 6-8 — Срединный Тянь-Шань: 6 — вулканиты Бельтау-Кураминского пояса (С₂-Р), 7 — островодужные и окраинно-морские осадочные образования (PZ₁-S), 8 — осадочный чехол, включая вендские отложения и местами девонские окраинно-континентальные вулканиты, 9-16 — Южный Тянь-Шань, Кызылкумы и Северный Памир: 9 — вулканиты и молассы Южногиссарского пояса (С-Р), 10 — островодужные вулканиты блока Эрбен-Кумыштала, 11-13 — Букантау-Кокшаальский надвиговой пояс, в том числе: 11 — верхние покровы (главным образом базальты и пелагические осадки, частично метаморфизованные), 12 — нижние покровы в пелагических и карбонатных фациях, 13 — осадочные формации Кызылкум-Алайского микроконтинента (S-C, частично PZ₁); 14 — Зеравшан-Предкокшаальский прогиб (флиш и моласса С₂-Р, пелагические и склоновые осадки S-C₂); 15 — осадочный чехол Каракум-Таджикистана (V-C₁), 16 — склоновые и пелагические отложения окраины Гондваны на Северном Памире (С-Р); 17 — Таримская платформа, осадочный чехол; 18 — океанская кора в виде офиолитового меланжа (в различных выходах — от кембрия до нижнего карбона); 19 — докембрийские образования (нерасчлененный фундамент палеозойских континентов); 20-21 — разрывные смещения: 20 — надвиги палеозойские (а) и кайнозойские (б), 21 — прочие разрывы (стрелками изображены направления смещений по сдвигам, под чехлом более поздних отложений разрывы показаны штриховой линией). На вставке: I — Северо-Восточный Тянь-Шань, II — Северный Тянь-Шань, включая IIa — Каратау-Таласский блок, III — Срединный Тянь-Шань, включая IIIa — Курама-Терексайский аккреционный комплекс, IV — Южный Тянь-Шань, в том числе IVa — Букантау-Кокшаальский и IVб — Гиссаро-Восточноалайский надвиговые пояса, V — Таримская платформа, VI — Северный Памир.

вых полей и ледников тяготеют к району Памиро-Алайского сближения (Туркестано-Алайская цепь) и к северному выступу Таримского массива (восточный Кокшаал и Тенгри-таг, а также восточная часть хр. Терской). Контуры горного сооружения Тянь-

Шаня в целом не отражают расположения древних, допалеозойских, континентальных масс и их коллизионных границ. Палеозойские вулcano-плутонические зоны, надвиговые сооружения из Тяньшаньских гор также прослеживаются в фундаменте окружающих равнин. Поэтому нам придется ограничивать их рассмотрение в основном поднятыми и расчлененными эрозией, а потому и хорошо обнаженными районами и лишь бегло касаться строения палеозойского фундамента низменных территорий.

Северная часть Тянь-Шаня, в пределах территорий Казахстана и Киргизии, частично Китая (провинция Синьцзян), представляет собой поднятую окраину Палеоказахстанского континента, называемого также Киргизским, или Киргизско-Казахским. На нее с северо-востока наложен краевой Балхаш-Илийский магматический пояс, возникший в конце палеозоя на границе с Джунгаро-Балхашским океаническим бассейном. Герцинская коллизия Палеоказахстана с располагавшимися южнее Каракумо-Таджикским и Таримским массивами привела к образованию Южнотяньшаньской складчато-надвиговой области, которая на западе включает невысокие Кызылкумские возвышенности вплоть до южного Приаралья. Здесь ее простираение встречается со структурой Уральского пояса под углом, близким к прямому. Непосредственное продолжение Южного Тянь-Шаня можно проследить в складчатых зонах фундамента Устюрта и Скифской плиты, а еще западнее — в юновропейских герцинидах.

В дальнейшем изложении будем придерживаться несколько условной и эклектичной, но традиционной и хорошо известной геологам схемы, предусматривающей деление Тянь-Шаня на Северный, Срединный и Южный (рис. 1), но добавим к ним еще Северо-Восточную зону, которая частично выходит за географические пределы Тянь-Шаня.

Северо-Восточный (Балхаш-Турфанский) Тянь-Шань. Эта область занимает, с запада на восток, северные предгорья Тянь-Шаня (хр. Кендыктас), горы Заилийского и южной части Джунгарского Алатау, а затем хребты, обрамляющие с юго-запада и юга Джунгарскую депрессию (Борохоро, Ирен-Хабирга), вплоть до гор Богдо-Ула (Богдошань), Чол-таг и Карлыктаг (Баркол-таг) на крайнем востоке Тянь-Шаня в Синьцзяне. Китайские геологи и географы называют ее «Северным Тянь-Шанем», тогда как в русскоязычной литературе принято ограничивать собственно Тянь-Шань с севера подножием Заилийского Алатау. С геологических позиций единство области определяется широким развитием в ней вулканических серий и интрузивных комплексов карбона, образованных в аккреционной обстановке на активной континентальной окраине посткаледонского Палеоказахского континента. Западная часть области, главным образом в пределах Казахстана, у советских геологов получила наименование «Балхаш-Илийский вулcano-плутонический пояс».

Южную границу Балхаш-Турфанской области мы примем по пределу распространения вулканических толщ карбона. Она частично совпадает с Джунгарским разломом (сдвигом), по которому вулканы карбона на востоке Тянь-Шаня приходят в соприкосновение с докембрийским фундаментом Тарима или его продолжением в Алашане, определяя тем самым геологическое восточное окончание Тянь-Шаня.

Докембрийский фундамент на большей части территории области проблематичен [17]. Его выходы, однако, имеются на правом берегу р. Или и в южной части Джунгарского Алатау: они составляют Джунгарский массив, или «Илийский микроконтинент», как его называют современные китайские авторы. В составе докембрия показано присутствие метаморфизованных осадочных и вулканогенных толщ нижнего рифея, не исключены более древние образования — например, в составе гнейсов у оз. Сайрам, с модельным Sm-Nd-возрастом 1,93–1,97 млн лет [18], но главным образом распространены средне-верхнерифейские песчано-глинистые и карбонатные породы, включая высокозерные осадки (кварциты). Венд (верхний?), кембрий, нижний и средний ордовик составляют карбонатно-терригенный чехол этой континентальной массы, которая по ряду признаков похожа на древние глыбы Северного Тянь-Шаня, Муянкумскую и Иссыккульскую. Разделение Илийского и северотяньшань-

ских массивов докембрия в начале палеозоя и последовавшее их сближение в ордовике — силуре можно обосновать присутствием выходов каледонид с офиолитами и гранитоидами в горах Кетмень и на правобережье р. Или как в пределах Казахстана, так и в Китае.

Девонские отложения Северо-Восточного Тянь-Шаня повсеместно имеют преобладающий вулканотерригенный состав и большие мощности. Они могут налегать непосредственно на докембрийский фундамент, обозначая тем самым вновь возникшие активные окраины континентальных блоков или островные дуги энсиалического типа. Кроме разнообразных по составу вулканитов, девон в верхней части содержит местами глубоководные кремнистые отложения возможных окраинных морей. Их раскрытие могло быть результатом рифтинга в надсубдукционной (активно-окраинной) обстановке на Илийском (Джунгарском) континенте, как полагают некоторые китайские геологи [19]. В горах Борохоро — Ирен-Хабирга присутствуют также выходы тектонизированных офиолитов среднего палеозоя, вдовивших, вероятно, в состав девонских или раннекаменноугольных дуг уже энсиматического типа.

Фаменские и турнейские отложения чаще представлены песчаными и карбонатными породами, что фиксирует окончание первого вулканического цикла. С начала карбона (визейский, иногда турнейский век) началась следующая, главная для Северо-Восточного Тянь-Шаня, эпоха магматизма: мощность вулканитов нижнего и среднего карбона в среднем порядка 3–4 км. Обычно это нормальные островодужные известково-щелочные серии с большим содержанием пирокластического материала, но встречаются также морские терригенные отложения с подчиненным количеством известняков и вулканитов, которые можно относить к междуговым пространствам.

Общая ширина области девонских — раннекаменноугольных вулканитов в Северо-Восточном Тянь-Шане достигает 200 км, что типично для окраинно-континентальных аккреционных поясов, например кайнозойских в Тихоокеанской области. Предполагается, что субдукция океанской литосферы в Джунгарии происходила с северо-востока, где располагался Джунгарский [17] или, в более широком аспекте, Центрально-Азиатский океан. Аккреция на тяньшаньской окраине континента охватила как пластины коры океанского или переходного типа, так и более древние континентальные фрагменты.

Начиная со среднего карбона, вулканизм на востоке области затухает. Местами, например в горах Богдошань, происходило образование известняков на закончивших развитие островодужных грядах, а в междуговых впадинах накапливались карбонатные турбидиты: базальтовые покровы среди них являются признаком некоторого растяжения. На границах современной Джунгарской впадины отложения среднего — верхнего карбона внизу морские, а вверх по разрезу они без несогласий сменяются мелководными косослоистыми песчаниками и доломитами. Эти слои переходят далее в озерные или местами аллювиально-пролювиальные отложения, включая битуминозные (нефтематеринские) алевропелиты верхней части нижней и далее верхней перми, мощностью до 5000 м. Последнее обстоятельство позволяет некоторым авторам предполагать частичное сохранение в пределах Джунгарии остатков палеозойской океанской коры, по аналогии с «ископаемыми» внутренними морями в фундаменте, например Прикаспийской или Восточно-Баренцевской синеклизы. Джунгарская впадина после окончания аккреционного процесса была перекрыта, кроме пермских, также мезозой-кайнозойскими отложениями: общая мощность покрова до 10–13 км.

Иначе шло развитие в хребтах казахского Тянь-Шаня, где вулканиты верхнего (местами уже среднего) карбона и перми залегают с признаками перерывов на нижнем карбоне, образуя южную ветвь Балхаш-Илийского вулканоплутонического пояса, наложенного на каледонский континент Палеоказахстана. Интенсивный окраинно-континентальный магматизм раннего карбона после фазы ослабления в середине карбона возобновился уже в коллизионной обстановке и продолжался вплоть до конца перми (по неподтвержденным изотопным данным, даже в раннем триасе). Эффузивы и туфы верхнего карбона — перми представлены базальтами, андезитами, а также риолитами и дацитами, во многих разрезах кислые вулканиты преобладают. На крайнем востоке Тянь-Шаня конец палеозоя отмечен внедрением больших масс гранитоидов, однако вулканические толщи этого возраста здесь не пользуются столь же широким распространением.

Таким образом, формационно-стратиграфический материал по Балхаш-Турфанской области Тянь-Шаня согласуется с представлением о коллизии островных дуг (или дуги) Джунгарского океана в течение среднего — позднего карбона с остальным Тянь-Шанем, которое затем перешло в общую коллизию Палеоказахстана с соседними континентами.

Интрузивные образования Балхаш-Турфанской области также типичны для активных континентальных окраин. Ранние из них представлены нормальными и щелочными гранитами позднего девона, которые известны главным образом в казахской части Тянь-Шаня. Последующий островодужный габбро-диорит-плагиогранитный комплекс

нижнего-среднего карбона включает серию крупных интрузивных тел в хребтах южно-го Казахстана, в горах Богдошань и отчасти в Карлыктаге: одно из них образует вершину горы Богдо (5445 м) восточнее г. Урумчи, высочайшую на востоке Тянь-Шаня. Более поздние, относящиеся к концу карбона — перми, уже коллизионные гранитоиды известково-щелочного ряда и сиениты распространены в пределах Балхаш-Илийского пояса, но прослеживаются также юго-восточнее в водораздельную часть восточного Тянь-Шаня и далее в Чолтаг. Частично они накладываются на древний фундамент Северного («Центрального») Тянь-Шаня.

Палеозойская тектоника области характеризуется чешуйчато-складчатой структурой бывших островодужных образований (силур — средний карбон), но, по-видимому, без крупноамплитудных шарьяжей. Более простые формы залегания, с преобладанием широких синклинальных складок, типичны для верхнего яруса палеозоя (верхний карбон — пермь). Антимергентное (верное) строение хребтов, в частности восточной части собственно Тянь-Шаня и Богдошаня, возникло на коллизионном этапе, но было усилено сжатием и воздыманием самих хребтов в кайнозое.

Полезные ископаемые палеозойского возраста представлены месторождениями железа (скарны с магнетитом) и полиметаллическими, имеются запасы меди, вольфрама, молибдена, а также золота. Часть из них относится к островодужному этапу (ранний карбон), другие имеют пермский возраст. Крупные месторождения нефти в Джунгарской впадине имели источником углеводороды пермских озерных отложений и сосредоточены в перекрывающих слоях мезозоя.

Северный Тянь-Шань. Современное представление о геологии и границах Северо-Тяньшаньской области установилось в 30–40-е годы XX в. после работ Д. В. Наливкина, В. И. Попова, В. А. Николаева и их коллег. Характерные черты Северного Тянь-Шаня: 1) каледонская складчатая структура, включающая офиолиты и вулканические толщи нижнего палеозоя с фрагментами допалеозойской континентальной коры; 2) отделенные снизу угловым несогласием терригенные, частично красноцветные, а также карбонатные и вулканические образования среднего-верхнего палеозоя, сохранившиеся локально и дислоцированные в конце палеозоя. Нетрудно видеть, что речь может идти соответственно о фундаменте и чехле древнего континента — Палеоказахстана, затем вовлеченного в герцинские коллизионные деформации.

В Северный Тянь-Шань включают хребты Киргизский, Терской- и Кунгей-Алатау с их отрогами и Иссык-Кульской котловиной, а также, с оговорками, о которых речь будет ниже, территорию Малого Каратау и часть Таласского хребта. Южная граница области может быть проведена несколько по-разному в зависимости от того, используем мы для разграничения со Средним Тянь-Шанем первый или второй из названных выше признаков либо один из кайнозойских разрывов [20]. Обычно принимается граница по Таласо-Ферганскому сдвигу в западном секторе Тянь-Шаня и по «линии Николаева», или Терскойскому разлому, в центральном секторе. Восточнее, на китайской территории, Северный Тянь-Шань превращается в «Центральный» и географически действительно отвечает осевому водоразделу области, но стратиграфическая колонка здесь несколько другая.

Докембрийский фундамент образует несколько выступов в Киргизском хребте, Прииссыккулье и Джумгол-Терской системе хребтов, а также в Заилийском Алатау. Здесь известны как гранитно-метаморфический комплекс, в том числе с раннедокембрийскими датировками, так и менее измененные рифейские вулканогенно-осадочные серии. Не всегда ясно, относятся ли эти выступы к единому древнему континентальному массиву (Чуйскому, или Муюнкумскому) или же речь должна идти о ряде фрагментов докембрийского континента (Восточной Гондваны?), разобренных событиями конца рифея — начала палеозоя и снова воссоединившихся, с образованием между ними, на месте бывшего океана или краевого моря, офиолитового шва. Поэтому мы будем различать: 1) *Муюнкумский* массив, который предположительно находится под чехлом Муюнкумской впадины (низовья р. Чу) и вскрыт в ее южном и восточном обрамлениях; 2) *Иссык-Кульский* массив, к которому относят выступы докембрия в хребтах Кунгей- и Терской-Алатау; 3) *Каратау-Таласский* массив или блок, отделенный от Муюнкума Киргизско-Терской офиолитовым швом.

Древний фундамент Северного Тянь-Шаня испытал сильную и неоднократную перестройку, особенно в ходе каледонской коллизии, когда образовалась большая масса гранитоидов, произошли метаморфизм и радиологическое омоложение. В результате проблема разделения однородных терригенно-карбонатных и вулканогенных толщ докембрия и нижнего палеозоя, и без того трудная из-за слабой палеонтологической характеристики, оказалась еще более усложненной.

Хорошим примером сказанного можно считать так называемый Макбальский антиклинорий в западной части Киргизского хребта на границе Казахстана и Киргизии, неоднократно и детально изучавшийся. Докембрий Макбала относится к Муюнкумскому массиву. Традиционно считалось, что его нижняя часть образована гранатовыми гнейсами, порфиروبластовыми сланцами, кварцитами и мраморами, а верхняя отделена угловым несогласием, начинается кое-где базальными конгломератами и состоит из менее метаморфизованных глинистых и карбонатных пород. Исходный вещественный состав нижней и верхней частей разреза отличается мало. Не исключено, как это принимается более поздними исследователями [21], что антиформная структура Макбала в действительности является антиклинальной складкой, наложенной на пакет тектонических покровов и чешуй, в сочетании с лежащими изоклинальными складками, так что видимая толщина тектоно-стратиграфического разреза в 5–7 тыс. м связана с многократным повторением первичной стратиграфической колонки, а метаморфизм убывает кверху в соответствии с термическим градиентом. Калий-аргоновые датировки в 500–700 млн лет могут означать, что охлаждение после метаморфизма происходило уже в конце докембрия и, таким образом, структура является байкальской по возрасту.

Однако субстрат метаморфических толщ оказывается более древним. Амфиболиты и эклогиты из ядра антиформы, образованные скорее всего по силам долеритового состава, датированы в 1920 ± 250 млн лет (Pb–Pb-изохрона), а в кварцитах обнаружен еще более древний (до 2200–2400 млн лет) обломочный циркон. Поэтому сейчас нет сомнений в том, что в Макбальской структуре все же есть нижний протерозой, включая зрелые кварциты и другие метапесчаники, а остальная часть первичного стратиграфического разреза, представленная песчано-глинистыми флишоидными и карбонатными породами, относится к рифею. Вероятно, присутствует средней рифей, судя по составу строматолитов в известняковых пластах и по возрасту прорывающих караджилгинских гранитов (1100 млн лет). Самая верхняя часть рифея (овская свита) залегает с несогласием на разных горизонтах докембрия и представлена относительно маломощными (до 500 м) и снова высокозрелыми кварцитами с глаукоцитом. Эти последние отложения коррелируются со сходными мелководными осадками, широко распространенными на других древних континентальных глыбах Казахстана (Кокчетавской, Джунгарской и пр.).

К нижнему протерозою, по α -свинцовым данным, относятся также гнейсы южного склона Киргизского хребта в районе пос. Кочкор. Они повторно преобразованы, вероятно, гренвилемским метаморфизмом, так как содержат цирконы, возраст которых 1050 ± 20 млн лет. Роль гренвилемской коллизии в образовании коры Муюнкума подтверждается и датировками в 1100–1300 млн лет, полученными для гранитов и гнейсов в Киргизском, Таласском, Сусамырском хребтах [22, 23].

Иссык-Кульский массив представлен Актюзским выступом древнего фундамента в хребтах Кунгей и Заилийский Алатау. Как и в Макбале, здесь различают глубокометаморфизованный комплекс (актюзский) амфиболит-гнейсового состава, с прослоями мраморов, графитовых и других кристаллических сланцев. Его раннепротерозойский возраст подтвержден уран-свинцовыми датировками цирконов (2200 ± 50 млн лет), допускается присутствие и верхнего архея. Структура актюзского комплекса близка к меланжу и включает фрагменты эклогитов, что заставляет думать о глубинных, по крайней мере нижнекоровых, условиях метаморфизма [8]. Подобные комплексы возникают в обстановке коллизионного подслаивания и утолщения континентальной коры. Возраст этого процесса неясен, судя по разным Rb–Sr-датировкам метаморфических пород, он может быть и байкальским, и палеозойским.

Средне- и верхнерифейские отложения Северного Тянь-Шаня в целом могут быть представлены как комплекс континентальной окраины: вероятно, это была окраина Восточной Гондваны, включавшей в то время не только Индостан и Австралию, но и малые континентальные массы современной Центральной Азии. К рифтовой стадии в истории такой окраины могут быть отнесены некоторые серии вулканогенного состава. В верховьях р. Чу описаны контрастные (бимодальные) вулканы — риодациты, дациты и базальты с высокими содержаниями TiO_2 . Дацинты и риолиты по цирконам датированы в 1300–1280, иногда до 1090 млн лет [24]. Осадочный комплекс пассивной окраины в менее метаморфизованных и лучше изученных разрезах верховьев р. Чу состоит из алевро-песчаных пород в нижней части и черносланцево-карбонатных в верхней. Общая мощность их не менее 2000 м, а местами до 5000 м. Предполагается, что вулканические серии в дальнейшем были совмещены с синхронными им осадочными по надвигам, которые, в свою очередь, прорваны диорит-плагиигранитными телами с возрастом около 630 млн лет. Надвиги, таким образом, являются байкальскими по возрасту [12].

Заключительный этап докембрийского магматизма в Прииссыккулье и Актюзском районе (Иссык-Кульский массив) представляют андезито-базальтовые и риолитовые вулканы, в основном пирокластические, а также граниты, прорывающие рифейские отложения и датированные от 695 до 570 млн

лет (конец рифея — венд). Этот, более поздний, магматизм может рассматриваться как активно-окаинный, с последующим переходом к байкальским коллизийным событиям. Некоторые авторы, однако, не считают байкальские деформации Северного Тянь-Шаня существенными [8, 12].

Датировки, отвечающие концу докембрия, получены U-Pb- и Rb-Sr-методами для гнейсогранитов, диоритов, а также метаморфических сланцев и амфиболитов китайского «Центрального Тянь-Шаня» в хр. Нарат (по левым истокам р. Или) и в осевой части Восточного Тянь-Шаня, которые, предположительно, являются восточной частью Исыккульского массива. Модельный Sm-Nd-возраст интрузивных пород колеблется здесь в пределах 2460–1130 млн лет [18], что, с одной стороны, подтверждает присутствие коры раннего докембрия, а с другой — указывает на ее переработку в рифее и, очевидно, палеозое, когда внедрились большие массы гранитоидов.

Изложенные материалы приводят к следующим выводам в отношении докембрийского фундамента Северного Тянь-Шаня:

— в нем присутствуют фрагменты глубоко метаморфизованного вулканогенно-осадочного слоя континентальной коры с возрастом более 1800 млн лет и с признаками архейского субстрата;

— позднепротерозойские события включают рифтинг среднего (по некоторым данным, уже раннего) рифея, гренавильскую коллизию с метаморфизмом и гранитоидным магматизмом, последовавшее за нею образование активной континентальной окраины в позднем рифее и вновь коллизийный эпизод (?) байкальской эпохи;

— осадочные комплексы рифея несомненно присутствуют в современной коре Тянь-Шаня, но датированы недостаточно надежно и распространены меньше, чем это показано на обзорных картах региона.

Отложения венда и нижнего палеозоя в пределах Северного Тянь-Шаня известны в разрезах двух типов. Один из них, существенно осадочный, сформирован на пассивной окраине древнего континента до каледонской коллизии, а другой, в основном вулканогенный, имеет океанское происхождение.

Первый тип лучше представлен в пределах Каратау-Таласского блока. В современных реконструкциях Каратау-Талас изображают либо как микроконтинент («террейн») в раннепалеозойском океане, либо как обособленную рифтингом часть Сырдарьинского континента (Срединного Тянь-Шаня). Докембрийское основание блока заведомо вскрывается лишь в Малом Каратау, где представлены верхнерифейские красные строматолитовые известняки, косослоистые мелководные песчаники, а также песчано-глинистые турбидиты и местами кислые туфы. Характерной чертой мелководной последовательности является развитие на вендском уровне диамиктитов, возможно, ледникового происхождения (тиллитов?), выше которых (верхний венд — нижний ордовик) с некоторым несогласием залегает непрерывный разрез известняков и доломитов шельфового комплекса мощностью более 2000 м. Нижний кембрий включает промышленный горизонт фосфоритов. Те же шельфовые карбонаты в виде тектонической пластины обнажены в Таласском хребте (бешташская свита).

Часть мощных терригенных толщ Малого Каратау и Таласа (кокджотская свита и ее аналоги), которые раньше условно считались рифейскими, теперь датированы находками [25, 26] редких органических остатков кембрия и ордовика (хитинозоа, радиолярии, микрофитолиты, иногда хиолиты и сходные с ними скелетные тубулярные формы). Оказывается, таким образом, что здесь мы имеем дело с образованиями склона и подножия древнего континентального массива, в конце рифея покрытого строматолитовыми известняками, но в венде — кембрии расколотого рифтами и затем спредингом. Рифтовые впадины были заполнены терригенными толщами, а на остаточном шельфе сформировалась карбонатная последовательность [27].

Что касается Муонкумского континентального блока, то для некоторых из его мощных глинисто-карбонатных свит, считавшихся верхнерифейскими, новые палеонтологические находки также показали кембрий-раннеордовикский возраст. В частности, сокуташская свита карбонатно-алевритовых турбидитов северного Присонкуля, с олистолитами нижнепалеозойских пород, должна считаться образованием раннепалеозойского континентального склона. Однако в Муонкуме и Исык-куле не показаны типично шельфовые отложения, какими в Малом Каратау — Таласе являются тиллоиды и покрывающие их известняки кембрия — нижнего ордовика.

К окраинам Муонкумского и Исыккульского блоков приурочены иногда вулканогенные свиты кембрия — нижнего ордовика, имеющие спорную позицию. В южной (по современной ориентировке) части Муонкумского континента некоторыми авторами [10] предполагается развитие уже в кембрии краевого вулканического пояса, судя по проявлению в южной части системы хр. Терскей известково-

щелочных базальтов, андезитов и частично более кислых лав, туфов, а также продуктов их переотложения в морских условиях. Другие исследователи склонны связывать такие образования с островной дугой в Киргиз-Терской (Нарынской) океане (см. ниже), сближенной затем с Муюнкумом и частично надвинутой на этот континент.

Более молодые, особенно средне-верхнеордовикские, отложения развиты более широко и представлены как морскими флишоидными свитами с преобладанием в них песчаников обычно зеленой окраски, так и разнообразными вулканиками, среди которых особенно типичны андезиты и дациты, их туфы и туффиты мощностью не менее многих сотен метров. Можно считать, что они заполнили поздние прогибы каледонского складчатого (аккреционного) пояса и частично залегают на древних массивах: описаны разрезы, в которых средний ордовик налегает с разрывом на метаморфиты предполагаемого докембрийского фундамента. Вулканические и осадочные формации тесно пространственно связаны и содержат известняки с мелководной фауной (трилобиты, гастроподы, брахиоподы и др.), иногда образующие олистолиты. В более глубоководных глинистых фациях найдены граптолиты лланвирна и лландейло. Кровлю нижнепалеозойского разреза образуют грубообломочные молассы, нередко красноватые и, по-видимому, континентальные, которые залегают с угловым несогласием и относятся к карадоку или верхнему ордовика. Морские силурийские отложения показаны лишь в китайской части Северного Тянь-Шаня.

Перечисленные особенности строения Муюнкума — Иссык-Куля, к которым можно добавить широкое развитие ордовикских гранитоидов, позволяют рассматривать эту систему как срединный массив в каледонской структуре Тянь-Шаня, т.е. континентальную массу, претерпевшую значительную тектоно-метаморфическую и магматическую переработку в ходе островодужного и окраинно-континентального процессов, а после каледонской коллизии к концу ордовика включенную в состав более обширного материка — Палеоказахстана.

Второй тип разреза северотяньшаньского нижнего палеозоя представлен в сравнительно узкой и прерывистой полосе, отделяющей муюнкум-иссыккульские массивы с юга и запада: это так называемая *Киргиз-Терская океаническая сутурная зона* [10]. Она обособляется по развитию офиолитового комплекса нижнего палеозоя в сопровождении андезит-базальтовых вулкаников островодужного типа и грауваккового флиша и прослеживается от западной части Киргизского хребта на юго-восток в район оз. Сон-куль (Сонг-кель) и далее к востоку в верховья р. Нарын. Соответственно некоторые современные авторы [8, 11] предпочитают называть эту зону Нарынской, или Ишим-Нарынской, имея в виду ее продолжение также к северо-западу в Центральный Казахстан.

Наблюдаемая структура зоны весьма сложная. Фрагменты офиолитового меланжа, выходы базальтовых и других вулканических серий смещены разновозрастными разрывами и нередко занимают аллохтонную позицию поверх образований более древней континентальной коры. Выходы офиолитов разобщены большими массами прорывающих гранитоидов. Особым вопросом остается положение так называемого Чилик-Кеминского офиолитового шва, который может считаться ответвлением от Киргиз-Терской в сторону долины Чон-Кемина (правый приток р. Чу) и далее к северо-востоку через долину р. Чилик. Набор магматических и осадочных формаций и их возраст здесь почти те же, что и в районе Киргиз-Терской шва. Можно было бы предположить существование отдельного Чилик-Кеминского «океана» или краевого моря, развивавшегося параллельно с Киргиз-Терским и отделявшего древний Муюнкум от Иссыккульского массива. Однако предпочтительнее допустить, что в действительности мы имеем дело с двумя фрагментами одной и той же шовной линии, в дальнейшем разобфенными благодаря большим сдвиговым перемещениям.

Офиолитовый комплекс сравнительно полно представлен в районе оз. Сон-куль и в южных отрогах р. Терской (горы Караджорго и Каракатты), однако и здесь речь может идти лишь о фрагментах первоначального разреза, включенных в серпентинитовый меланж: это ультрабазиты преимущественно гарцбургитового состава, габброиды, образующие иногда крупные массивы с включенными в них роэми параллельных даек, подушечные базальты, туффиты, а также кремни и кремнистые известняки. Подушечно-трубовые базальты и кремни (каракаттинская свита) в некоторых тектонических пластинах достигают мощности 1 км. Химические особенности базальтов (так называемый тип E-MORB), состав хромшпинелидов в перидотитах и другие особенности офиолитового комплекса позволяют думать, что он относится к бассейну задугового типа, причем с относительно малой скоростью раскрытия [10]. В кремнистых породах обнаружены конодонты верхнего кембрия; другие палеонтологические находки в пределах Киргиз-Терской зоны позволяют предполагать образование офиолитов в интервале кембрия — самого начала ордовика. Более поздние, аренигские, конодонты найдены в туфо-силицитовых отложениях, которые можно считать верхней частью осадочного разреза раннепалеозойской океанской коры.

Островодужные образования в том же районе представлены базальтами, андезитами, дацитами и разнообразными туфами, включая риолитовые, общей мощностью не менее 2000 м. Они относятся как к известково-щелочной, так и к толеитовой сериям. Появляются мелководные отложения — известняки с брахиоподами конца раннего или начала среднего кембрия. Таким образом, островная дуга существовала в Киргиз-Терскайской океанской бассейне уже к середине кембрия, а сам он должен считаться еще более древним. Туффиты, туфо-силициты и вишнево-красные кремни с нижнеордовикскими конодонтами, имеющие умеренные мощности, характеризуют склоны той же островодужной постройки на стадии ее отмирания и погружения. К началу ордовика (возраст по цирконам 500–470 млн лет) относятся наиболее ранние гранитоиды I-типа, а также S-типа, представленные главным образом кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Их внедрению предшествовали складкообразование и тектонические покровы. В совокупности эти процессы могли быть следствием коллизии островных дуг или дуги с микроконтинентом, т. е. сокращения поверхности краевого моря или полного его закрытия. Отложения, начинающиеся со среднего аренига, перекрывают этот ранний аккреционный комплекс с угловым несогласием. Они представлены конгломератами и олистостромами с глыбами кембрийских — нижнеордовикских известняков и вулканитов и мощной флишевой серией, возраст которой охватывает средний арениг — лланвирн. К лландейлскому ярусу относится широко распространенная толща андезитов, дацитов и риолитов, иногда со щелочным уклоном, а также их туфов, образованная также в морских условиях: следует полагать, что она означает возникновение активной вулканической окраины на Муонкумском континенте или же, скорее, превращение последнего в энсиалическую островную дугу. Мощность вулканитов — до 2–4 тыс. м. Наконец, отложения конца среднего ордовика (карадок) представляют собой переход от флиша к морской молассе, в них появляются известняки и пестроцветные породы.

Коллизия в карадоке — конце ордовика, смятие всех перечисленных образований привели к образованию главной по объему гранит-гранодиоритовой (каракуджурской) формации Северного Тянь-Шаня, возраст которой по цирконам 460–435 млн лет [23]; имеются и более поздние, силурийские, граниты. Те и другие приближаются по минеральному и химическому составам к S-типу, что указывает на массовое плавление осадочных и других пара-пород докембрийского фундамента после коллизии.

Каледонская тектоника Северного Тянь-Шаня поддается лишь частичной реконструкции. Структура Киргизско-Терскайской офиолитовой зоны, как уже отмечено, имеет чешуйчато-надвиговой характер, с преобладанием крутых наклонов моноклиналильных пластин. Некоторые из них являются фрагментами тектонических покровов с участием офиолитового комплекса, как, например, Каракаттинский покров Присонкуля [10]. Он состоит из нескольких тектонических пластин, включая серпентинитовый меланж (около 1000 м), среднеордовикские островодужные вулканиты и кембрийские подушечные базальты, т. е. должен был образоваться в процессе завершающей коллизии конца ордовика. Принимается, что этот покров был обдуцирован к северу на вулканические толщи Муонкумского — Исыккульского блоков (рис. 2), а затем смят в складки и смещен по более поздним разрывам, в том числе позднепалеозойским. Поскольку фрагменты серпентинитового меланжа и базальтов нижнего палеозоя иногда оказываются в десятках километров от возможного офиолитового шва, следует считать, что горизонтальная амплитуда покровов была значительной.

В Малом Каратау серия тектонических покровов, включая Жанатасский надвиг рифейских песчаников на известняки ордовика, амплитудой не менее 6 км [27], была в конце среднего ордовика шарьирована к юго-западу (в современных координатах). Покровы разделены субпластовыми поверхностями сместителей. При завершении каледонской коллизии они были смяты в складки, которые запрокинуты в обратном, северо-восточном, направлении и нарушены взбросами. То же позднее запрокидывание наблюдается в Таласском хребте.

Как следует из рис. 2, коллизийная каледонская структура Северного Тянь-Шаня в целом отвечает модели линейного пояса, в котором место внешней зоны занимает Каратау-Таласская, внутренней — Киргизско-Терскайская (см. [2]), а Муонкум-Исыккульские массивы выступают в качестве срединных. Глубокий поддвиг должен был произойти в северном направлении, под Муонкумский массив, и тем самым со-

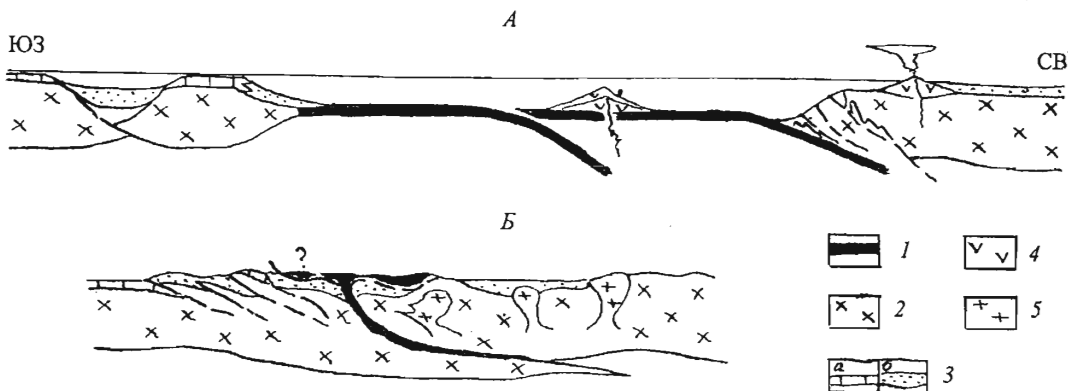


Рис. 2. Реконструкция Киргизско-Терскайского океанического бассейна (по материалам Д. В. Алексева, М. Г. Ломизе и др.).

А — ордовик и средний ордовик; Б — поздний ордовик. 1 — океанская кора и офиолитовые аллохтоны; 2 — кора малых континентов; 3 — осадочные формации: а — шельфов, б — рифтов и пассивных окраин; 4 — островодужные и окраинно-континентальные вулканиты; 5 — коллизионные гранитоиды. Ориентировка профилей современная.

здать на поверхности тектоническую структуру с первоначальным южным направлением движения масс (вергентностью). «Неклассическим» является лишь надвиг офиолитов к северу на срединный массив (если он действительно происходит из Киргизско-Терскайского шва). Значительное по амплитуде поддвижение в глубины Северного Тянь-Шаня континентальной коры Каратау-Таласского, а возможно, и Сырдарьинского блоков (см. ниже) привело к большому объему коллизионных гранитов, внедрившихся почти исключительно в срединные массивы. В дальнейшем структура оказалась сильно перестроенной герциновыми, а затем и кайнозойскими движениями.

Срединный Тянь-Шань. Область Срединного (Среднего) Тянь-Шаня, или Чаткало-Нарынская зона, выделяется самостоятельно начиная с 50-х годов XX в. по признаку развития здесь мощного карбонатного комплекса фамена — нижнего карбона, подстилаемого девонскими песчаниками. В последующем работами ленинградских и киргизских геологов [2] было показано, что эти отложения представляют собой верхний этаж чехла докембрийского континентального массива — *Сырдарьинского*, который в конце докембрия был перекрыт вулканитами и тиллитами, а в начале палеозоя — глинисто-карбонатными осадками. Сырдарьинский массив с его более или менее дислоцированным палеозойским чехлом на западе перекрыт молодыми толщами Туранской плиты и занимает равнинную часть Кызылкумов с низовьями р. Сырдарьи, а севернее вскрыт в западной части Центрального Казахстана, включая горный массив Улутая. В пределах собственно Тянь-Шаня ему отвечают горы Большого Каратау, хребты приташкентского района — Пскемский, Угамский, Сандалашский, часть Таласского хребта, а также горы северного обрамления Ферганской депрессии, включая с запада на восток Кураминский, Чаткальский и северную часть Атойнакского хребта. Восточная часть Срединного Тянь-Шаня смещена относительно западной вправо по Таласо-Ферганскому сдвигу. Она охватывает горы в обрамлении Нарынской впадины (Нарын-тау и другие). Восточнее истоков р. Нарын, в хребтах Акшийрак и Сарыджаз, область Срединного Тянь-Шаня сужается и на китайской территории исчезает. Понятия «Срединный Тянь-Шань» и «Сырдарьинский континент» не вполне совпадают:

описанный выше Каратау-Таласский блок Северо-Западного Тянь-Шаня, по-видимому, также принадлежал к этому континенту.

Докембрийский фундамент Сырдарьинского массива вскрывается в Срединном Тянь-Шане локально. На западе Тянь-Шаня к нему относятся граниты и гранодиориты нижнего протерозоя, которые в позднем рифее испытали радиологическое омоложение и затем с глубоким размывом были перекрыты отложениями верхней части докембрия. Достоверный нижний докембрий установлен на востоке области, в Акшийракском и Сарыджазском хребтах. Здесь распространена серия Куйлю в составе амфибол-биотитовых плагиогнейсов и амфиболитов с гранулитовым типом метаморфизма, датированного по цирконам в 2613 ± 50 млн лет. Она представляет собой, скорее всего, фрагмент позднерифейского гнейсо-гранулитового пояса. На рубеже 1922 ± 50 млн лет гнейсы Куйлю подверглись раннепротерозойской мигматизации [13, 24] и прорваны сарыджазскими гранит-гранодиоритами, которые составляют в этом районе основную часть выходов кристаллических пород докембрия.

Нижнерифейский чехол древнего континента представлен в разобленных выходах слабо метаморфизованных филлитов, кварцитов, карбонатов. Остальную часть рифея Срединного Тянь-Шаня представляет свита (серия) Большого Нарына, которая может включать геодинамически разнородные образования. Древние ее слои содержат кислые вулканы с возрастом 1325 ± 7 млн лет, что должно указывать на начало рифтогенеза в среднем рифее. Верхняя часть серии отделена в подошве осадочной толщей и имеет позднерифейский возраст, судя по датировкам порфиоров и комагматичных им гранитоидов (830 млн лет), а также перетолженных в песчаниках цирконов (990–770 млн лет). Она образована кварцевыми порфирами, в том числе измененными («порфиroidы»), и в меньшей степени щелочными базальтами и андезитами, а также аркозовыми песчаниками и конгломератами с редкими карбонатными пачками. Самыми поздними оказываются аркозы Сарыбельных — Чонторы (695 ± 10 млн лет), залегающие несогласно. Можно принять, что верхняя часть серии Большого Нарына сформирована уже в конвергентной обстановке, в условиях краевого вулканического пояса на раннедокембрийском континенте (Восточной Гондване), позднее разрушенном и разобленным.

Вендские и нижнепалеозойские отложения образуют эпиконтинентальный, в основном осадочный комплекс. Вендские конгломераты и песчаники нижней части разреза, по крайней мере в Чаткальском хребте, содержат лавы и туфы трахибазальтов — трахитов, обычных для стадий рифтинга. В дальнейшем рифтовые впадины заполнялись ритмичными песчано-глинистыми осадками глубоководного типа, мощностью до 1500–2500 м. Иногда это ритмично-слоистые железистые отложения (джетымская серия). Пачки несортированных грубообломочных отложений (диамиктитов) венда обычно рассматриваются как ледово-морские по происхождению, т. е. тиллиты, или, в более осторожном варианте наименования, тиллоиды. Они широко распространены в отложениях этого возраста как в казахской части Сырдарьинского континента (Улутау), так и на других древних материках, включая Восточно-Европейский. В Тянь-Шане их ледниковая природа подтверждается следами экзарации подстилающих кристаллических пород нижнего докембрия. Противники ледникового происхождения диамиктитов указывают на то, что они подстилаются черными сланцами, обычными для застойных бассейнов теплых климатических эпох, и содержат в средней части разреза необычные для холодных эпох тонкоритмичные пестроцветные осадки с карбонатной примесью (джакболотская пачка). Может быть, эти чередования отражают быстрые климатические колебания.

Отложения кембрия — среднего ордовика представляют собой типично шельфовую формацию, мощностью от 100 до 700 м или редко больше. Она состоит из черных сланцев нижнего кембрия, обогащенных молибденом и ванадием, и слоистых известняков и доломитов среднего кембрия — нижнего лланвирна (средний ордовик). Весь разрез достаточно охарактеризован палеонтологически. Верхняя часть среднего и верхний ордовик представлены более мощными флишоидными, а в верхней части и молассового типа отложениями, образование которых можно связать с началом коллизии Сырдарьинского континента с Муюнкумом. Они подобны одновозрастным толщам Северного Тянь-Шаня. Однако в Срединном Тянь-Шане молассы содержат местами (р. Сарыджаз) морскую фауну карадока — ашгилла и не были сильно дислоцированы (несогласие в основании девона выражено, как правило, слабо), что приближает их к типу выполнения передовых прогибов.

Сходство каледонской структуры Срединного Тянь-Шаня с внешними зонами складчатых поясов усиливается благодаря отсутствию здесь гранитоидного магматизма конца ордовика — силура, столь типичного для Северного Тянь-Шаня.

Курама-Терексайский аккреционный комплекс выделяется в пределах Кураминского и в центральной части Чаткальского хребтов. Эти территории традиционно включаются в Срединный Тянь-Шань, однако додевонские образования здесь отличаются от описанных выше. Они включают офиолитовую ассоциацию нижнего—среднего ордо-

вика, состоящую из метаморфизованных гипербазитов и амфиболизированных габбро, а также хлорит-эпидотовых сланцев по базальтам океанского типа, которые, вероятно, покрывались граувакками, силицитами и глинистыми сланцами с конодонтами. Офиолиты моложе, чем северотяньшаньские, но близки по возрасту к типичным для Южного Тянь-Шаня. Здесь же распространены турбидиты среднего—верхнего ордовика, обычные для всей северной части Тянь-Шаня, но образование их продолжалось и далее, что показывает согласно налегающий на ордовик флиш нижнего силура (лландовери). Он включает достаточно мощные (более 1000 м) вулканиты дацит-андезит-базальтового состава, туфы и, вероятно, олистостромовые тела, что должно свидетельствовать в пользу островодужного происхождения формации. Более молодыми в Чаткале являются морская моласса с фауной венлока и олистостром с обломками известняков, содержащих остатки позднесилурийского бентоса [28]. Силурийские события включают также внедрение (422 ± 7 млн лет, K-Ar) гранитоидов I-типа.

Все эти факты позволяют предположить существование к югу — юго-западу от Сырдарьинского континентального блока островной дуги и, возможно, преддугового бассейна («террасы»), просуществовавших до конца силура, когда должна была произойти аккреция образованных на океанской коре толщ к северному континенту — в это время уже Палеоказахстану. Те же преддевонские аккреционные события вдоль окраины нового континента устанавливаются в «зеленосланцевом» покрове уже южнотяньшаньского герцинского коллизионного комплекса.

Особенность силурийской аккреционной призмы (впрочем, не уникальная) — фрагменты раннепротерозойской континентальной коры, вскрытые в центральном Чаткале. Это глубокометаморфизованные образования так называемого касанского комплекса — гранатовые двуслюдяные сланцы, меланократовые гнейсы, амфиболиты, мраморы, метаграувакки. Мигматиты имеют U-Pb возраст 1920 ± 20 млн лет [22]. Судя по датировкам биотита из сланцев (K-Ar, 288–395 млн лет, согласно [29]), ретроградный метаморфизм и выведение касанского комплекса на поверхность происходили в девоне или, скорее, уже в карбоне.

Аккреционный комплекс составлен из тектонических пластин, причем метаофиолиты составляют верхнюю из них. Дополнительную сложность вносят поздние, уже герцинские, надвиги, направленные на юго-запад со стороны Чаткальского хребта, и вероятные сдвиги северо-западного направления. С последними связана, вероятно, современная сложная конфигурация границы между Курама-Терексайской единицей и Сырдарьинским континентальным массивом в Северной Фергане (см. рис. 1).

Посткаледонский (девон-пермский) комплекс Палеоказахстана в пределах Тянь-Шаня. Соединение Сырдарьинского и северотяньшаньских малых континентов, с возникновением Палеоказахстана в конце ордовика — силура, создало новую ситуацию, в которой более поздние палеозойские образования должны различаться по их позиции в отношении к этому среднепалеозойскому континенту. Срединный Тянь-Шань становится южной окраиной Палеоказахстана: она была обращена к Туркестанскому океаническому бассейну, следы которого сохранились в южнотяньшаньском сооружении. Северный Тянь-Шань является внутренней областью нового континента, а Джунгаро-Балхашский регион играет роль его северо-восточной (в современных координатах) окраины.

Строение девон-пермского комплекса отражает три этапа геодинамических процессов.

На первом этапе обе окраины южного Палеоказахстана были активными и надстраивались вулканоплутоническими образованиями. В Северном Тянь-Шане вулканические толщи нижнего дево-

на представлены андезитами, дацитами и риолитами, нередко с щелочным уклоном, которые сочетаются с малыми интрузиями монцонит-сиенитового состава. К среднему и, возможно, верхнему девону относят бимодальную толщу щелочных, иногда калиевых базальтов и риолитов, известны и щелочные лейкограниты. Изверженные породы сочетаются с конгломератами и песчаниками наземного и мелководно-морского происхождения. Сходный состав имеют девонские толщи китайского Северо-Восточного Тянь-Шаня, распространенные вдоль юго-западной окраины Джунгарской впадины. Все эти образования допускают объединение их в краевой вулканический пояс (*Арал-Кендыктасский*, или, иначе, Малокаратау-Северотяньшаньский [11, 13]), который в таком случае мог быть весьма широким и иметь поперечную зональность, с переходом к более щелочным вулканитам в направлении его внутренней, киргизской, части. Почти разновозрастные вулканические толщи находятся на другой, южной или юго-западной окраине нового континента, в Кураминском хребте и северных предгорьях Ферганы: здесь для них, а также для прорывающих среднедевонских кислых и средних интрузивов более характерна известково-щелочная специализация. Южный пояс девонского магматизма на востоке, в центральном Тянь-Шане, не прослеживается, однако признаки активной окраины с южной стороны «континента Или» (т. е. теперь уже Палеоказахстана) вновь намечаются на крайнем востоке региона. Китайские геологи описали о присутствии здесь гранитов с изотопными возрастными, отвечающими началу и концу девона [30], а также голубых (глаукофановых) сланцев, датированных в интервале позднего силура — раннего карбона.

В целом такая геодинамическая обстановка, если она реконструирована правильно, напоминает современную ситуацию в Филиппинском архипелаге. Добавим, что широкое распространение девонских субщелочных базальтов в Южном Тянь-Шане заставляет думать о значительном разогреве девонской верхней мантии всего региона (плюм?) как общем фоне происходивших тогда событий.

На втором, пассивном, этапе развития, в среднем (позднем) девоне — раннем карбоне, сформировался комплекс терригенных и затем карбонатных осадков шельфового типа. Налегание шельфовых доломито-известняковых свит на вулканиты отмечается вдоль южной окраины Среднего Тянь-Шаня (горы Пистали — Ханбандытау в Кызылкумах) уже со среднего девона. В большинстве же других среднетяньшаньских местонахождений к среднему и нижней части верхнего девона относится серия красных или пестроцветных тюлькубашских песчаников и конгломератов, с редкими прослоями известняков, которая охарактеризована морской или лагунной фауной (рыбы), наземной псилофитовой флорой и весьма близка по облику к девонским отложениям других северных материков (песчаники «олд ред»). Песчаники могут налегать с глубоким размывом на каледонское основание. Кверху они трансгрессивно сменяются мощными (2000–3500 м) слоистыми известняками верхнего девона (фаменский ярус) и нижнего карбона. В Северном Тянь-Шане девонских известняков нет, осадочный чехол континента начинается низким карбоном, который представлен алевро-песчаниками, галечными и реже карбонатными отложениями умеренной мощности: возможно, местами они вообще отсутствовали. Однако как в Среднем Тянь-Шане (хр. Кокийрим-тау), так и в Северном (восток Киргизского хребта) в конце девона и турне происходило также раскрытие впадин рифтового типа, заполнявшихся песчаниками и флишоидными мощными осадками.

Третий этап, позднепалеозойский, был временем новой активизации тектоно-магматических процессов сначала активно-окраинного, а затем коллизионного типов, которые тесно связаны с историей складчатых поясов Южного Тянь-Шаня и восточного Казахстана.

Интенсивный магматизм среднего карбона — перми создал на южной окраине Палеоказахстана *Кураминский* (Бельтау-Кураминский) вулcano-плутонический краевой пояс. Наиболее полно магматические процессы проявились в Кураминском хребте, западном Чаткале и в горах близ Ташкента, а также, судя по буровым и геофизическим данным, на прилегающей с запада части фундамента Кызылкумов. На известняки нижнего карбона здесь с пологим несогласием налегают континентальные и реже морские грубо-терригенные толщи, которые кверху сменяются эффузивами и туфами, образующими «длинный ряд» по кремнекислотности, от риолитов до андезитов и базальтов. Общая мощность их до 5–6 км [4].

Первая и основная по интенсивности фаза магматизма относится к концу раннего — началу среднего карбона: в это время накоплено более 3000 м мощности вулканических пород, главным образом андезитов и трахиандезитов, и внедрились большие плутоны диорит-(монцодиорит-)гранодиоритового состава. В целом они ближе к I-типу, однако

имеют щелочную тенденцию: в частности, древнейшие на этапе (327 ± 3 млн лет, U–Pb-метод, согласно [31]) малые интрузии Кураминского пояса состоят из габбро, монцитов и кварцевых сиенитов. При этом в поперечном сечении вулканоплутонического пояса установлен обычный для подобных случаев рост относительного содержания K_2O/Na_2O от границы древнего континента в глубь его территории: основываясь на аналогии с современными активными окраинами океанов, можно представить себе, что это увеличение связано с палеосейсмофокальной, т. е. субдукционной, зоной, наклоненной в ту же сторону под углом около 50° [32]. Данные по геологии Южного Тянь-Шаня позволяют считать, что субдукция коры океана (Туркестанского) в этот период еще не привела к его закрытию. Магматизм позднего карбона в Кураминском поясе проявлялся в два этапа и в общем слабее, чем начальная фаза. Средний состав магматических продуктов мало изменился.

Заключительная фаза магматизма (щелочные базальты и риолиты, включая интрузии ультракислых гранитов, субвулканы и хорошо сохранившиеся кальдеры) ранее считалась растянутой до конца перми — начала триаса, однако недавно было показано, что она не моложе начала поздней перми [33]. К этому времени произошло полное закрытие океана на юге, но могла продолжаться субдукция под Средний Тянь-Шань уже континентальной коры — причем теперь под малым углом к земной поверхности, как следует из ширины вулканической области и распределения в ней магматических проявлений по щелочности.

Восточное продолжение Кураминского вулканоплутонического пояса можно усмотреть в Нарынской части Срединного Тянь-Шаня, где известны небольшие останцы вулканитов среднего карбона — нижней перми, а также гранитоиды позднего палеозоя. Среди последних часть относится к I-типу и имеет среднекарбонный возраст (Сонкульский, Уланский массивы), реже встречаются граниты S-типа. Редкие массивы пермских гранитоидов А-типа и сиенитов распространены здесь вне видимой связи с палеозоной Беньюфа и внедрялись даже в Северный Тянь-Шань. В целом эти проявления незначительны или, во всяком случае, меньше, чем следовало ожидать на активной окраине континента.

Тектоника средне-верхнепалеозойских отложений в основном может рассматриваться как результат коллизии Палеоказахстана с континентами Таджикско-Таримской группы. Характерными для Срединного Тянь-Шаня, как внешней части континентального шельфа, являются надвиги и тектонические покровы северного направления, возникшие еще на ранней стадии коллизии в среднем карбоне и затем смятые в простые складки. Особенно типичны покровы и чешуи, сорванные по пластичным известковоглинистым отложениям фамена — турне, хотя в других случаях аллохтоны охватывают весь комплекс посткаледонского чехла и обнаруживают заметные фациальные отличия от одновозрастных отложений в автохтоне, что позволяет усматривать большую амплитуду горизонтального перемещения. Более поздними оказываются левые сдвиги, продольные к южному краю Палеоказахского континента: в их числе упомянутая выше линия Николаева и Атбаши-Иныльчекский шов по границе с Южным Тянь-Шанем. В случае смещения гранитных массивов удается определить амплитуду отдельных сдвигов, которая достигает 30 км [34]. В пределах Северного Тянь-Шаня позднепалеозойские деформации более простые, здесь отчасти наследуется первоначальная форма девонкаменноугольных впадин.

Полезные ископаемые девон-пермского возраста образуют весьма важные залежи. Возможно, еще в девоне образованы месторождения золота в Арал-Кендыктасском вулканоплутоническом поясе, в связи с субвулканическими телами гранодиорит-

монцитового состава. Они относятся к порфиоровому или гидротермальному типам и содержат также свинец, медь, молибден [13].

Стратиформные месторождения в слоях посткаледонского чехла образованы в коллизийной или послеколлизийной обстановке. Среди них полиметаллические руды в известняках верхнего девона — нижнего карбона в пределах Бельтау-Кураминского пояса (Кураминский хребет) и на его внешней периферии в южной части Кызылкумов. Непосредственно с гранитоидами позднего палеозоя в Бельтау-Кураминском поясе связаны крупные порфиоровые и скарновые месторождения — медные, медно-молибденовые, золото-медные и полиметаллические, в том числе с серебром, а также гидротермальные месторождения урана [13, 35].

Значительные месторождения золота, открытые в киргизской части области, могут находиться за пределами краевого вулканоплутонического пояса, но также обязаны своим происхождением позднепалеозойским гранитоидам, главным образом I-типа. Связь с ними была показана [36] для крупного гидротермального Кумторского месторождения, непосредственно приуроченного к тиллито-черносланцевым слоям венда — нижнего кембрия, и тем более несомненна для скарновых залежей, образованных в дислоцированных доломитах и известняках среднепалеозойского чехла древнего континента (Макмал и др.). Вместе с золотом могут добываться вольфрам, медь, олово.

Рассмотренная выше история северотяньшаньских каледонид может быть описана в рамках модели спрединга восточной части Гондваны (после вендского рифтинга) и ордовикской их аккреции в составе Палеоказахского континента. В этих временных рамках установлены такие события, как начало конвергенции, с образованием островных дуг различного типа, затем столкновение срединно- и северотяньшаньских микроконтинентов, гранитоидный магматизм, заполнение остаточных прогибов, которые отчасти похожи на передовые и тыловые впадины коллизийных поясов. Определенное несходство результата таких процессов с типичным коллизийным поясом выражается в отсутствии настоящего форланда (южный континент, «Большой Тарим», в ордовике уже распадался) и нечеткой вергентности покровной структуры, приобретающей местами обратное, северное, движение масс. Это более характерно именно для аккреционных сооружений, возникших после соединения малых континентов и островных дуг. И все же мы вправе рассматривать континентальные массы Северного Тянь-Шаня (кроме Каратау-Таласской?) как часть срединного массива каледонид, Киргизско-Терекскую офиолитовую зону — как внутреннюю их часть, Срединный Тянь-Шань вместе с Каратау-Таласом — как внешнюю («миогеосинклиналиную») зону каледонского орогена с признаками развития здесь передового прогиба в конце ордовика. Наконец, Курама-Терексайская окраина Срединного Тянь-Шаня выступает как силурийская аккреционная зона уже нового, более южного, океана.

Не вполне ясно, в какой мере картина каледонской складчатой области северной части Тянь-Шаня перестроена поздними, в том числе уже герцинскими, горизонтальными перемещениями, может быть, большого масштаба. Обсуждаются два основных варианта региональных реконструкций. Согласно одному из них, преобладал механизм последовательного раскрытия-закрытия океанических впадин, с челночным перемещением малых континентов с юга (раскол восточной Гондваны) на север (аккреция Палеоказахстана и затем северной Евразии). В соответствии с другим вариантом малые континенты севера Тянь-Шаня и Казахстана первоначально сформировали единую, в основном энсиалическую, островную дугу, которая в дальнейшем косыми сдвиговыми перемещениями была разрушена и собрана в компактную аккреционную группу Па-

леоказахстана. Обсуждение этих моделей и разбор посвященной им литературы можно найти в работе В. С. Буртмана [37], который предпочитает вторую из них. Все же эта вторая, хотя и более изящная, модель встречает больше трудностей, одна из которых заключается в неординарном развитии малых континентов Тянь-Шаня в кембрии — ордовике, особенно в отношении магматизма, что плохо согласуется с помещением их в единую гигантскую дугу.

Что касается палеомагнитных данных по нижнему палеозою региона, то они пока накладывают мало ограничений на эти построения. По имеющимся материалам о палеоширотах образования ордовикских отложений, к моменту каледонской коллизии северотяньшаньская часть Палеоказахстана находилась на широте $11 \pm 2^\circ$, по-видимому, южной, и уже была отделена, следовательно, от современной части Тарима (палеоширота -36°) обширным океаническим пространством [38]. Его раскрытие в раннем палеозое, последующая эволюция окраин и закрытие океана в карбоне прослеживаются на материале геологии Южного Тянь-Шаня, который будет рассмотрен в ч. II.

Summary

Biske Ju. S. Tian-Shan fold system. I. Northern (Caledonian) region.

A review of geological history, main sedimentary formations, magmatism, tectonic structure and a short characteristic of mineral resources of Caledonian Tian-Shan are presented. The development of the domain began with Vendian rifting of heterochronous Precambrian continental crust (border of Eastern Gondwana?) and Cambrian spreading of its fragments, then grew into island arc and continental margin processes in Middle Cambrian — Early Ordovician and finally (Middle Ordovician) came to accretion of microcontinental and ocean terrains in a new Paleokazakhstan continent. In terms of collisional orogen model, post-Caledonian Northern — Middle Tian-Shan consists of granites-rich Moinkum — Yssyk-kel microcontinental group as central massive (median mass), Kyrgyz — Terskey ophiolite belt as inner zone; Karatau-Talas terrain, usually treated as part of Northern Tian-Shan, together with Middle Tian-Shan forms part of outer Caledonides. Southern Kurama-Tereksai zone of traditional Middle Tian-Shan developed in Silurian as an active accretional margin of Paleokazakhstan. Collision in Carboniferous transformed especially this former continental margin and rebuilt it into thrust and strike-slip Hercynian system. Main part of economic mineral resources of the region is of Hercynian age.

Литература

1. Ситнищын Н. М., Ситнищын В. М. Тянь-Шань. Главнейшие элементы тектоники // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 4. 2. Зубцов Е. И., Поршняков Г. С., Яговкин А. В. Новая схема домезозойской тектоники Тянь-Шаня // Докл. АН СССР. 1974. Т. 217, № 5. 3. Халил В. Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М., 2001. 4. Далимов Т. Н., Ганиев И. Н., Шпотова Л. В., Кадыров М. Х. Геодинамика Тянь-Шаня. Ташкент, 1993. 5. Бискэ Ю. С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб., 1996. 6. Бискэ Ю. С. Восточный (китайский) сектор Южного Тянь-Шаня — коллизионная структура и основные черты палеозойской истории // Вестн. С.-Петербур. ун-та. Сер. 7: Геология и география. 1998. Вып. 3 (№ 21). 7. Бакиров А. Б. Основные геологические черты территории Киргизии // Изв. АН Кирг. ССР. Сер. физ.-техн. и горно-геол. наук. 1990. № 2. 8. Бакиров А. Б., Максумова Р. А. Геодинамическая эволюция литосферы Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 10. 9. Гесь М. Д. Магматизм и геодинамическая эволюция каледонского орогена Тянь-Шаня // Изв. Нац. акад. наук Кирг. Республики. 1999. 10. Ломизе М. Г., Демина Л. И., Зарищиков А. А. Киргизско-Терской палеоокеанический бассейн (Тянь-Шань) // Геотектоника. 1997. № 6. 11. Максумова Р. А., Джэнчурбаева А. В., Березанский А. В. Структура и эволюция покровно-складчатого сооружения киргизского Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 10. 12. Миколайчук А. В., Куренков С. А., Дегтярев К. Е., Рубцов В. И. Основные этапы геодинамической эволюции Северного Тянь-Шаня в позднем докембрии — раннем палеозое // Геотектоника. 1997. № 6. 13. Seltman R., Jenchuraeva R. (eds.) Paleozoic geodynamics and gold deposits in the Kyrgyz Tien-Shan: IUGS/UNESCO. IGCP Project 373. 2001. 14. Wang Zuoxun, Wu Yiyi, Li Xichao. Polycyclic tectonic evolution and metallogeny of the Tien Shan mountains. Beijing, 1990. 15. Геологическое строение Казахстана / Ред. Г. Р. Бекжанов, В. Я. Кошкин, И. И. Никитченко и др. Алматы, 2000. 16. Geological map of Xingjiang Uygur Autonomous Region. Scale 1:2 000 000 // Bureau of Geol. and Mineral Res., Xingjiang province. Beijing, 1985. 17. Carroll A. R., Liang Y. Junggar basin,

northwest China: trapped Late Paleozoic ocean // *Tectonophysics*. 1990. Vol. 181, N 1-4. **18.** *Hu Aiqin, Jahn Borming, Zhang Guoxun et al.* Crustal evolution and Phanerozoic growth in northern Xinjiang: Nd isotopic evidence. Pt I. Isotopic characterization of basement rocks // *Tectonophysics*. 2000. N 328. **19.** *Wang Baoyu, Nang Zhijun, Li Xiangdong et al.* Comprehensive survey of geological sections in the West Tianshan of Xinjiang, China. Urumchi, 1994. **20.** *Ломизе М. Г.* Важнейшая структурная линия Тянь-Шаня (линия Николаева 60 лет спустя) // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4: Геология*. 1994. №1. **21.** *Вознесенский В. Д., Литвак М. И., Ненашев Ю. П.* и др. Тектоническая структура и структурная эволюция Макбальского выступа // *Тектоника Тянь-Шаня и Памира / Под ред. И. Е. Губина, С. А. Захарова. М., 1983.* **22.** *Киселев В. В., Атаяров Ф. К., Комаревцев Э. Л.* и др. Изотопный возраст цирконов метаморфических образований Тянь-Шаня // *Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза / Под ред. В. В. Киселева. М., 1987.* **23.** *Киселев В. В.* Уран-свинцовая (по цирконам) геохронология магматических проявлений Северного Тянь-Шаня // *Изв. Нац. акад. наук Кирг. Республики. 1999.* **24.** *Киселев В. В., Атаяров Ф. К., Комаревцев В. Т., Цыганок Е. Н.* Новые данные о докембрийской геологии и геохронологии востока Срединного Тянь-Шаня // *Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня / Под ред. А. Б. Бакирова, В. В. Киселева. Фрунзе, 1988.* **25.** *Клишевич В. Л., Семилеткин С. А.* Терригенно-карбонатные комплексы нижнего палеозоя западной части Северного и Среднего Тянь-Шаня // *Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол. 1995. Вып. 2.* **26.** *Мамбетов А. М., Максумова Р. А.* Находки мелкораквинных окаменелостей в нижнем палеозое Таласского Ала-тоо (Северный Тянь-Шань) // *Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 1.* **27.** *Алексеев Д. В.* Тектоника Малого Каратау (Южный Казахстан): Автореф. канд. дис. М., 1992. **28.** *Христов Е. В., Иванов К. С., Миколайчук А. В.* и др. Структурное положение и возраст офиолитов Каратерекского массива // *Изв. АН Республики Кыргызстан. 1999.* **29.** *Шванов В. Н., Медведева Л. К., Клишевич В. Л.* Основные черты геологии каспийского метаморфического комплекса Чаткальского хребта // *Сов. геология. 1988. №4.* **30.** *Gao Jun, Li Maosong, Xiao Xuchang et al.* Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan orogen, Northwestern China // *Tectonophysics*. 1998. N 287. **31.** Стратифицированные и интрузивные образования Узбекистана / *Гл. ред. Н. А. Ахмедов. Ташкент, 2001.* **32.** *Селиверстов К. В., Гесь М. Д.* Петрохимические особенности магматитов и основные кинематические параметры среднекаменноугольной — раннепермской субдукции Туркестанского палеоокеана (Тянь-Шань, Северная Фергана) // *Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 10.* **33.** *Волхов В. Н., Гольцман Ю. В., Аракелянц М. М.* и др. Возраст ультракислого вулканизма в позднеорогенных прогибах Чаткало-Кураминской зоны (Срединный Тянь-Шань) по изотопным данным // *Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 1.* **34.** *Миколайчук А. В., Котов В. В., Кузиков С. И.* Структурное положение метаморфического комплекса Малого Нарына и проблемы границы Северного и Срединного Тянь-Шаня // *Геотектоника. 1995. № 2.* **35.** *Рудные месторождения Узбекистана / Гл. ред. Н. А. Ахмедов. Ташкент, 2002.* **36.** *Abeira A., Ansdell K. M., Heaman L. U—Pb and Nd isotope constraints on the evolution of the Tien Shan, Kumtor region, Kyrgyzstan // Geol. Soc. of America. Abstracts with Programs. 2000. Vol. 32, N 7.* **37.** *Буртман В. С.* Некоторые проблемы палеозойских тектонических реконструкций Центральной Азии // *Геотектоника. 1999. № 3.* **38.** *Баженов М. Л., Буртман В. С., Левашова Н. М.* и др. Положение Казахстано-Киргизского континента в позднем ордовике по палеомагнитным данным // *Докл. РАН. 2001. Т. 380, № 1.*

Статья поступила в редакцию 10 июня 2003 г.