

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/289830504>

Paleogeodynamics of the Turkestan ocean. II. Reconstruction of Late Paleozoic

Article · January 2001

CITATIONS

5

READS

89

1 author:



Yuriy Sergeevich Biske

Saint Petersburg State University

68 PUBLICATIONS 1,231 CITATIONS

SEE PROFILE

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



Южный Тянь-Шань в целом: допалеозойский фундамент, океанские сутуры (или сатура?), ранние островные дуги, динамика общей коллизии [View project](#)



Metallogeny of the Altai [View project](#)

ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.24(235.216)

Ю. С. Бискэ

ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА ОБЛАСТИ ТУРКЕСТАНСКОГО ОКЕАНА.
II. ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Поздний палеозой Средней Азии¹, как и прилегающих районов Центральной Азии и Казахстана, характеризуется конвергентными движениями литосферных плит и переходом к формированию континентальной коры во всем регионе. Туркестанский океан, отделявший до того Палеоказахстан от более южных континентов, Каракумо-Таджикского и Таримского, в конечном итоге оставил после себя офиолитовый шов Букантау — Южной и Восточной Ферганы — Атбашинского хребта — гор Хейиншань в китайском Тянь-Шане. В публикации [1] была представлена реконструкция этого палеоокеана на конец девона, в которой обоснованы допущения: 1) о последующем, до конца палеозоя, повороте всего Таримо-Алайского фрагмента литосферы против часовой стрелки и 2) о существовании в его пределах целого ансамбля малых поднятий-отмелей с корой (суб)континентального типа, испытавших затем в разное время коллизию с Палеоказахстаном.

Рассмотрим теперь сам коллизионный процесс.

Тектонические структуры, образованные к югу от упомянутой шовной линии, т. е. в Кызылкумо-Южнотяньшаньском поясе герцинид, описаны достаточно полно [2–6 и др.]. Для воссоздания хода коллизионного процесса и познания его движущих сил важное значение имеют данные о магматических процессах [7–9], включая особенно пересмотренные датировки. Кроме того, новые палеомагнитные результаты [10–12] позволили подтвердить некоторые структурно-геологические построения и частично придать им количественный характер.

Начало карбона (350–325 млн лет). Это время характеризуется проявлениями субдукционных процессов на границах области современного Тянь-Шаня. На севере, в хребтах Кендыктас — Заилийский Алатау — Кетмень и вдоль юго-западной окраины Джунгарской впадины с визейского века начинается развитие весьма широкого и протяженного Балхаш-Илийского вулcano-плутонического пояса. По-видимому, он наследовал систему девонских островных дуг на окраине Палеоказахстана, обращенной к Иртыш-Зайсанскому океанскому бассейну, и развивался над сейсмофокальной зоной, погружавшейся, в современных координатах, к юго-западу (рис. 1, I).

¹ Традиционно в русской геолого-географической литературе Средней Азией называют область между Каспийским морем и Памиро-Тяньшаньскими горами, а Центральной Азией — более восточный регион. Включение в «Центральную Азию» всех внутренних частей Азиатского континента, заимствованное из англо-американских источников, для нас нецелесообразно.

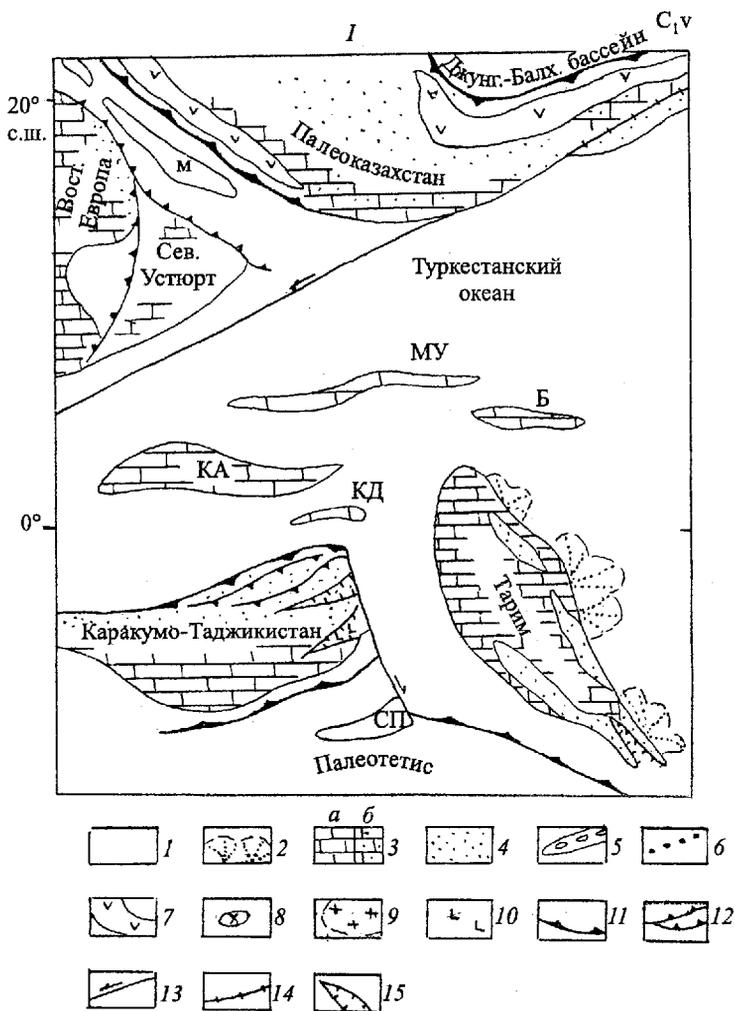
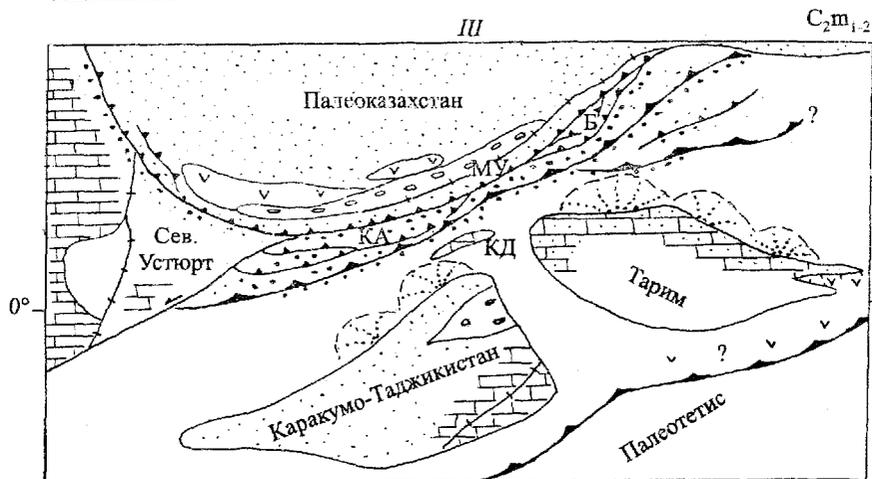
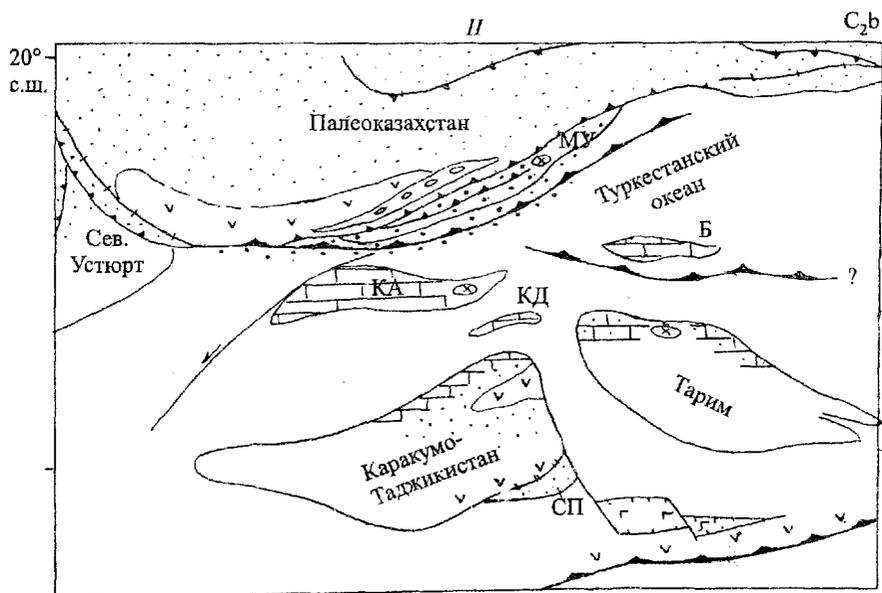
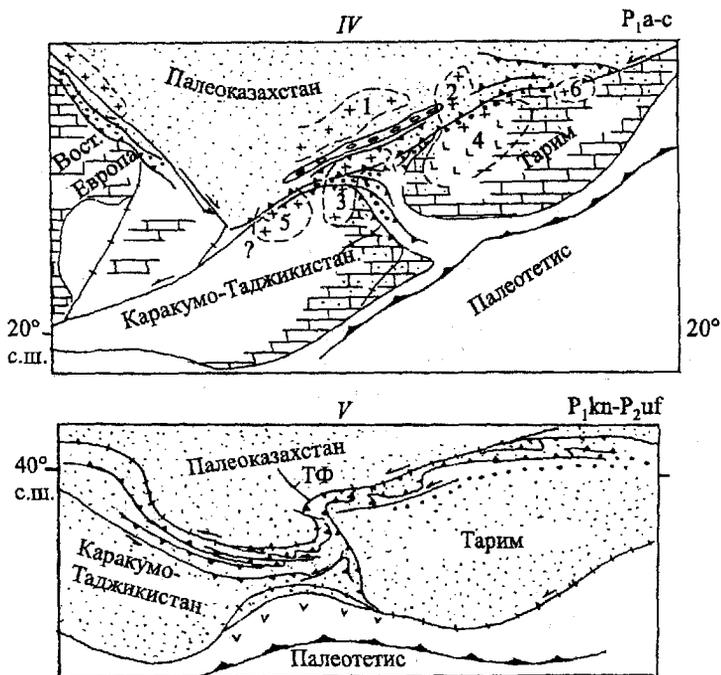


Рис. 1. Геодинамические и палеогеографические реконструкции Тяньшаньского региона.

I — ранний карбон, визейский век; *II* — начало среднего карбона; *III* — середина московского века; *IV* — начало перми; *V* — начало поздней перми. 1 — область, поглощенная в ходе субдукции и коллизий, частично с корой океанского типа; 2 — подводные конусы на пассивных окраинах континентов; 3 — шельфы с: а — карбонатными, б — карбонатно-терригенными осадками; 4 — области размыва или континентальных отложений; 5 — молассы в тыловых прогибах; 6 — турбидиты, олистостромы в передовых прогибах или глубоководных желобах; 7 — магматизм надсейсмофокального типа в активно-окраинных обстановках; 8 — щелочные интрузии вне активных окраин; 9 — гранитоидный и щелочной магматизм коллизионной стадии; 10 — базальтовые излияния; 11 — фронтальные надвиговые зоны в глубоководных желобах; 12 — надвиги в аккреционных и коллизионных комплексах; 13 — сдвиги, трансформные разломы; 14 — шовные зоны; 15 — рифты. Буквами на рисунках обозначены континентальные блоки или карбонатные платформы с фундаментом неизвестного типа: М — Восточные Мугоджары, МУ — Мершкор-Улан, КД — Кульгеджиле, КА — Кузылкум-Алай, ЭК — Эрбен-Кумыштала, КТ — Каракум-Таджикистан, СП — северо-памирские блоки; ТФ — позиция будущего Таласо-Ферганского сдвига.



Синхронный магматизм отмечен и в Южном Гиссаре — Северном Памире. Его характеристика в ряде работ [13–15 и др.] содержит указания на присутствие в данной вулканической области как непрерывно-дифференцированных, так и контрастных базальт-риолитовых серий, залегающих поверх шельфовых осадков и сопровождавшихся внедрением гранитоидов I-типа, которые датируются концом раннего карбона. Формирование вулкаников связывается с окраинно-континентальной, надсейсмофокальной обстановкой. Мощные базальтовые и риолит-дацитовые толщи визе-серпухова (вахпшварская, калаихумбская), залегающие в основании некоторых разрезов, проявления гипербазитов этого времени могут указывать на раскол континентальной коры с образо-



Продолжение рис. 1.

ванием рифтов, вплоть до появления в них коры океанического типа — однако лишь на короткое время, так как вулканы среднего карбона здесь исключительно островодужные и вскоре запечатываются угловыми несогласиями, перекрываясь флишем и молассаи. Все эти явления, а также признаки существования активной окраины и задугового бассейна на юге Тарима в современном Куньлуне [16] чаще связывают с субдукцией в северном направлении литосферы более южного, Палеотетического океана. Осложнение вносят деформации и появление флиша (маргузорского) в Зеравшано-Гиссарском районе у северо-западной окраины Каракумо-Таджикистана, где эти явления носят аккреционный характер и, по данным таджикских геологов, зафиксированы предверхневизейским несогласием [4, 13]. По-видимому, обе окраины Каракумо-Таджикской континентальной массы были в то время активными.

Что касается Кызылкумо-Алайского континентального массива, а также южной (киргизской) части Палеоказахстана, то здесь каких-либо складчатых проявлений начала карбона не отмечено. Предвизейские несогласия, местами фиксируемые на этих шельфах, отражают в основном эвстатические события или, возможно, локальные эффекты в связи с базальтовым магматизмом конца девона [1], угловое выражение которых очень невелико. Вероятно, не является в этом смысле исключением и северная окраина Таримского континента, хотя глубокий размыв перед нижним карбоном в этой области позволяет некоторым авторам [18–20] предполагать начало Таримо-Казахстанской коллизии в китайском секторе Тянь-Шаня уже в это время. Вряд ли это так. В течение всего раннего карбона седиментация на таримском северном шельфе происходила еще в режиме пассивной окраины, а в восточной части древнего Таримского континента, в нынешнем Бэйшане, к началу карбона относятся рифтовые явления [20], которые китайские авторы связывают, возможно справедливо, с развитием здесь ак-

тивной континентальной окраины. Коллизионные события происходили, по-видимому, лишь севернее, между блоком Эрбен — Кумыштала и Илийской частью Палеоказахстана [21]. Характерно, что и шельфовая фауна раннего карбона в этих единицах резко отличается от «тетического» комплекса Тарима и имеет джунгарский тип [22], что косвенно подтверждает значительную ширину Туркестанского океана в восточной его части.

Палеомагнитные данные для начала карбона в нашем регионе совершенно недостаточны. Единичные определения, сделанные по материалу из слоев турне и пограничных с девоном [1, 5], скорее указывают на отсутствие широтного дрейфа Кызылкумо-Алая и начало движения Таримского континента к северу. Для Палеоказахстана, а также других малых континентов, склонения этого возраста разнообразны, явно переориентированы поздними, в том числе локальными, поворотами (например, [11, 12]) и не позволяют определить ориентировку их границ, которая поэтому на рис. 1, I показана в общем произвольно. Вместе с тем данные о перемещении к югу континентов восточной Гондваны (Индостана и особенно Австралии [23]) характеризуют конец раннего карбона как этап быстрого раскрытия Палеотетиса. Конвергентные события на границах Палеоказахстана и Каракумо-Таджикистана, образование системы окраинного моря в связи, очевидно, с субдукцией к югу от Тарима [24] являются, в таком случае, частичной компенсацией раскрытия Палеотетиса на его северной окраине.

Граница раннего и среднего карбона (320 млн лет). Этот рубеж настолько отчетлив в истории Тяньшаньских герцинид, что именно с него удобно исчислять региональный поздний палеозой, как существенно коллизионную, орогенетическую эпоху.

Во-первых, в начале среднего карбона или несколько раньше отмечаются первые явно коллизионные явления вдоль южной окраины Палеоказахского континента, по крайней мере в пределах среднеазиатских республик. Предвестником их являются эксгумация и местами быстрое эрозионное разрушение кан-майлиуских эпидот-хлоритовых сланцев Ферганы, включающих реликты фаций высоких давлений [25] и составлявших ранее глубинную часть аккреционного комплекса этой активной окраины, частично еще девонской. Поднятия фиксируются уже в серпухове (зона *bollandensis* [26]). В начале башкирского века зеленосланцевые толщи, вместе с подстилающими их офиолитовыми пластинами, уже шарьированы к югу на протяженную карбонатную грядку-отмель (или ряд таких карбонатных платформ [1]) района Ура-тюбе — Исфары — Оша — Баубашаты и далее Уланского хребта на востоке Южного Тянь-Шаня. Вновь возникшая покровная структура морфологически являлась, очевидно, островной дугой внешнего, амагматического типа. В ее тылу, т. е. севернее, поверх зеленосланцевого аллохтона был заложен тыловой (междуговой) прогиб Карачатыра — Келематау — Джаман-Давана.

Этот начальный этап коллизии не привел еще к заметным перестройкам седиментации в открытом Туркестанском океане, так что Таримская или Кызылкумо-Таримская литосферная плита оставалась областью накопления тех же, что и в начале карбона, осадков — карбонатных на мелководьях и кремнисто-известково-глинистых на пелагиали. Последняя на севере отделялась от островодужной системы глубоководным желобом (место формирования нижнебашкирского флиша с олистолитами) и не испытала влияния начавшейся коллизии.

Во-вторых, синхронно с этим первым коллизионным эпизодом в тылу субдукционной зоны начинается интенсивный известково-щелочной магматизм, в дальнейшем формирующий Бельтау-Кураминский вулcano-плутонический пояс. Ему предшествуют поднятия и незначительные деформации южной окраины Палеоказахстана. Андезиты, базальты, дациты и риолиты (минбулакская свита) образуют вполне типичную ассоци-

ацию энсиалической островной дуги или активной окраины континента. Местами они замещаются морскими отложениями башкирского яруса, обычно нижней его части, или зоны *Номосега* [27]. Многочисленные К–Аг-датировки вулканитов, а также связанных с ними сандалап-чаткальских диорит-гранодиоритовых интрузий образуют максимум около 310–320 млн лет, что вполне согласуется с палеонтологическими данными. Восточнее, в центральном секторе Тянь-Шаня аналоги этих образований представлены гораздо слабее и главным образом в интрузивной фации (сопкульский комплекс), состав которой несколько отличается от известково-щелочных серий в сторону повышенной щелочности, особенно для ранней, более основной фазы внедрения [9, 28]. Возраст комплекса (Уланские массивы) 321 ± 16 млн лет.

В начале среднего карбона, судя по замедлению или прекращению вулканизма в Валерьяновском и Джунгарском (Северо-Тяньшаньском) краевых поясах, завершилось в основном закрытие океанов к западу и северо-востоку от Палеоказахстана. Известково-щелочной вулканизм на окраинах Каракум-Таджикистана представляет каратагская андезит-базальтовая серия Гиссарского хребта [13], которая формировалась с серпухова вплоть до начала московского века и включает органогенные известняки рифовых построек на вулканических конусах островной дуги или задугового бассейна. В реконструкции на рис. 1, II эта обстановка увязывается с продолжением субдукции коры Палеотетиса и возможными явлениями растяжения и сжатия (сокращения) коры его северной окраины. Соединение с Каракум-Таджикистаном небольших континентальных глыб Северного Памира, по крайней мере Курговатской, судя по изображению на карте [14], произошло в это же время.

Гранитоиды, датированные началом среднего карбона (310–315 млн лет), известны главным образом в пределах названных магматических поясов. Однако встречаются и некоторые исключения. К ним относятся габбро Атбашинского хребта (Башкельтубекский и другие малые массивы), а также щелочные гранитоиды Кокшаальского хребта. Некоторые из последних, как, например, Джангартский массив, внедрены уже в чехол окраины Таримского массива. Рапакиви-подобные граниты и граносиениты составляют в кокшаальском комплексе раннюю фазу, для которой нет геологического подтверждения среднекаменноугольного возраста, но тем не менее получены надежные Rb–Sr-изохроны в 314 ± 7 , 313 ± 13 млн лет [9], подтвердившие более ранние К–Аг-определения. Близкие или несколько более молодые датировки имеются и для некоторых щелочных интрузий Туркестано-Алая (амфибол, К–Аг-метод) [7], также внедренных значительно южнее офиолитового шва в чехол Кызылкум-Алайского микроконтинента.

Палеомагнитные подтверждения реконструкции на рис. 1, II также пока что скудны. По нашим данным, обработанным В. В. Поповым, башкирский флиш гор Сангрунтау (Кызылкумы) образован на широте $12 \pm 5^\circ$, что вероятно подтверждает начавшееся сужение Туркестанского океана или во всяком случае перемещение к северу континентальных блоков его южных окраин. Здесь допущено вращение Кызылкум-Таримской литосферной плиты вокруг полюса, находящегося много западнее, с одновременным левым сдвигом.

Середина московского века (305–300 млн лет). Быстрое накопление нижнемосковского флиша с олистостромами поверх субдуцирующих к северу карбонатных платформ Кызылкум-Алая и Борколдой и последующее крупноамплитудное тектоническое перекрытие этого флиша сорванными покровами, состоящими из осадков как пелагического, так и шельфового происхождения (упомянутые выше Меришкор-Уланские известняки), реконструируется по всей более чем тысячекилометровой длине Южнотяньшаньского складчатого пояса, от Кызылкумов (горы Мурунтау) через Туркестано-Алай (Тегермачский надвиг) и по крайней мере до хребта Борколдой на востоке (сводка материалов приведена в [4]). Эти события свидетельствуют о расширении аккреционно-коллизивной постройки на южной окраине Палеоказахстана за счет присоединения к ней с юга Кызылкум-Алайского микроконтинента и Борколдойской от-

мели, что означало дальнейшее сближение окраин Туркестанского океана. Примерная оценка амплитуды поперечного сокращения только площади, занятой внутриплитными поднятиями, с учетом суммирования амплитуд многочисленных надвигов и 2-3-кратного сжатия, телескопирования осадочного чехла самих микроконтинентов, дает цифры не менее 100–200 км. Площадь, занятая тыловым прогибом, также расширилась к югу — в Алайском хребте до нынешнего Охна-Талдыкского синклиниория, где толщи московских моласс содержат обильные продукты размыва офиолитов и других пород покровного сооружения.

Севернее, на Казахском палеоконтиненте, магматическая активность продолжалась после перерыва и поднятий, очевидно связанных с упомянутыми «микроколлизиями»; однако ввиду недостаточной точности датировок характер этой связи трудно обсуждать. Тем не менее участие в процессах магнеобразования над сейсмофокальной зоной утолщенной, даже субконтинентальной, коры субдущих массивов является вероятной причиной преобладания более кислых магм в образованиях московского возраста (акчинские, затем надакские риолиты и андезиты); тот же состав имеют связанные с ними интрузии гранодиоритов, гранитов и монзонитов с К-Аг-возрастами уже менее 296 млн лет (омоложенными?). Нет явных признаков перемещения («перескока») к югу области магматизма²: положение сейсмофокальной зоны оставалось, скорее всего, прежним, а наклон довольно пологим. Общая картина событий, таким образом, отвечает сценарию развития островодужной или активной континентальной окраины с магматическим фронтом, междуговым прогибом и внешней, амагматической, дугой, имеющей покровно-аккреционное строение [5].

Более молодые, верхнемосковские, флишевые толщи гор Мальгузар в Туркестанском хребте, в осевой части Туркестано-Алая, в хр. Майдантаг документируют дальнейшее приближение к Тариму и Таджикистану системы желоб — внешняя дуга, но еще при сохранении перед ее фронтом пелагического пространства, что подтверждено палеонтологическими датировками вплоть до конца карбона кремнистых и карбонатных (микритовых) осадков. Они обнаружены на бывшей подводной окраине Тарима в южной части Ферганского хребта и в хр. Майдантаг. Мелководные известняки изолированного поднятия гор Кульгеджиле — Чаканташ в Восточном Алае также отлагались до касимовского времени, а последующее перекрытие их турбидитами (флиш верхнего карбона и начала перми) предшествовало присоединению Кульгеджилинской карбонатной платформы к аккреционной надвиговой структуре.

На северной окраине Тарима в пределах китайской территории терригенные осадки, включая турбидиты, образуются, начиная с конца визе, однако вплоть до начала перми (формация Канкелин) они сочетаются с известняками, причем снос происходил с самого Таримского континента [31]. Поднятие Таримского континента и снос с него во второй половине карбона можно связывать с активным в то время развитием южной, палеотетической, его окраины, что отчасти подкрепляется развитием соответствующего по типу вулканизма в восточном Кунь-Луне и Бэйшане [20].

Нижняя, по крайней мере нижнемосковская, часть кипчакского флиша в хр. Кокшаал имеет сравнительно зрелый состав песчаного материала, указывающий, скорее, на продолжение сноса с континента, и лишь в верхнем карбоне здесь появляются обломки вулканитов и гранитоидов. Заметим, что это плохо согласуется с моделями, предполагающими раннюю, в начале карбона или даже в девоне, коллизию Тарима с Палеоказахстаном (континентом Или) в восточном секторе региона (кроме [31], также [19, 20] и др.). Северным источником сноса на Таримское подножие во второй половине карбона

² Таковыми могли бы считаться проявления известково-щелочного вулканизма среднего карбона в кызылкумских горах Тамдытау [29] и в Южной Фергане [30], однако их датировка нуждается в проверке.

могут быть структуры сжатия в осадочном чехле океанской области, гипотетически показанные на рис. 1, II, III. Ширина Туркестанского океана на востоке кажется избыточной, а признаки субдукции к северу или аккреционных процессов в этом секторе все же недостаточны. Может быть, эта трудность исчезнет, если новые результаты покажут необходимость допускать для Илийского сектора Палеоказахстана такой же поворот против часовой стрелки, как и для Тарима, т. е. более близкое расположение обоих континентов и последующий изгиб южной казахстанской окраины.

Аналогичным образом, в пределах вскрытой части Каракумо-Гиссара окраинно-континентальный магматизм, по крайней мере в эффузивной форме, проявлен до конца московского века. Образованные здесь надсейсмофокальные впадины были заполнены морской молассой (муборакская свита) с галькой диоритов и гранодиоритов, очевидно, островодужного комплекса.

Палеомагнитные определения указывают на быстрое увеличение широт южной окраины Туркестанского океана, по крайней мере для западной части Тянь-Шаня, в течение московского века и позднего карбона. Нижнемосковский флиш в кровле разреза хр. Северный Нуратау, по нашим данным, фиксирует положение глубоководного желоба еще в приэкваториальной области, тогда как верхнемосковские — верхнекарбонные осадки задугового прогиба в Туркестано-Алае отложены уже на широтах 25–30° [32] или несколько южнее [10]. Близкие палеошироты указывались и для московских эффузивов Кураминского хребта [32]. Вместе с тем надежных данных о последовательности изменения палеоширот в этом интервале времени пока не получено, очевидно, из-за трудностей, связанных с вычленением первичной остаточной намагниченности в сильно дислоцированных и перемагниченных толщах. Начало поворота Тарима против часовой стрелки, показанное на рис. 1, III, также не имеет надежной датировки.

Начало перми (290–270 млн лет). Основные региональные события этого времени — закрытие морских бассейнов на фоне коллизионного поднятия и максимум магматизма. Рассмотрим их пространственную и временную связь.

Ликвидация остатков Туркестанского океана завершилась в узкой зоне, вытянутой вдоль осевой части Туркестано-Алайского хребта, р. Яссы в Ферганском хребте и далее к востоку в хребтах Майдантаг и восточном Кокшаале. Повсеместно в этой шовной зоне наиболее молодые «поднадвиговые», т. е. доколлизионные, морские осадки, еще согласно залегающие над пелагическими толщами, представляют собой флиш гжельского — ассельского, иногда до основания сакмарского яруса перми (зоны *Robustoschwagerina schellwieni*, по Ф. Р. Бенш [34]). Неоавтохтонные мелководные, но также еще морские толщи отлагались до конца сакмарского века в тыловом прогибе на краю Палеоказахстана (Чаткальский хребет, горы Бозбутау) и до артинского (?) века (слои с *Nankinella*) [16, 35] в Предкокшаальском прогибе и других районах Тарима, после чего повсеместно в регионе установились континентальные условия. Рифовая окраина Палеотетиса заново сформировалась в пределах нынешнего Северного Памира, где в начале перми нет признаков активного развития. Общее поднятие рельефа сопровождалось вторым по порядку событием коллизионной тектоники — начавшимся образованием складок (син-антиформ), наложенных на ранние тектонические покровы.

К началу перми относится главная фаза коллизионного магматизма, который проявился, однако, весьма неравномерно (рис. 1, IV и 2).

Наибольший размах имели магматические события, наложившиеся в Чаткало-Кураминском секторе (ареал 1 на рис. 2) на сформированный уже вулканоплутонический пояс бывшей активной окраины. Этому региону посвящена обширная литература, включая сводные работы [36, 37]. Позже сделан был пересмотр изотопных датировок по пермским кислым эффузивным и субвулканическим образованиям [8], показавший, что максимум извержений приходится на интервал 297–288 млн лет, что соответствует гра-

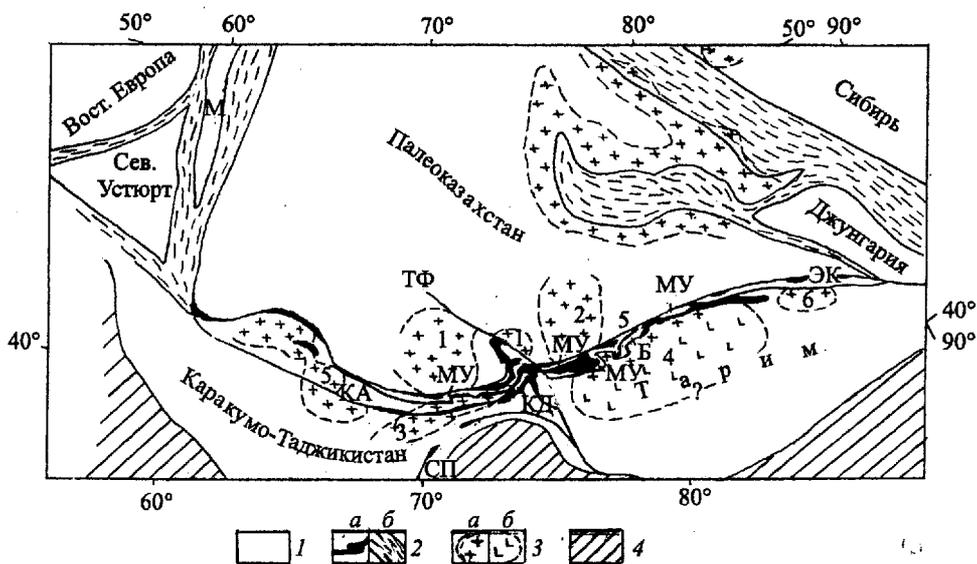


Рис. 2. Современное расположение додевонских континентальных масс в среднеазиатском регионе и некоторые ареалы коллизионного раннепермского магматизма.

1 — додевонские континенты и их склоны (буквенные обозначения микроконтинентов — на рис. 1; ТФ — Таласо-Ферганский сдвиг); 2 — офиолиты, пелагические осадки и островодужные образования в складчато-покровных комплексах позднего палеозоя: а — в области Туркестанского палеоокеана, б — в других поясах (без выделения возможных микроконтинентов); 3 — ареалы раннепермского магматизма в Тянь-Шане и Кызылкумах: а — преимущественно кислого, б — базальтового; 4 — постпалеозойская часть Евразии.

нице карбона — перми или ассельскому веку. То же относится к вулканитам равашкой и кызылнуриной свит, считавшимся ранее значительно более молодыми, вплоть до начала триаса. Палеонтологические данные, а это главным образом определения растительных остатков, фрагментарны и имеют невысокую хронологическую точность, так что противоречия между ними и изотопными датировками в ряде случаев вполне могут решаться в пользу последних. Частично палеофлористические данные уже пересмотрены, независимо от радиоизотопных, в сторону более древних возрастов [27].

С кислыми породами ассоциируют трахибазальты, преимущественно натровые (в составе шурабсайской свиты), а также габбро-монцититы и многочисленные дайки основных пород, не имеющие достаточно точных датировок. Контрастный тип магматизма начала перми позволяет некоторым авторам настаивать на рифтовом его происхождении. В Алмалык-Ангренском районе Кураминского хребта существует [38] обширное поднятие глубинных масс со скоростями продольных волн 6,6–6,8 км/с, которое принимается в качестве реликта ветви срединно-океанического хребта Палеотетиса. По-видимому, следует скорее вести речь о мантийном плюме, продвижение которого к поверхности не могло завершиться более значительными базальтовыми излияниями в обстановке коллизионного сжатия. Чаткало-Кураминская область раннепермского магматизма частично захватывает также тыловой прогиб юго-запада Ферганы (горы Гузан: палеонтологическая датировка кислых вулканитов здесь около карбонovo-пермской границы) и в целом выглядит, скорее, изометричной, хотя оговоримся, что она может простираться к западу под чехлом Кызылкумов, а ее первоначальные очертания с учетом последовавших горизонтальных перемещений могли быть иными (см. рис. 1, IV).

Восточнее, в центральной части Тянь-Шаня пермский магматизм проявлен значи-

тельно слабее, в виде ареала (2, см. рис. 2) рассеянных по площади гранитоидных и щелочных интрузий, а также фрагментов вулканических полей. Данные об их возрасте оставляют желать лучшего. Можно лишь заметить, что нижний предел К-Аг-возрастов обычно составляет 290–280 млн лет, а более молодые датировки, как и в западных районах, скорее всего, связаны с потерями аргона. Палеонтологические определения можно считать надежными лишь для кислых вулканитов хребта Джаман-Даван (арпинских, учарчинских), которые находятся еще в морской части разреза, охарактеризованной ассельскими фораминиферами. Среди вулканитов более северных районов, относимых к ашукольторской свите, не исключено присутствие более древних (средний — верхний карбон), менее вероятны верхнепермские.

Еще один ареал (3, см. рис. 2) пермского кислого, в основном интрузивного магматизма занимает осевую часть центрального Туркестано-Алая и Каратегин, т. е. находится южнее главного (Южноферганского) офиолитового шва в пределах покровно-коллизийного комплекса Южного Тянь-Шаня. Недавнее переизучение [7, 39] показало, что разнообразные гранитоиды, которые представлены здесь как нормальными, так и щелочными сериями, вплоть до нефелиновых сиенитов, и имеют характеристики всех геодинамических типов (I-, S-, A-гранитоиды), внедрены, вопреки прежним представлениям, почти синхронно. На это указывают как максимум наиболее надежных датировок (около 270 млн лет: К-Аг по амфиболу, Rb-Sr), так и признаки смешения в некоторых массивах щелочных и нормальных магм. В. М. Ненахов [7] увязывает происхождение гранитоидов Туркестано-Алая с наклонной к югу, со стороны Ферганы, сейсмофокальной зоной — очевидно, в дополнение к такой же зоне, наклоненной к северу под древний Казахстан. Однако геологические структуры коллизийного этапа по обе стороны современной Ферганской депрессии очень далеки от симметрии. И что еще важнее в контексте данного рассмотрения, ареал гранитоидного магматизма позднего палеозоя в пределах Южного Тянь-Шаня вообще плохо подчиняется каким-либо коллизийным швам или другим явно выраженным тектоническим линиям. На это уже давно [2] обращал внимание Г. С. Поршняков, предпочитавший говорить о диагональной к простираниям Каратегинско-Кичикалайской зоне магматизма, имеющей неопределенные, скорее в форме «облака», очертания и наложенной, добавим, на коллидировавшие перед этим Каракумо-Таджикский и Кызылкумо-Алайские массивы.

Особый характер имеет восточный, Таримо-Кокшаальский ареал магматизма (рис. 2, 4), даложенный как на южнотяньшаньский коллизийный пояс, так и на прилегающие районы Тарима и киргизской окраины Палеоказахстана. Хотя строение и предшествующее развитие этого пояса в Атбаши-Кокшаальском регионе имеет те же основные черты, что и западнее [4, 21], основную массу внедренных затем гранитоидов (кокшаальский комплекс) составляют субщелочные разновидности, от монцититов до высококальциевых рапакиви-подобных гранитов и лейкогранитов. Они размещены в геологической структуре без каких-либо явных пространственных закономерностей. Время становления интрузий по Rb-Sr, уточненным К-Аг- [9] и U-Pb-датировкам составляет 285–270 млн лет, а для литий-фтористых гранитов левобережья р. Сарыджаз, относящихся к завершающей стадии, — 274–266 млн лет. Внедрение сиенитов и габбро-сиенитов в чехол Тарима на поднятии Бачу происходило в интервале 280–273 млн лет (Аг-Аг-метод [31, 40]). Что существеннее всего, тот же возраст имеет выявленная в самое последнее время обширная (до 150 000 км²) провинция пермских базальтов, которые давно известны по обнажениям в Кельпинтаге, но распространены, как выясняется, и на значительной части Таримской платформы. Согласно [35, 41] базальты изливались в два цикла, первый из которых относится к ассельскому веку, второй

же проявился несколько позже в пределах ранней перми. Весь период излияний датирован радиометрически в интервале 282–264 млн лет, причем наиболее точная цифра ($277,53 \pm 0,46$ млн лет) хорошо согласуется как с сакмарским возрастом подстилающих морских отложений серии Канкелин, так и с датировками основных интрузий. Кроме базальтов, в осевой части восточного Кокшаала известны лавы и туфы трахириодацитов, залегающие среди морских отложений: их возраст определен палеонтологически (фораминиферы) около рубежа карбона и перми, что подтверждено недавно работами Е. В. Христова и др. [42]. Восточнее, на южном склоне Тянь-Шаня (Халыктау) к северу от городов Кучар и Байчен, обнаружен центр излияний, в пределах которого кислые вулканиты достигают мощности в первые тысячи метров и датированы (Ar-Ar-метод) в пределах 289–267 млн лет [31]. Тектоническая позиция всех этих вулканитов весьма необычна: они изливались в пределах передового прогиба Кокшаальского покровного сооружения и дислоцированы в заключительный период коллизии.

Таким образом, пермский магматизм Таримо-Кокшаальского арсала происходил в интервале 290–270 млн лет, а возможно, и в более короткий отрезок времени. Он имел отчетливо бимодальный характер и был связан с внедрением в кору и излиянием большого объема основных магм, что, в свою очередь, привело к мобилизации, плавлению континентальной коры коллизионной области, к смешению основной и кислой магмы в некоторых интрузивных массивах [9] и к извержениям кремнекислых лав в аномальных для этого явления условиях передового прогиба. Данный магматический цикл не является, таким образом, чисто коллизионным по своей природе, т. е. не мог быть вызван исключительно орогенным утолщением коры данного региона и ее разогревом в связи с происходившими деформациями. Вероятнее, что неизбежное в условиях коллизии погружение континентальной верхней мантии (в данном случае главным образом Тарима), ее «деламинация», отщепление от коры было облегчено присутствием здесь аномально разогретого материала мантийного плюма, который занял место холодной мантии и вызвал вспышку бимодального магматизма.

Подобный механизм не исключает, конечно, субсинхронного появления в тех же магматических ареалах гранитоидов других (I, S) типов, связанных с продолжением коровой субдукции. В Кокшаальском секторе Тянь-Шаня к ним относится, вероятно, лишь Теректинский массив на р. Сарыджаз, однако в Каратегин-Кичикалайском ареале (см. выше) их гораздо больше. Известково-щелочные раннепермские гранитоиды (Rb-Sr изохронный возраст 285 ± 17 млн лет; I-тип?) преобладают еще в одном (см. рис. 2, 6), наиболее восточном, южнотяньшаньском ареале. Их происхождение увязывают с субдукцией Тарима на север, под Илийский блок [18], но это плохо согласуется с тем фактом, что граниты, как и в Таримо-Кокшаальском ареале, внедрены южнее палеосубдукционной зоны в пределах самого Таримского древнего континента. Еще восточнее, в Бэйшане, с конца карбона, а главным образом в ранней перми также происходит рифтинг и образуются бимодальные вулканиты [20].

На западе Средней Азии близкий возраст и, вероятно, происхождение имеют гранитоиды Кызылкумо-Нуратинской области, также образующие один или два отдельных ареала (5 на рис. 2). Среди них встречаются щелочные массивы (Кошрабатский в Северном Нурагау). Граниты интродуцируют покровную коллизионную структуру, образованную к концу карбона. В Центральных Кызылкумах интрузивные массивы образуют пятно, вытянутое почти меридионально, а на западе Нуратинских гор — примерно в северо-восточном направлении [6]. Обе эти зоны в общем наложены на Кызылкумо-Алайский древний массив, хотя не согласуются с его очертаниями и не могут иметь отношения к его поддвиганию (A-субдукции) на север под Палеоказахстан.

Что касается коллизионных деформаций в пределах Кызылкум-Южнотяньшаньского пояса, то они весьма отчетливо проявились в том же раннепермском интервале времени и происходили в две стадии. К первой относятся продольные линейные син- и антиформные складки, наложенные на ранние тектонические покровы и захватившие также неаавтохтонные отложения вплоть до ассельских (например, в Охна-Талдыкском синклинии Алая), а также связанные с ними поздние надвиги, нередко обратного направления. Антиформы могут приобретать облик метаморфических куполов (Гарм — Каратегин) или антивергентных, запрокинутых на флангах, поднятий с метаморфическим ядром (Туркестанский «антиклинорий»). Легко предположить, что их образование было облегчено поднятием геоизотерм в связи с мантийным плюмом. В последующую стадию [2, 3, 5] син- и антиформы оказались смятыми в горизонтальные флексуры (S-образные складки), наиболее эффективной из которых является Ферганская сигмоида, и смещены левосторонними сдвигами. На рис. 1, IV реконструирована ситуация, предшествующая образованию этих сдвигов и флексур, в которой Палеоказахстан и Северный Устюрт должны были занимать более восточное положение относительно южных континентов (не менее чем на 200 км, считая длину смыкающего крыла Восточноферганской флексуры).

Палеомагнитные данные подтверждают завершение континентальной коллизии в начале пермского периода, так как палеошироты соответствующих образований на окраинах древних континентов и в складчатом поясе между ними не проявляют систематических отличий, составляя обычно 28–32° [11]. По тем же данным, Ферганская горизонтальная флексура, наложенная на образования вплоть до ассельских, должна была сформироваться до келематинского (аргинского) времени. Палеомагнитные склонения, измеренные в келематинских красноцветах как внутри данной флексуры, так и в близких по возрасту отложениях за ее пределами, уже не проявляют заметных различий.

Конец ранней — начало поздней перми (260–255 млн лет). Хронологическую основу для анализа событий этого времени образуют лишь палеонтологические датировки красноцветных моласс (тулейканская, келематинская свиты ферганских предгорий и их аналоги), которые содержат гальку с фораминиферами до сакмарских включительно и изредка согласно перекрываются осадками озерного типа (карасуйская свита Ферганского хребта) с флорой кунгурского или уфимского возраста [27, 34]. Изотопные определения магматических пород в позднепермском интервале (моложе 260 млн лет), в свете упомянутых выше ревизий, оказываются сомнительными, хотя по крайней мере процессы гидротермального минерало- и рудообразования вполне могли продолжаться. Присутствие пермских отложений моложе уфимских внутри Тянь-Шаня не доказано, они известны лишь в Предкокшаальском прогибе близ гор. Кучар, где в магнитографике показана граница зон Киама и Иллаварра (середина татарского яруса) в разрезе красноцветной предгорной серии [43].

Коллизионная динамика данной эпохи (рис. 1, V) характеризуется завершением левосдвиговых смещений, которые лишь намечены на рис. 1, IV а в дальнейшем сопровождалась поворотом палеосклонений. Систематическое их отклонение влево (против часовой стрелки) от пермского магнитного меридиана по Европейскому полюсу, а также от склонений, измеренных на Таримском континенте, было истолковано как результат поворота против часовой стрелки широкой полосы внутри коллизионного пояса Тянь-Шаня в соответствии с указанными сдвигами и пластическими изгибами [11].

В северной Фергане угол поворота в аргинское — кунгурское время (между склонениями, измеренными в келематинских и карасуйских отложениях) составил 45–65°. Казалось бы, повороты скло-

ний связаны с горизонтальными флексурами Южнотяньшаньского складчатого пояса, показанными на рис. 1, V и 2. Однако выясняется, что повороты либо наложены на ранее образованные горизонтальные флексуры, либо вообще не проявляют с ними видимой связи, например, в случае пермских образований района Душанбе. Напомним, что очень значительные, до 180° , суммарные повороты доскладчатых склонений в девонских отложениях западной части региона [1] также не удается обосновать прямыми наблюдениями над структурами, в которых эти отложения участвуют. Остается принять, вслед за [11], возможность левосдвигового пластического течения, которое, начавшись образованием горизонтальных флексур в постассельское время, продолжалось затем на завершающей стадии пермских деформаций. Такое развитие событий указывает на сохранение высокого геотермического градиента и возможность завершения магматических процессов по крайней мере до середины перми. В этом смысле становится приемлемым представление о пермском рифтинге, развиваемое многими ташкентскими геологами [37].

Связь между левосдвиговыми пластическими или хрупкими деформациями, с одной стороны, и пермским магматизмом — с другой, проявлена лишь в общей форме и не распространяется на конкретные горизонтальные флексуры. На рис. 2 видно, что флексуры, связанные динамически с левыми сдвигами (Каравашинским, Кипчакским; см. [4, 42]), развиваются независимо от магматических ареалов и зон интенсивного термального метаморфизма. Область Ферганской флексуры вообще лишена магматических проявлений. Поднятие магматического фронта является лишь фоновым обстоятельством, в котором проявились сдвиговые деформации. Очевидно, левые сдвиги отражают более длительное и широкомасштабное взаимодействие между литосферными плитами в области южной окраины новообразованной Евразии.

Отметим, что возникновение Ферганской флексуры-сигмоиды, связанной с ней структурной петли в Восточном Алае, а также хорошая выраженность и ширина тылового прогиба (отложения S_2-P_1 , см. рис. 1, II—IV) в Южной и Восточной Фергане могут считаться косвенными признаками существования океанического промежутка, разделявшего Каракумо-Таджикский и Таримский континенты, и поглощения его в связи с пермской коллизией.

Дальнейшие тектонические движения отразились уже главным образом в хрупких деформациях: речь идет о правом смещении по Таласо-Ферганскому сдвигу, теперь уже общепризнанном, оперяющих его послекелематинских сдвиго-надвиговых дислокациях и пологих складках в этих наиболее поздних пермских отложениях. Тот же стиль характерен для мезозойских и кайнозойских дислокаций внутриплитного типа. Сдвиг в мезозое и в позднем кайнозое сопровождался некоторым дополнительным поворотом против часовой стрелки, по крайней мере в области Ферганской депрессии [11].

Здесь и ранее [1] мы рассмотрели вариант реконструкции динамики континентальных масс среднеазиатского региона, основанный на предположении о первоначальной близости Каракумо-Таримской группы малых континентов к Восточной Европе и об относительном удалении ее от девонского Казахстана. В дальнейшем Каракумо-Таримские континенты (единая литосферная плита?) переместились к северу и повернулись против часовой стрелки относительно как Европы, так и земного меридиана, что привело к коллизии их с Палеоказахстаном. Как на западной, так и на южной границах Палеоказахстана коллизия развивалась длительно, «мягко», с последовательным причленением к большим континентам малых фрагментов, включая отмершие островные дуги и возникшие на них карбонатные платформы. В ходе коллизии, как это следует из сравнения сильно варьирующих девонских палеомагнитных склонений, возник не только общий ороклинный изгиб казахстанского континента и его окраин, но также значительные по величине локальные горизонтальные (сдвиговые, вращательные) деформации. То же самое наблюдается внутри коллизионных складчато-надвиговых поясов, по крайней мере, в Южнотяньшаньском.

Магматические события позднего палеозоя лишь частично могут быть описаны в рамках субдукционно-коллизионной модели, объясняющей формирование краевых вулканоплутонических поясов на окраинах Палеоказахстана, а также Каракумо-Таджикстана. Кроме того, приходится считаться с щелочным магматизмом, который уже в среднем карбоне проявлялся внутри континентальных блоков (Алай, Тарим) за

пределами активных окраин того времени; вслед за тем в ранней перми совмещается магматическая активность надсейсмофокального и внутриплитного типов: гранитные и щелочные интрузии, кислые и базальтовые излияния большого масштаба образуют в это время нередко общие ареалы неправильных очертаний. Лишь в случае наложения их на синхронные складчатые структуры возникают сублинейные зоны гранитного магматизма и термального метаморфизма. К этому же времени относятся образование послескладчатой компоненты остаточной намагниченности в более древних породах и ранняя фаза горизонтальных флексурных изгибов. Сходные представления развиты ранее в [11, 12, 44], но с некоторыми существенными отличиями.

Представленный таким образом ход событий требует допустить продолжительное (около 80 млн лет?) воздействие на литосферу рассмотренной части образующейся в то время южной окраины Евразии мантийного суперплюма — ответственного, очевидно, также за раскрытие Палеотетиса в карбоне — перми и последующие тектономагматические процессы в более восточных районах [45].

Summary

Biske Yu. S. Paleogeodynamics of the Turkestan ocean. II. Reconstruction of Late Paleozoic.

Reconstruction of five episodes of continental drift and connected geological events during Carboniferous-Permian period in Kyzylkum-Tianshan region are presented. Reconstructions are based upon a paleomagnetically supported idea of the left (counterclockwise) rotation of Karakum-Tarim terrain group, with its drift from equatorial latitudes to the northern hemisphere, and its final merging with Paleokazakhstan. Magmatic and other thermal events of Early Permian (about 275–280 Ma) are considered to be mantle-originated and relatively independent of subductive-collisional process. Nevertheless mantle plume and lithospheric collisions are well-connected in time and involved into forming collisional oroclines, local bending and rotation of paleomagnetic declinations.

Литература

1. Бискэ Ю. С. Палеогеодинамика области Туркестанского океана. 1. Девонская реконструкция // Вестн. С.-Петербург. ун-та. Сер. 7: Геология, география. 2000. Вып. 2 (№ 15).
2. Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л., 1973.
3. Буртман В. С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М., 1976.
4. Бискэ Ю. С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб., 1996.
5. Бискэ Ю. С. Позднепалеозойская коллизия Таримского и Киргизско-Казахстанского палеоконтинентов // Геотектоника. 1993. № 6.
6. Поршняков Г. С., Зубцов С. В. Палеозойды западной части Южного Тянь-Шаня и региональные закономерности распределения в них гидротермального оруденения // Геол. позиция и петролого-геохимические особенности золоторудных метасоматитов в червсланцевых толщах / Под ред. В. Г. Моисеенко. СПб., 1995.
7. Ненахов В. М., Иванников В. В., Кузнецов Л. В. и др. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов. М., 1992.
8. Волков 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.
9. Бискэ Ю. С., Конопелько Д. Л., Шергина Ю. и др. Возраст и обстановки формирования герцинских гранитоидов Кокшаальского сектора Южного Тянь-Шаня // Вестн. С.-Петербург. ун-та. Сер. 7: Геология, география. 1996. Вып. 4 (№ 28).
10. Давыдов В. И., Храмов А. Н. Палеомагнетизм верхнего карбона и нижней перми Карачатыра (Южная Фергана) и проблемы корреляции разрезов гиперзоны Киама // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР / Под ред. А. Н. Храмова. Л., 1991.
11. Баженов М. Л., Буртман В. С. Позднепалеозойские деформации Тянь-Шаня // Геотектоника. 1997. № 3.
12. Буртман В. С., Гурарий В. З., Беленький А. В. и др. Туркестанский океан в среднем палеозое: реконструкция по палеомагнитным данным по Тянь-Шаню // Геотектоника. 1998. № 1.
13. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана / Под ред. Р. В. Баратова и др. Душанбе, 1976.
14. Геологическая карта Таджикской ССР и прилегающих территорий. Масштаб 1 : 500 000 / Под ред. Н. Г. Власова, Ю. А. Дьякова. Л., 1984.
15. Юдалевич З. А., Диваев Ф. К., Гадецкий А. Ю. и др. Вулканизм западной части Гиссарского хребта (геологическое положение, формационные типы ассоциаций) // Вулканизм и металлогения Средней Азии / Под ред. В. А. Арапова и др. Ташкент, 1988.
16. Heubeck Ch. Paleozoic paleogeography and tectonics of Tarim // 30th Intern. Geol. Congr.: Abstracts. 1996. Vol. 1 of 3, F-9-29.

17. Windley S. D., Allen M. B., Zhang C. Paleozoic accretion and Cenozoic reformation of the Chinese Tian Shan range, Central Asia // *Geology*. 1990. N 18. 18. Chen Chumin, Lu Huaifu, Dong Jia. Closing history of Southern Tianshan oceanic basin, western China: an oblique collisional orogeny // *Tectonophysics*. 1999. N 302. 19. Gao Jun, Li Maosong, Xiao Xuehang. Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan orogen, northwestern China // *Tectonophysics*. 1998. N 287. 20. Zuo Guochao, Feng Yongzhon, Liu Chunyang. The intra-plate "open-close" tectonic of Later Paleozoic in Beishan area, Gansu — Inner Mongolia, China // 30th Intern. Geol. Congr.: Abstracts. 1996. Vol. 1 of 3, G-1-74. 21. Бускэ Ю. С. Восточный (китайский) сектор Южного Тянь-Шаня — коллизийная структура и основные черты палеозойской истории // *Вестн. С.-Петербург. ун-та. Сер. 7: Геология, география*. 1998. Вып. 4 (№ 28). 22. Chen Zhongqiang, Archbold N. W. Tournaisian — Viséan brachiopods from the Gancang area of Southern Tianshan mountains, Xinjiang, NW China // *Geobios*. 2000. N 33, f. 2. 23. Klootwijk Ch. Paleomagnetism suggests mid-Carboniferous convergence between Greater Australia and Altai // *AGSO research newsletter*. 1995. N 22. 24. Liu Xun, Graham S. A., Chang E. e. a. The sedimentary-tectonic evolution of Tarim plate and its surrounding area since Late Paleozoic // 30th Intern. Geol. Congr.: Abstracts. 1996. Vol. 1 of 3, H-1-85. 25. Бакиров А. Б. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе, 1978. 26. Дженчураева А. В., Гетман О. Ф. Новые данные по стратиграфии верхнего палеозоя междуречья Шуран — Шунк (Южный Тянь-Шань) // Новые данные в биостратиграфии докембрия и палеозоя Кыргызстана / Под ред. А. М. Мамбетова. Бишкек, 1993. 27. Масумов А. С. Верхний палеозой центрального и западного Тянь-Шаня: Автореф. докт. дис. М., 1994. 28. Гесь М. Д., Горещкая Е. Н., Израилева Р. М. и др. Каменноугольные интрузивные породы // Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии / Под ред. К. О. Осмонбетова и др. Фрунзе, 1982. 29. Бухарин А. К., Масленникова И. А., Пятков А. К. Домезозойские структурно-формационные зоны Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1985. 30. Кузнецов Л. В., Лыточкин В. Н., Неназов В. М. и др. Полимиктовый терригенный меланж Алайского хребта // *Геотектоника*. 1990. № 5. 31. Carroll A. R., Graham S. A., Hendrix M. S. e. a. Late Paleozoic tectonic amalgamation of northwestern China: sedimentary record of the northern Tarim, northwestern Turpan and southern Junggar basins // *Geol. Soc. of America Bull.* 1995. Vol. 107, N 5. 32. Нечерский Д. М., Диденко А. Н. Палеоазиатский океан. М., 1995. 33. Мулин П. А., Каримов Х. К., Саючук Ю. С. Палеозойская геодинамика Кызылкумов. Ташкент, 1991. 34. Масумов А. С., Борисов О. М., Бени Ф. Р. Верхний палеозой Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент, 1978. 35. The Carboniferous and Permian stratigraphy and biota in Kalpin region, Xinjiang // *Inst. Geol. Xinjiang Geol. Bureau, Inst. Geol. Chinese Acad. Geol. Sci. Urumci*, 1987. 36. Туляганов Х. Т., Юдалевич З. А., Коржаев В. П. и др. Карта магматических комплексов Узбекской ССР. Ташкент, 1990. 37. Далимов Т. Н., Рафиков Я. М. Вулканизм пермских континентальных рифтов Кураминской зоны // Ташкент, 1986. 38. Антонов А. Е., Мулин П. А. Особенности вулканизма и металлогении Кураминской зоны Среднего Тянь-Шаня в связи с ее приуроченностью к древней континентальной окраине // *Вулканизм и металлогения Средней Азии* / Под ред. Т. Н. Далимова. Ташкент, 1988. 39. Неназов В. М., Абакумова Л. Н., Кузнецов Л. В. и др. Петрография орогенных гранитоидных комплексов Туркестано-Алая // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1988. № 12. 40. Yang Shufeng, Chen Hanlin, Dong Chuanwan. Permian sienites in Tarim basin and their geodynamic significance // *Dizhi huaxue. Geochimica*. 1996. Vol. 25, N 2. 41. Chen Hanlin, Yang Shufeng, Dong Chuanwan. Geological thermal events in Tarim Basin // *Chinese Science Bull.* 1997. Vol. 42, N 7. 42. Бускэ Ю. С., Шилов Г. Г. Строение северной окраины Таримского массива в Восточно-Кокшаальском секторе Тянь-Шаня // *Геотектоника*. 1998. № 2. 43. McFadden P. L., Ma X., McElhinny M. W. e. a. Permian-Triassic magnetostratigraphy in China: Northern Tarim // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1988. Vol. 87. 44. Клишевич В. Л., Храмов А. Н. Палеогеодинамическая модель Урало-Тянь-Шаньской складчатой системы для ранней перми // *Докл. РАН*. 1995. Т. 341, № 3. 45. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Кузьмин М. И. Северо-Азиатский суперплот в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // *Геотектоника*. 2000. № 5.

Статья поступила в редакцию 5 декабря 2000 г.