# ИСТОРИЯ И ГЕОДИНАМИКА ОКЕАНИЧЕСКИХ БАССЕЙНОВ ТЯНЬ-ШАНЯ, ПАМИРА И ТИБЕТА В ФАНЕРОЗОЕ

# © 2010 г. В. С. Буртман

Геологический институт Российской академии наук, Москва, 119017, Пыжевский пер., 7 Поступила в редакцию 11.01.2010 г.

Статья содержит результаты анализа геологических и биогеографических данных о палеоокеанических бассейнах, которые получены при изучении горных пород Тянь-Шаня и Высокой Азии. Породы океанической коры, которые распространены в Тянь-Шане, на Памире и Тибете, принадлежат Тетической и Туркестано-Палеоазиатской системам палеоокеанических бассейнов. Историко-тектоническое развитие этих систем в фанерозое было разновременным и разнонаправленным. Вхождение сиалических блоков будущего Тянь-Шаня, Памира и Тибета в Евразийский континент произошло в несколько этапов. Предварительно – в позднем ордовике и силуре – несколько микроконтинентов были объединены в композитный агрегат – Казахско-Киргизский континент. Территории Тянь-Шаня и Тарима стали частью Евразии после закрытия в позднем карбоне – ранней перми Туркестанского, Уральского и Палеотетического океанов. В триасе к Евразийскому континенту присоединились территории Памира, Каракорума, Куньлуня и большая часть Тибета. В меловом периоде в состав Евразийского континента вошли блок Лхаса и Кохистан, в палеогене – Индостан.

## **ВВЕДЕНИЕ**

Статья содержит результаты анализа геологических и биогеографических данных о палеоокеанических бассейнах, которые получены при изучении горных пород в Тянь-Шане и в Высокой Азии.

Территория, которая рассмотрена в статье (рис. 1, 2), находится в пределах Афганистана, Индии, Казахстана, Китая, Кыргызстана, Таджикистана и Узбекистана. Геологическое изучение районов по разные стороны от границы Китая долгое время проводилось независимо, так как обмен информацией был затруднен из-за политических и лингвистических проблем. Это отразилось в разных названиях тектонических объектов, которые продолжаются из одного региона в другой. В Тянь-Шане граница Китая проходит между Центрально-Тяньшаньской и Восточно-Тяньшаньской географическими провиншиями. в Высокой Азии она отделяет Памир от Куньлуня и Тибета. Проблемы корреляции тектонических зон Центрального и Восточного Тянь-Шаня рассмотрены в работах [5, 44, 45]. Варианты корреляции между тектоническими зонами и океаническими сутурами, расположенными на Памире, в Куньлуне и Тибете, были предложены в работах [6, 84].

## ОКЕАНИЧЕСКИЕ БАССЕЙНЫ, СУЩЕСТВОВАВШИЕ В РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ

В начале неопротерозоя суперконтинент Родиния распался на несколько континентов, разделенных океаническими бассейнами. В криогении и эдиакарии в результате континентального рифтогенеза, свидетелями которого являются толщи диамиктитов и рифтогенных вулканитов [20, 75 и др.], происходило дальнейшее дробление сиалических блоков и формирование океанических бассейнов. В эдиакарии (венде) и раннем палеозое породы рассматриваемого региона слагали пять континентов и микроконтинентов: Восточ-



Рис. 1. Орография региона, пунктиром показано положение рис. 2



**Рис. 2.** Сутуры океанических бассейнов фанерозоя (океанов, окраинных морей, рифтов с океанической корой) в Тянь-Шане, Памире и Тибете

*1–3* – сутуры океанических бассейнов (время возникновения бассейнов: *1* – неопротерозой, *2* – карбон, *3* – пермь); *4* – сдвиги (*ПК* – Памир-Каракорумский, *ТФ* – Таласо-Ферганский), *5* – надвиги. Тонированы современные впадины и равнины.

Названия геологических объектов, после их транслитерации с китайского и тюркских языков на русский и английские языки, приобретают иногда трудно узнаваемый вид. В легенде рис. 2, 3, 5—8 после русского названия объекта приведено название, используемое в англоязычной научной литературе.

**Террейны с континентальной корой** (континенты, микроконтиненты, сиалические островные дуги): *АТ* – Алай-Таримский (Alay-Tarim), *BH* – Борохоро (Borohoro), *CP* – Центральный Памир (Central Pamir), *DK* – Драс-Кохистан (Dras-Kohistan), *IK* – Иссыккульский (Issyk Kul), *KR* – Каракорумский (Karakorum), *KK* – Каракумский (Kara Kum), *KS* – Курговат–Сунпань (Kurgovat-Songpan), *QT* – Цянтан (Qiangtang), *LH* – Лхаса (Lhasa), *SD* – Сырдарьинский (Syr Darya)

но-Гондванский, Алай-Таримский, Сырдарьинский, Иссыккульский и Борохоро. Они были разделены Терскейским, Илийским, Туркестанским и Куньлуньским океаническими бассейнами (см. рис. 2).

## Терскейский бассейн

Терскейский океанический бассейн находился между Сырдарьинским и Иссыккульским раннепалеозойскими континентальными террейнами. Породы океанической коры и островных дуг Терскейского бассейна слагают пояс офиолитовых аллохтонов, протягивающийся из Киргизского хребта в Терскейский хребет. В офиолитах Караарча (*Kr*, рис. 3) в прослоях кремней содержатся конодонты позднего кембрия, раннего и среднего

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2010

ордовика и определен Ar-Ar возраст габбро и базальтов – 480 и 460 млн. лет [35]. В офиолитах Кенкол (см. *Кn*, рис. 3) и Каракатты (см. *Кk*, рис. 3) в кремнях среди лав содержится фауна среднего и позднего кембрия и ордовика. В северо-западных отрогах Тянь-Шаня (в горах Малый Каратау) конгломераты эдиакария содержат гальку ультрабазитов и красных кремней – вероятных фрагментов эродированной коры Терскейского океанического бассейна. Петрохимические и геохимические характеристики лав в разрезах офиолитов определяют их принадлежность к базальтам MORB и породам океанических островных дуг [1, 8, 19]. В позднем палеозое породы Сырдарьинского террейна были надвинуты на Иссыккульский террейн и перекрыли раннепалеозойскую сутуру. В результате этого Терскейская раннепалеозойская сутура от-



Рис. 3. Офиолиты и надсубдукционные магматические породы в Иссыккульском раннепалеозойском террейне 1 – кайнозой и мезозой; 2 – палеозой и протерозой; 3–4 – магматические породы ордовика (3 – граниты І-типа, 4 – надсубдукционные вулканиты); 5 – нижнепалеозойские офиолиты; 6 – океанические сутуры. Офиолиты: Ch – Чу-Или (Chu Yili), Kn – Кенкол (Kenkol), Kr – Кара-арча (Kara Archa), Kk – Каракаты (Karakaty). Горные хребты, горы: 1 – Кендыктас, 2 – Кастек, 3 – Заилийский, 4 – Кунгей, 5 – Кетмень, 6 – Киргизский, 7 – Джумгальский, 8 – Терскейский

мечена на земной поверхности позднепалеозойскими надвигами и сдвигами.

Пояс гранитов І-типа расположен севернее сутуры Терскейского океанического бассейна на территории Киргизского (см. 6, рис. 3), Джумгальского (7), Терскейского (8) горных хребтов. Граниты І-типа имеют ордовикские U-Pb и Pb-Pb возрасты. В Иссыккульском террейне широко распространены граниты S-типа, которые прорывают граниты І-типа и молассу верхнего ордовика. U-Pb и Pb-Pb возрасты гранитов S-типа (420–460 млн. лет) находятся в пределах позднего ордовика и силура [8, 13, 70].

История, геодинамика. Открытие Терскейского океанического бассейна, вероятно, произошло в неопротерозое. Сырдарьинская окраина океанического бассейна была пассивной в течение всей его истории. В бассейне существовали океанические островные дуги, которые присоединились к Иссыккульскому террейну в раннем ордовике.

Субдукция океанической коры Терскейского бассейна под окраину Иссыккульского террейна привела к закрытию океанического бассейна и коллизии Сырдарьинского и Иссыккульского террейнов в среднем—позднем ордовике. Это было началом формирования Казахско-Киргизского континента. Коллизия микроконтинентов сопровождалась формированием шарьяжей, которые сложены породами океанической коры, аккреционной призмы и краев террейнов. За коллизией последовал орогенез и накопление молассы, которая имеет средне-позднеордовикский возраст [5, 8, 19, 22, 44].

#### Илийский бассейн

Илийский океанический бассейн находился между раннепалеозойскими континентальными террейнами Борохоро и Иссыккуль (см. рис. 2, 3) Породы океанической коры Илийского бассейна находятся в тектонических покровах и клиппенах на окраине Иссыккульского террейна.

Офиолиты Чу-Или (см. *Ch*, рис. 3) распространены в одноименных горах и горах Кендыктас в зоне длинной более 500 км. Офиолиты сложены серпентинитовым меланжем, гарцбургитами, дунитами, габбро, плагиогранитами, базальтами, кремнями, которые большей частью находятся в тектонических соотношениях друг с другом и с окружающими отложениями. U-Pb возрасты плагиогранитов определены в 510,  $519 \pm 4$  и  $521 \pm 2$  млн. лет, в кремнях среди базальтов содержатся конодонты позднего кембрия и тремадока [8, 33, 55]. Время обдукции офиолитов на Иссыккульский континент отмечено появлением гальки офиолитов в осадках тремадокского возраста в чехле континентального массива. В горах Кендыктас обду-

цированные офиолиты несогласно перекрыты отложениями аренига. Клиппены офиолитов коры Илийского бассейна находятся также в хребтах Заилийском (см. 3, рис. 3), Кунгей (4) и Кетмень (5). По петрохимическим и геохимическим характеристикам лавы офиолитовой ассоциации являются базальтами MORB и окраинных бассейнов [8, 33].

На Илийской окраине Иссыккульского террейна распространены надсубдукционные вулканиты, которые в горах Кендыктас (1, рис. 3), горных хребтах Заилийском, Кунгей и Кетмень имеют ордовикский возраст. Граниты І-типа в хребтах Заилийском и Кунгей имеют U-Pb возраст в интервале среднего и позднего ордовика [13]. В Заилийском хребте они перекрыты красноцветными кластитами, которые содержат ископаемую фауну ашгиллского яруса. В хребте Кастек (см. 2, рис. 3) распространены известково-щелочные вулканиты, которые находятся в тектонических соотношениях с окружающими породами. В прослоях известняков среди вулканических пород содержатся брахиоподы и кораллы позднего лландовери – венлока. Состав вулканитов, среди которых много миндалекаменных базальтов, позволяет предполагать их формирование на океанической островной дуге.

В террейне Борохоро вулканиты надсубдукционного типа известны в разрезах среднего ордовика и нижнего силура [54]. Сутура океанического бассейна имеет силурийский возраст.

История, геодинамика. Открытие Илийского океанического бассейна, вероятно, произошло в неопротерозое. С формированием аккреционной призмы в раннем кембрии связаны метаморфизм, для которого определен раннекембрийский изотопный возраст [10], и эксгумация эклогитов. В ордовике поисходила субдукция океанической коры Илийского бассейна под окраину Иссыккульского террейна, а со среднего ордовика также и под окраину террейна Борохоро.

В раннем ордовике произошла обдукция офиолитов на край Иссыккульского террейна. Повидимому, она была связана с формированием аккреционной призмы. В венлоке или позднее на Иссыккульский террейн были обдуцированы породы океанической островной дуги. Это произошло во время закрытия Илийского океанического бассейна при коллизии террейнов Иссыккульского и Борохоро.

#### Туркестанский бассейн

Туркестанский океанический бассейн в раннем палеозое отделял Алай-Таримский континент от Сырдарьинского террейна, а позднее – от Казахско-Киргизского континента.

Породы океанической коры Туркестанского бассейна находятся в аллохтонном залегании на

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2010

породах Алай-Таримского террейна. По палеонтологическим данным, офиолиты имеют раннекембрийский, ордовикский, силурийский, девонский и раннекаменноугольный возрасты. Наиболее полные разрезы офиолитовой ассоциации сохранились в офиолитах Сарытал (рис. 4) в Западном Тянь-Шане и Серикеяйлак (*Se*, рис. 5) в Восточном Тянь-Шане [15, 55].

Цирконы из метаморфизованных офиолитов Юшуго (см. Yu, рис. 5) имеют SHRIMP возрасты 596, 430 и 398 млн. лет [91, 95]. Для метаморфизованных офиолитов Шайдан в северной Фергане (см. рис. 4) определены U-Pb и Pb-Pb возрасты цирконов из дунитов —  $532 \pm 12$  млн. лет, из габбро – в интервале 475-395 млн. лет [14]. Ar-Ar (плато) возраст пироксена в габбро из офиолитов Чангавузи (см. *Ch*, рис. 5)  $- 439 \pm 27$  млн. лет, амфибола из офиолитового меланжа – 430–420 млн. лет [49, 63]. U-Pb возрасты базальтов из офиолитового меланжа Кюле (см. Ки, рис. 5) находятся в интервале 425-395 млн. лет [67]. Rb-Sr изохронный возраст плагиогранитов из офиолитов Гулуго (см. *Gu*, рис. 5) определен в 358 ± 15 млн. лет. В офиолитах Люхуан (см. Li, рис. 5) лавы из меланжа имеют Rb-Sr изохронный возраст  $340 \pm 4$  млн. лет, габбро – Ar-Ar (плато) возраст 333 млн. лет [54].

Петрохимические и геохимические параметры офиолитов указывают на присутствие в них базальтов MORB, пород окраинных океанических бассейнов и океанических островов [15, 36, 49, 54, 67].

Вдоль Туркестанской сутуры распространены метаморфические зеленые и голубые сланцы с эклогитами. Rb-Sr изохронный возраст метаморфизма эклогитов в зоне Атбаши (см. рис. 4) в Центральном Тянь-Шане определен по гранату, омфациту, фенгиту и по породе –  $267 \pm 5$  млн. лет [87]. Геохимические параметры эклогитов соответствуют базальтам океанических островных дуг и MORB [34]. В Восточном Тянь-Шане определены Ar-Ar (плато) возрасты метаморфизма по глаукофану, кросситу и фенгиту –  $420 \pm 4$ ,  $415 \pm 2$ ,  $361 \pm 2$ ,  $351 \pm 2$  и  $345 \pm 7$  млн. лет [49, 53, 54, 95].

Надсубдукционные вулканические и плутонические породы распространены севернее Туркестанской океанической сутуры. Они имеют силурийский, девонский, каменноугольный и пермский возрасты. В Восточном Тянь-Шане определены U-Pb возрасты по цирконам для гранитов І-типа — 298 и 285 млн. лет [95]. U-Pb возрасты цирконов из послеколлизионных гранитов А-типа в Центральном и Восточном Тянь-Шане находятся в интервале 296—260 млн. лет [61, 66].

Туркестанская океаническая сутура (см. рис. 2) сформирована в московское время позднего карбона вследствие коллизии Алай-Таримского и Казахско-Киргизского континентов. В позднепермское время Северо-Ферганский тектонический блок Алай-Таримского террейна был деформирован, надвинут на край Казахско-Киргизско-



**Рис. 4.** Породы океанической коры Туркестанского бассейна в Западном и Центральном Тянь-Шане *1* – кайнозой и мезозой; *2* – палеозой; *3* – породы океанической коры; *4* – сутура Туркестанского океанического бассейна; *5* – Таласо-Ферганский сдвиг. СФ – Северная Фергана

го континента и перекрыл Туркестанскую сутуру. В результате этого в Северной Фергане породы Алай-Таримского и Казахско-Киргизского террейнов разделены позднепалеозойским надвигом, линия которого является кенотафом океанической сутуре, погребенной под надвинутым тектоническим блоком. Между Западным И Центральным Тянь-Шанем граница между Алай-Таримским и Казахско-Киргизским террейнами была смещена в перми и кайнозое на 200 км по Таласо-Ферганскому правому сдвигу. В Центральном и Восточном Тянь-Шане (см. рис. 4, 5) продолжение Туркестанской сутуры представляет собой систему левых сдвигов и надвигов, по которым в позднем палеозое происходило надвигание в северном направлении [53, 79, 95].

История, геодинамика. Туркестанский океанический бассейн возник в неопротерозое и существовал около 300 млн. лет. Спрединг оканической коры в Туркестанском бассейне прекратился в позднем девоне. От позднего девона до визейского века в этом бассейне не было ни спрединга, ни субдукции океанической коры. В серпуховском веке возобновилась субдукция океанической коры под Казахско-Киргизский континент, которая привела к коллизии Алай-Таримского и Казахско-Киргизского континентов в московском веке. После коллизии субдукция океанической коры сменилась субдукцией континентальной коры Алай-Таримского террейна под Казахско-Киргизский континент. Процессы субдукции продолжались до поздней перми или раннего триаса. Они сопровождались эксгумацией эклогитов и метаморфизмом пород.

Следствиями коллизии континентов было формирование в позднем карбоне и перми многослойного пояса шарьяжей на краю Алай-Таримского континента и последовавший за этим орогенез [2, 5, 45].

#### Куньлуньский бассейн

Куньлуньский океанический бассейн находился между Алай-Таримским континентом и сиалическим блоком Сунпань, который в раннем палеозое был частью Восточной Гондваны. Сутура Куньлуньского океанического бассейна отделяет Тарим и Цайдам от Тибета (см. рис. 2). Она отмечена серией офиолитов (рис. 6).

В Восточном Куньлуне многочисленные обнажения офиолитов находятся в тектонической зоне Аньемачен (см. Ап, рис. 6). Тела офиолитов и других пород слагают глыбы и тектонические чешуи среди флиша. В серпентинитовом меланже содержатся обломки кремней с акритархами ордовика и радиоляриями раннего карбона. В тектонических чешуях находятся терригенный флиш с радиоляриями позднего карбона и ранней перми. Карбонатно-терригенные отложения с фораминиферами артинского-кунгурского возраста несогласно перекрывают этот меланж [77]. Для габбро и базальтов из глыб и тектонических чешуй получены радиометрические определения: Rb-Sr изохронные возрасты  $518 \pm 102, 495 \pm 81,$ 481 ± 130, 480 ± 21, 340 ± 12 и 260 млн. лет, Рb-Рb изохронные возрасты по циркону 491  $\pm$  44 и 310  $\pm$  $\pm$  150 млн. лет, U-Pb возрасты по циркону 413 и 467 ± 1 млн. лет [37-39, 83]. В этой зоне также



Рис. 5. Офиолиты и граниты I-типа в Восточном Тянь-Шане

*I* – кайнозой и мезозой; *2* – породы позднепалеозойской островной вулканической дуги Богдашань; 3-4 – палеозойские и допалеозойские породы Казахско-Киргизского (*3*) и Алай-Таримского (*4*) террейнов; 5 – офиолиты; 6-7 – граниты I-типа (6 – позднего карбона – ранней перми, 7 – силура–карбона); 8 – сутуры океанических бассейнов. Офиолиты: *Ba* – Баянго (Bayingou), *Ch* – Чангавузи (Changawuzhi), *Gu* – Гулуго (Gulugou), *Ku* – Кюле (Kule), *Li* – Лю-хуан (Liuhuang), *Se* – Серикеяйлак (Serikeyayilake), *Yu* – Юшуго (Yushugou); *YH* – горы Илихаберга (Yilinharbergan)

описаны амфиболиты с возрастом метаморфизма 579 млн. лет [97]. Геохимия базальтов и габбро свидетельствует об их формировании в срединноокеаническом хребте [37].

В южной ветви Куньлуньской сутуры в зоне Аньемачен находятся офиолиты и вулканиты основного и среднего состава, которые, судя по геохимическим характеристикам, формировались на океанической островной дуге [74]. На этих вулканитах лежат калькарениты с конодонтами ассельского – сакмарского возраста [77]. В северной ветви Куньлуньской сутуры находятся офиолиты Тато (см. Та, рис. 6), которые представлены метаморфизованными перидотитами, троктолитами, габбро, параллелными дайками, базальтами, вероятно, также имеющими островодужное происхождение [47, 77]. В восточной части тектонической зоны Аньемачен были изучены офиолиты Дурынгой (см. Du, рис. 6), которые представлены кумулятивным габбро, дайками диабазов и подушечными базальтами, имеющими состав островодужных толеитов. Породы метаморфизованы до амфиболитов, U-Pb возраст метаморфизма 421-417 млн. лет [83]. В пределах рассматриваемой зоны находятся также граниты островодужного типа, имеющие U-Pb возраст цирконов 402 ± 24 млн. лет [38].

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2010

В офиолитах Ваньбаого (см. *Wa*, рис. 6) определен Rb-Sr изохронный возраст габбро и островодужных базальтов в 684 млн. лет [97]. Сутура океанического бассейна проходит здесь вдоль кайнозойского левого сдвига.

Далее к западу сутура Куньлуньского океанического бассейна отмечена серпентинитовым меланжем с перидотитами и кумулятивным габбро Улуг-музтаг (см. *Um*, рис. 6) и базальтами Токуздабан (см. *Tu*, рис. 6). В горах Токуздабан залегает мощная толща базальтов и андезито-базальтов с прослоями осадочных пород, в которых содержатся брахиоподы и кораллы визейского яруса [71, 99].

В Западном Куньлуне изучены офиолиты Куди (см. *Кd*, рис. 6). Здесь обнажены дуниты, перидотиты, кумулятивное габбро, дайки, мощная толща базальтов с шаровой отдельностью, радиоляриты и глубоководные турбидиты. Геохимия магпород свидетельствует матических об их формировании в условиях срединно-океанического хребта и в островной дуге [72, 97]. В разрезе офиолитовой ассоциации встречены прослои мрамора со строматолитами эдиакария-криогения. Для амфиболитизированных пород дайки среди ультрабазитов определен U-Pb изохроный возраст 816 млн. лет [59]. Офиолиты прорваны диоритами, гранодиоритами и монцогранитами.



Рис. 6. Офиолиты на Памире и в Тибете

1 – офиолиты; 2 – океанические сутуры; 3 – разломы (АТ - Алтынтаг).

Офиолиты: An – Аньемачен (Anyemaqen), Ba – Башгумбез (Bashgumbez), Do – Донкяо-Амдо (Dongkiao-Amdo), Du – Дурынгой (Dur'ngoi), Gs – Ганмацо–Шуанху (Gangmaco-Shuanghu), Ka – Калайхумб (Kalayhumb), Kd – Куди (Kudi), Ma – Манья (Mangya), Oy – Кунгай–Ойтаг (Kungai-Oytag), Ta – Тато (Tatuo), Tu – Токуздабан (Tuokuzidaban), Tx – Тааши (Taaxi), Ua – Улан-ула (Ulan Ula), Um – Улуг-музтаг (Ulugh Muztag), Va – Ванч (Vanch), Wa – Ваньбаого (Wanbaogou), Yu – Юйшу (Yushu)

Для монцогранитов по породе определены Rb-Sr изохронные возрасты 423 и 510 млн. лет, для диоритов и гранодиоритов – Rb-Sr изохронный возраст 480 млн. лет и U-Pb изохроные возрасты роговой обманки и цирконов 474 и 458 млн. лет [59, 72, 96]. U-Pb SHRIMP возрасты определены по цирконам: 492  $\pm$  7 млн. лет для дацитов, которые изливались на океонической островной дуге, 471  $\pm$  5, 408  $\pm$  7 и 214  $\pm$  1 млн. лет – для гранитов активных окраин [93, 94]. Для подушечных лав по породе был определен Rb-Sr изохронный возраст 359 млн. лет [47].

Было описано несогласные налегания на офиолиты Куди флиша с радиоляриями ордовика [101] и девонских пород [72]. Другие исследователи отделяют офиолиты Куди от окружающих пород тектоническими контактами и сообщают о позднепалеозойской микрофауне, найденной в кремнях офиолитового разреза [47, 68]. Вероятно, в офиолитовой зоне Куди есть офиолиты разного возраста, от неопротерозоя до позднего палеозоя.

В Восточном Куньлуне к северу от Куньлуньской сутуры распространены известково-щелочные вулканические породы девонского, каменноугольного и триасового возраста [48, 51, 78, 101]. Вдоль северного склона Восточного Куньлуня протягивается пояс гранитов, геохимические характеристики которых свидетельствуют о формировании пород на активной окраине океана и после коллизии [57]. Для гранитов и гранодиоритов был определены Rb-Sr возрасты 394 ± 13 и 257 ± 26 млн. лет и U-Pb возрасты цирконов 431–413 и 240 ± 6 млн. лет. Граниты и монцограниты, ко-

торые прорывают породы верхнего триаса, имеют Rb-Sr изохронный возраст 194  $\pm$  17 млн. лет [50, 56, 78, 85].

В Западном Тибете проявления надсубдукционного магматизма находятся южнее сутуры Куньлуньского океанического бассейна. Здесь (в тектонической зоне Тизнаф) распространены верхнепалеозойские и триасовые вулканиты, граниты и гранодиориты. Для гранодиоритов по биотиту определен Rb-Sr изохронный возраст в 267 млн. лет, для гранитов — Ar-Ar возрасты  $211 \pm 8$ и 212 ± 11 млн. лет [68, 96]. Геохимические особенности гранитов свидетельствуют об их надсубдукционном генезисе [47]. В этой тектонической зоне находятся также более древние граниты, которые могут иметь аналогичное происхождение. Для них определены: U-Pb возраст по циркону 377 млн. лет, Ar-Ar возраст по биотиту  $320 \pm 2$  млн. лет, Rb-Sr возраст по биотиту  $380 \pm 10$  млн. лет и по породе 392 ± 35 млн. лет [50, 68]. Несогласно на разных породах лежат красноцветная моласса с фауной позднего триаса и угленосная толща с юрской флорой [69].

На Памире в сиалическом блоке Курговат-Яркенд распространены граниты, формирование которых может быть связано с субдукцией коры Куньлуньского океана. U-Pb возраст этих гранитов находится в интервале 222–215 млн. лет, Ar-Ar возрасты остывания (по биотиту и мусковиту) определены в интервале 207–191 млн. лет [84].

Алтынтагский позднепалеозойский и кайнозойский сдвиг (см. рис. 6) может быть следом раннепалеозойского океанического бассейна — рифтогенной ветви Куньлуньского океана. Вдоль Алтынтагского разлома протягивается полоса офиолитого меланжа с блоками дунитов, гарцбургитов, габбро и толеитовых базальтов. Базальты содержат прослои известняков с конодонтами среднего ордовика и перекрыты турбидитами с кораллами и брахиоподами среднего и позднего ордовика [6]. Для базальтов из меланжа Манья (см. *Ма*, рис. 6) определен Sm-Nd изохронный возраст  $481 \pm 53$  млн. лет. Граниты с Ar-Ar возрастом  $432 \pm 8$  млн. лет прорывают офиолиты и породы Таримского массива [85].

История, геодинамика. Неопротерозойский возраст рифтогеных вулканитов [48, 75, 78, 98] делает вероятным существование Куньлуньского океанического бассейна с протерозоя. Следы существования этого океанического бассейна сохранились для всех периодов палеозоя. Известны породы офиолитовой ассоциации с палеонтологическими и изотопными возрастами от нижнего кембрия до верхней перми и надсубдукционные вулканиты и граниты ордовика, силура, девона, карбона, перми и триаса.

Девонский метаморфизм, деформации, граниты и позднедевонская моласса, распространенные в Куньлуне, служат основанием для предположений о коллизии между Тибетом и Таримом в среднем девоне и об исчезновении Куньлуньского океанического бассейна [68, 73 и др.]. Вместе с тем, данные о повторном рифтогенезе в конце девона – начале карбона не известны, а для раннекаменноугольнго времени есть данные о существовании Куньлуньского океанического бассейна, в котором были срединно-океанический хребет, океанические островные дуги и окраинные моря. Проявления орогенеза в девоне могут быть результатом кратковременного транспрессивного контакта Восточной Гондваны с Алай-Таримомским блоком, но более вероятно, что эти следствие коллизии Восточной явления Гондваны с островной дугой. В Восточном Куньлуне известны породы океанической островной дуги, которая столкнулась с Тибетом в девоне.

В позднем палеозое в Восточном Куньлуне зона субдукции погружалась в сторону Цайдама, в Западном Куньлуне — в сторону Тибета. Смена направления субдукции происходила по Алтынтагскому разлому, игравшему роль трансформной границы. Угловые несогласия в отложениях верхней перми и триаса и накопление пермской молассы свидетельствуют об орогенезе, который начался в перми в результате коллизии с островной дугой и продолжался в триасе при столкновении северного блока Тибета с Алай-Таримским континентом. Куньлуньский океанический бассейн был полностью закрыт до отложения континентальных осадков верхнего триаса. Западное продолжение Куньлуньской сутуры скрыто под надвинутым в кайнозое Памиром [43, 46] и может находиться в Западном Гиндукуше (см. рис. 2). Доводы в пользу существования раннепалеозойского Гиндукуш-Куньлуньского океанического бассейна были приведены в работах [40, 44]. В Северо-Западном Куньлуне, Северном Памире и Южном Тянь-Шане сохранились сутуры океанических бассейнов, которые возникли в карбоне и были окраинными морями Куньлуньского океана.

## ОКЕАНИЧЕСКИЕ БАССЕЙНЫ, ВОЗНИКШИЕ В КАРБОНЕ

На территории рассматриваемого региона находятся сутуры нескольких океанических бассейнов, которые возникли в карбоне: океана Ванч— Дзинша и окраинных бассейнов Куньлуньского и Палеоазиатского океанов — Гиссарского, Калайхумб-Ойтагского и Западно-Джунгарского (см. рис. 2).

### Бассейн Ванч-Дзинша

Сутура океанического бассейна Ванч–Дзинша разделяет сиалические блоки Курговат-Сунпань и Центральный Памир – Северный Цянтан. В Восточном Тибете сутура Дзинша обозначена офиолитами Юйшу (см. Yu, рис. 6), которые слагают тектонические блоки среди пород верхнего триаса. Офиолиты сложены перидотитами, габбро, подушечными базальтами, пикритами и силицитами. Геохимия лав свидетельствует об излиянии на срединно-океаническом хребте [74]. В Центральном Тибете сутура Дзинша отмечена офиолитовой зоной Улан-ула (см. Ua, рис. 6), в которой обнажены серпентинитовый меланж, ультрабазиты, габбро, подушечные базальты, пикриты и кремни с микрофауной турнейского яруса. Петрохимические характеристики базальтов подобны породам океанических островов. Для габбро определен Rb-Sr возраст  $266 \pm 41$  млн. лет. Офиолитовый меланж несогласно перекрыт отложениями позднепермского-раннетриасового возраста [47].

Недостаток данных делает возможными разные варианты западного продолжения океанической сутуры Дзинша. В предлагаемом варианте она проходит через Восточный Памир, где отмечена офиолитами Тааши (см. *Tx*, рис. 6) [4, 59], и следует далее на Северный Памир, где разделяет Курговатский и Центрально-Памирский сиалические блоки. На Северном Памире в офиолитовой зоне Ванч (см. *Va*, рис. 6) сутура отмечена поясом протрузий серпентинизированных ультрабазитов и линзовидных тел габбро и диоритов. Среди серпентинизированных пород распознают низкотитанистые высокомагнезиальные дуниты, перидотиты и пироксениты, близкие к альпино-

типным ультрабазитам [7]. Ультрабазиты залегают среди вулканических пород основного состава, имеющих шаровую отдельность. В линзах известняков среди лав содержатся визейские кораллы и пермские фузулиниды [12, 27]. Петрохимические характеристики вулканитов соответствуют толеитовым базальтам [3]. Этот пояс вулканитов и ультрабазитов продолжается на юго-запад в Северо-Восточный Афганистан.

На Северном Памире и в Северо-Западном Куньлуне севернее и восточнее сутуры Ванч—Дзинша расположен пояс гранитов позднего триаса — лейаса. U-Pb возраст цирконов из гранитов Северо-Западном Куньлуня определен в 204 млн. лет, геохимическое изучение пород показало, что граниты формировались в надсубдукционных и коллизионных условиях [59, 102]. Вероятно, такое же происхождение имеют раннеюрские граниты, которые распространены севернее сутуры Ванч— Дзинша в Западном Тибете (в зоне Тяньшуйхай). Для них определен U-Pb возраст по циркону в 192 млн. лет, Ar-Ar (плато) возраст по мусковиту — 190 ± 8 млн. лет и по биотиту — 177 ± 3 млн. лет [68].

История, геодинамика. Возраст офиолитов свидетельствует о существовании океанического бассейна Ванч—Дзинша в карбоне и перми. Время возникновения этого бассейна не документировано, он может быть и более древним. Океанический бассейн был закрыт в пермо-триасовое время вследствие субдукции океанической коры под сиалический блок Курговат—Сунпань, в котором находится пояс надсубдукционных и коллизионных гранитов. Процессу закрытия сопутствовали деформации и обдукция офиолитов.

## Гиссарский бассейн

Породы океанической коры Гиссарского бассейна находятся в тектонических соотношениях с окружающими палеозойскими породами. Основание видимого разреза офиолитов сложено комплексом параллельных даек базальтов и микродиоритов. Дайки внедрились одна в другую, в вышележащие базальты и в метаморфические сланцы раннепалеозойского возраста, которые принадлежат континентальной коре и развиты севернее и южнее дайкового пояса. Это свидетельствует о рифтогенном генезисе дайкового комплекса. В пределах рассматриваемой полосы находятся небольшие протрузии серпентинизированных перидотитов и блоки габбро. Выше дайкового комплекса лежит толща вулканических пород. Ее нижняя часть сложена низкотитанистыми подушечными толеитовыми базальтами, пикритами и гиалокластитами. В средней части разреза лавы имеют базальтовый и андезитобазальтовый состав и содержат прослои кремней и известняков с конодонтами и гониатитами позднесерпуховского возраста. В верхней части разреза чередуются лавы, туфы и туффиты андезитового, андезито-базальтового и дацитового состава, в прослоя известняков находятся фораминиферы башкирского и раннемосковского возраста. Турбидиты, формировавшиеся на бортах рифта, содержат фораминиферы и брахиоподы московского и касимовского веков [9, 26]. Аг-Аг возраст биотита из послеколлизионных гранитов – 277 ± 6 млн. лет [84].

История, геодинамика. Рифтогенный Гиссарский океанический бассейн и глубокое море, которое наследовало рифту, существовали в интервале серпуховский - касимовский века. Континентальный рифтогенез начался в позднем турне, в возникшем рифте (или рифтах) в морском бассейне накапливались контрастные вулканиты и кластиты. В позднесерпуховское время раскол коры достиг верхней мантии и возник рифт с корой океанического типа, который отделил Каракумский сиалический блок от Алай-Таримского террейна. Последовательная дифференциация расплава была источником вулканитов, которые в серпуховско-раннемосковское время эволюционировали в рифте от базальтов до андезитов. На востоке (современные координаты) Гиссарский океанический рифт был открыт в Куньлуньский океанический бассейн, на западе рифт, вероятно, слепо оканчивался на территории Турана.

Гиссарский бассейн был закрыт в касимовское или гжельское время, когда завершилось накопление флиша. Коллизия Каракумского и Алай-Таримского террейнов, вновь их объединившая, сопровождалась обдукцией пород гиссарской океанической коры, образованием складок и формированием коллизионных гранитов. Сутура Гиссарского бассейна была деформирована в пермское время и в кайнозое.

#### Бассейн Калайхумб-Ойтаг

В Северном Памире и в Северо-Западном Куньлуне находится сутура задугового бассейна Калайхумб—Ойтаг (см. рис. 2). Она отмечена офиолитами каменноугольного возраста.

В офиолитах Калайхумб (см. Ка, рис. 6) ультрабазиты представлены дунитами и перидотитами. Разрез стратифицированных отложений начинается толщей подушечных базальтов, в верхней части которой находятся прослои известняков с аммонитами серпуховского яруса. Базальты имеют толеитовый состав, их петрохимические характеристики близки базальтам MORB. Надофиолитовая часть разреза сложена последовательно дифференцированной серией вулканитов (известково-щелочных и субщелочных андезито-базальтов, андезитов, дацитов, риолитов), которая представляет собой разрез океанической островной дуги. Вулканиты фациально замещаются туфо-терригенными отложениями и олистостромовой толщей с раннесерпуховскими аммонитами в олистолитах [26, 30]. U-Pb и Ar-Ar возрасты были определены для метаморфизованных вулканитов в интервале 358—325 млн. лет [84]. Вулканиты и замещающие их отложения несогласно перекрыты конгломератами и известняками с позднебашкирскими и московскими фораминиферами.

Базальты Кунгай–Ойтаг (см. *Оу*, рис. 6) имеют шаровую отдельность и содержат прослои кремней. Среди них находятся тела ультрабазитов. Базальты перекрыты вулканитами контрастного состава с горизонтами осадочных пород, в которых содержатся визейские кораллы [99]. Для базальтов получено определение Rb-Sr изохронного возраста – около 360 млн. лет [97]. Породы прорваны гранитами, имеющими U-Pb возраст цирконов 277 ± 6 млн. лет [96].

История, геодинамика. Данные о возрасте офиолитов и пород островной дуги свидетельствуют о существовании бассейна Калайхумб—Ойтаг от раннесерпуховского до позднебашкирского времени. Бассейн Калайхумб—Ойтаг был закрыт в башкирское или раннемосковское время в результате коллизии океанической островной дуги с сиалическим блоком Курговат—Сунпань [26, 30].

#### Западно-Джунгарсккий бассейн

Западно-Джунгарсккий океанический бассейн отделял островную дугу Богдашань от Казахско-Киргизского континента. Сутура этого океанического бассейна проходит вдоль позднепалеозойского Джунгарского сдвига и, вероятно, продолжается на восток под чехлом кайнозойских осадков Турфанской впадины (см. рис. 2).

Клиппены офиолитовых аллохтонов лежит на верхнекаменноугольных породах к северо-востоку от океанической сутуры в горах Илихаберга. Офиолиты Баянго (см. Ва, рис. 5) представлены дунитами, перидотитами, кумулятивным габбро, плагиогранитами, дайковым комплексом, массивными и подушечными толеитовыми базальтами, чередующимися с кремнями. Петрохимические и геохимические данные указывают на формирование базальтов в срединно-океаническом хребте. R-Sr и Sm-Nd соотношения определяют возраст пород в  $325 \pm 7$  млн. лет [92], SHRIMP возрасты цирконов из габбро — от  $344 \pm 3$  до  $325 \pm$ ± 7 млн. лет [88]. Направление обдукции офилитов (в современных координатах) – с юго-запада на северо-восток [54, 89].

Западнее Джунгарсккого разлома на окраине Казахско-Киргизского террейна находится пояс вулканитов и гранитов (см. рис. 5), соотношение редких элементов в которых свидетельствует об их надсубдукционном генезисе [58]. Для вулканических пород, представленных андезитами, дацитами, туфами, определен Rb-Sr изохронный возраст в  $345 \pm 9$  млн. лет [54], для гранитов – Rb-Sr

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2010

возрасты 339 и 292 ± 15 млн. лет [54, 90]. Моласса имеет позднепермский возраст. Восточное продолжение пояса надсубдукционных магматических пород находится к югу от Турфанской впадины. Здесь распространены известково-щелочные вулканические породы каменноугольного возраста. Они прорваны позднекаменноугольными и пермскими гранитами [62].

История, геодинамика. Свидетелями существования Западно-Джунгарсккого океанического бассейна служат пояс надсубдукционных магматитических пород хребта Борохоро на окраине Казахско-Киргизского палеоконтинента и офиолитовые аллохтоны и турбидиты на породах океанической островной дуге Богдашань. Вулканическая дуга Богдашань существовала в карбоне, вероятно, ей предшествовала девонская дуга. Для этого времени (девон – карбон) можно говорить о Западно-Джунгарскком океаническом окраинном море Палеоазиатского океана. Сутура Палеоазиатского (Иртыш-Зайсанского) океана находится в Северном Казахстане, океан существовал от неопротерозоя до позднего палеозоя [52]. В среднем и позднем палеозое этот океан разделял Казахско-Киргизский и Сибирский палеоконтиненты.

В карбоне происходила субдукция океанической коры Западно-Джунгарсккого бассейна под Казахско-Киргизский континент. Западно-Джунгарсккий бассейн был закрыт в позднем карбоне или в ранней перми вследствие коллизии Богдашаньской островной дуги и Казахско-Киргизского палеоконтинента. В процессе коллизии произошла обдукция офиолитов на территорию бывшей островной дуги.

## ОКЕАНИЧЕСКИЕ БАССЕЙНЫ, ВОЗНИКШИЕ В ПЕРМИ И ТРИАСЕ

#### Бассейн Рушан-Шуанху

В Тибете сутура бассейна Рушан–Шуанху отмечена тектонической зоной Ганмацо-Шуанху (см. Gs, рис. 6), которая насыщена обнажениями пород офиолитовой ассоциации. Зона имеет в плане форму линзы, длиной более 500 км и шириной около 100 км. Состав лав изменяется вверх по геологическому разрезу от щелочных базальтов до толеитовых базальтов MORB. В базальтах находятся глыбы известняков раннепермского возраста, кремни в офиолитовом меланже содержат радиолярии триаса. Офиолиты залегают среди диамиктитов верхнего карбона – нижней перми, которые рассланцованы и частично превращены в глаукофановые сланцы. Кроссит из этих сланцев имеет Ar-Ar возраст 223 ± 4 млн. лет [47, 60]. Севернее зоны Ганмацо-Шуанху распространены известково-щелочные вулканиты, которые, вероятно, имеют надсубдукционное происхождение.

Восточнее зоны Ганмацо–Шуанху на ее простирании обнажены породы с фузулинидами и брахиоподами верхней перми. Нижняя часть стратиграфического разреза сложена известняками и лавами среднего и основного состава, выше они сменяются чередованием базальтов с песчаниками и сланцами. Геохимия базальтов с видетельствует об их внутриконтинентальном происхождении. Верхняя часть разреза сложена кластитами с прослоями известняков и углей [47, 51, 100].

На Памире сутура океанического бассейна Рушан-Шуанху представляет собой зону надвигов и тектонических чешуй с линзами серпентинитов около разломов. Тектонические чешуи сложены кремнисто-терригенными и кремнисто-карбонатными осадками пермского и триасового возраста, с базальтами, андезито-базальтами, трахитами. Южнее сутуры в тектоническом окне Башгумбез (см. Ва, рис. 6) под кайнозойским шарьяжем залегают тектонические пластины, которые сложены серпентинитами и гарцбургитами (пронизанными дайками габбро, габбро-диоритов и плагиогранитов), щелочными оливиновыми и толеитовыми шаровыми базальтами и кремнями. Геохимические особенности базальтов указывают на их океаническое происхождение. На базальтах лежат толща лав и пирокластов кислого состава и олистострома с глыбами известняков, в которых определена фауна перми и триаса до карнийского века включительно. Севернее, в зоне океанической сутуры, подобная олистострома перекрывает пермо-триасовые вулканогенноосадочные отложения и содержит юрские криноидеи в прослоях известняков [11, 16, 24, 25].

История, геодинамика. Особенности вулканизма в сутурной зоне Рушан–Шуанху свидетельствуют о возникновении континентального рифта и последовавшим открытием океанического бассейна в пермском периоде. Рифтогенный бассейн слепо оканчивался внутри террейна Цянтан, восточнее офиолитовой зоны Ганмацо–Шуанху континентальный рифтогенез не достиг верхней мантии. Зона субдукции падала на север (в современной системе координат). Закрытие океанического бассейна произошло до накопления раннеюрской молассы. Судя по возрасту метаморфизма высоких давлений в сутурной зоне, бассейн Рушан–Шуанху был закрыт в позднем триасе.

#### Бассейны Неотетиса

Океан Неотетис существовал от триаса до палеогена. Сиалический блок Лхаса и островная дуга Драс—Кохистан отделяли от Неотетиса окраинный бассейн, следом которого служит сутура Шиок—Бангон (см. рис. 2). Сутура состоит из двух частей (Шиок и Бангон), которые смещены одна относительно другой на 100 км по Памир-Каракорумскому сдвигу [76, 82]. Сутура Бангон служит границей между сиалическими блоками Цянтан и Лхаса. В Центральном Тибете сутура отмечена офиолитами Донкяо–Амдо (см. *Do*, рис. 6) – интенсивно деформированными ультрабазитами, кумулятами, подушечными базальтами, пачками параллельных даек. По петрохимическим и геохимическим характеристикам породы отнесены к образованиям океанического и островодужного происхождения [74]. Для габбро и амфиболитов определен позднетриасовый Ar-Ar возраст – 200–220 млн. лет. Кремни среди базальтов содержат радиолярии ранней и поздней юры [47, 64].

В Западном Тибете вдоль сутуры распространен дикий флиш или тектонический меланж с блоками гарцбургитов, серпентинизированных перидотитов, габбро, базальтов, радиоляритов и известняков во флишевом матриксе. Описан также разрез офиолитовой ассоциации – от перидотитов, через кумуляты, дайковый комплекс к шаровым лавам и радиоляритам с фауной средней-поздней юры. Кроме положения в сутуре, офиолиты слагают многочисленные аллохтонные массивы, шарьированные на блок Лхаса. Rb-Sr возраст базальтов определен в интервале 182-207 млн. лет, среди базальтов находятся породы с фауной лейаса и титона. Интенсивно смятый флиш и офиолитовый меланж несогласно перекрыты известняками с эндемичной фауной верхов нижнего или низов верхнего мела [64, 68, 80].

Сутура Шиок отделяет блок Каракорум (см. *KR*, рис. 2) от пород мезозойской островной дуги Драс-Кохистан (см. *DK*, рис. 2), в которой вулканическая активность известна в юре — раннем мелу. Породы офиолитовой ассоциации (перидотиты, пироксениты, габбро, базальты, кремни) встречены в виде глыб в олистостроме, которая содержит также обломки известняков альба—апта, распространенных в Кохистане. Породы в зоне сутуры смяты в складки, изотопный возраст деформаций 100—90 млн. лет [81]. Эти деформации, вероятно, являются следствием коллизии островной дуги с блоком Каракорум—Цянтан при закрытии окраинного моря Шиок—Бангон.

История, геодинамика. Океанический бассейн Шиок—Бангон представлял собой окраинное море, которое было отделено островной дугой от океана Неотетис. Имеющиеся данные свидетельствуют о существовании бассейна Шиок—Бангон в триасе, юре, раннем мелу. Бассейн был закрыт в конце раннего или начале позднего мела перед отложением красноцветных кластитов верхнего мела.

Океан Неотетис, отмеченный сутурой Инд– Цангпо (см. рис. 2), был закрыт в эоцене в результате коллизии Индостана с Евразией, зона субдукции погружается под Тибет.

### ГЛАВНЫЕ СОБЫТИЯ В ФАНЕРОЗОЕ

Эволюцию тектонических процессов и геодинамические условия, в которых формировались породы рассматриваемого региона, иллюстрируют геодинамические профили на рис. 7.

В криогении породы региона слагали сиалические террейны Восточно-Гондванский, Алай-Таримский, Сырдарьинский и Иссыккульский, которые были разделены Куньлуньским, Туркестанским и Терскейским океаническими бассейнами. В эдиакарии (венде) или раннем кембрии от Иссыккульского террейна отделился блок Борохоро и возник Илийский океанический бассейн.

Кембрий. Туркестанский океан в раннем кембрии разделял бентосные сообщества трилобитов, принадлежавшие Индо-Австралийской и Тихоокеанско-Атлантической биогеографическим областям. Этот бассейн был главным биогеографическим барьером и наиболее широким кембрийским океаном в рассматриваемом регионе [5].

Территория Высокой Азии вместе с Таримом и Китайскими платформами находилась в пределах Индо-Австралийской биогеографической области распространения трилобитов [28, 29, 42]. Эту область характеризуют трилобиты семейства *Redlichiidae*, которые обнаружены в раннем кембрии в Австралии, Индии, Иране, на Таримской, Китайской и Корейской платформах. Тихоокеанско-Атлантическая биогеографическая область охватывала территорию современной Азии, которая расположена севернее Таримской и Китайской платформ, а также Европу, Северную Африку и Северную Америку.

Во второй половине раннего кембрия существовал также барьер внутри Тихоокеанско-Атлантической биогеографической области – между ее Сырдарьинской и Алтай-Саянской провинциями. Алтай-Саянская биогеографическая провинция включала также Казахстан и Монголию. Результаты изучения трилобитов свидетельствуют о том, что в томмотском и атдабанском веках бассейны Сырдарьинской и Алтай-Саянской провинций были сообщающимися, а в ботомский и тойонский века - почти полностью изолированными друг от друга [21]. Барьером между Сырдарьинским и Алтае-Саянским бентосными сообществами мог быть Терскейский океанический бассейн, что позволяет предполагать его значительную ширину. В конце раннего кембрия начинается обмен фауной между биогеографическими областями и провинциями. Это может быть следствием сужения Туркестанского и Терскейского океанических бассейнов и является косвенным свидетельством существования активных окраин у этих океанических бассейнов в кембрийское время.

Куньлуньский океанический бассейн в кембрийское время был нешироким: в это время сохранялась общность фауны трилобитов, обитавших на обеих окраинах бассейна [42]. **Ордовик.** Илийская окраина террейна Борохоро в раннем ордовике была пассивной, позднее – активной. Обе окраины Иссыккульского террейна в ордовике были активными. Надсубдукционный магматизм на илийской окраине Иссыккульского террейна начался в тремадоке и продолжался до раннего силура. В среднем ордовике произошла обдукция пород океанической коры Илийского океанического бассейна на край Иссыккульского террейна, вероятно, связанная с процессом формирования аккреционной призмы. На терскейской окраине Иссыккульского террейна, активен от среднего ордовика до карадока.

В Терскейском бассейне в кембрии – начале ордовика находилась океаническая островная дуга. Субдукция океанической коры преддугового бассейна происходила под вулканическую дугу. В арениге преддуговой бассейн был закрыт и островная дуга причленилась к Иссыккульскому микроконтиненту. Субдукция океанической коры Терскейского бассейна под Иссыккульский террейн привела к закрытию Терскейского океанического бассейна и коллизии Иссыккульского и Сырдарьинского сиалических блоков в конце среднего – начале позднего ордовика. С этой коллизией связана обдукция офиолитов на Иссыккульского террейн и шарьирование пород континентального склона на Сырдарьинский террейн. События на окраинах Иссыккульского микроконтинента инициировали деформацию его коры, приведшую к формированию в нем орогенных и тафрогенных впадин. В среднем и позднем ордовике в этих впадинах накопилась мощная моласса. В результате объединения Иссыккульского и Сырдарьинского сиалических блоков в ордовике был создан Казахско-Киргизский континент.

Терскейская окраина Сырдарьинского террейна в раннем палеозое была пассивной, туркестанская окраина, вероятно, была активной. Окраины Алай-Таримского террейна почти на всем своем протяжении были пассивными, лишь в Цайдаме известны известково-щелочные вулканиты среднего-позднего ордовика.

Куньлуньская окраина Восточной Гондваны в раннем палеозое была пассивной. Биогеографические данные свидетельствую и том, что в ордовикском периоде Куньлуньский океанический бассейн значительно расширился. Различия между сообществами ордовикских наутилоидей и конодонтов, разделенных Куньлуньским бассейном, указывают на слабые связи между Северо-Китайским и Южно-Китайским доменами в это время [42].

Силур и девон. В начале среднего палеозоя в регионе находились четыре континентальных блока — Восточно-Гондванский, Алай-Таримский, Казахско-Киргизский и Борохоро, разделенные Куньлуньским, Туркестанским и Илийским океаническими бассейнами. В силуре был закрыт Илийский океанический бассейн и террейн Борохоро присоединился к Казахско-Киргизскому континенту. С девона известна океаническая островная дуга Богдашань, которая отделяла от Палеоазиатского океана Западно-Джунгарский бассейн.

Окраины Алай-Таримского континента в среднем палеозое оставались пассивными. На континенте происходили процессы рифтогенеза, сопровождаемые вулканизмом. В раннем силуре началась (или продолжалась) субдукция туркестанской океанической коры под Казахско-Киргизский микроконтинент и на микроконтиненте был сформирован магматический пояс. Субдукция туркестанской океанической коры происходила до среднего девона.

Возникшие в ордовике биотические различия между доменами, разделенными Куньлуньским океаном, сохранялись в силуре, раннем и среднем девоне и сгладились в позднем девоне [41]. В девонское время куньлуньская окраина Восточной Гондваны была активной и на ней формировались складки. В Северо-Западном Куньлуне складчатость отмечена несогласием в среднем девоне, на Северном Памире – стратиграфическим перерывом в позднем девоне – раннем турне.

Карбон. В Туркестанском океане после перерыва, длившегося более 50 млн. лет, в серпуховском веке возобновилась субдукция туркестанской океанической коры под окраину Казахско-Киргизского континента. На обеих окраинах этого континента в раннекаменноугольное время возникли надсубдукционные магматические пояса. У туркестанского края континента была сформирована аккреционная призма, сложенная породами океанической коры. К середине московского века позднего карбона туркестанская океаническая кора была полностью субдуцирована и произошла коллизия Алай-Таримского и Казахско-Киргизского континентов. После коллизии субдукция океанической коры трансформировалась в континентальную субдукцию - пододвигание континентального склона Алай-Таримского континента под окраину Казахско-Киргизского континента и его аккреционную призму. Вследствие этого процесса началось формирование коллизионных шарьяжей Южного Тянь-Шаня [5, 45].

В каменноугольное время происходила субдукция океанической коры Восточно-Джунгарского бассейна в двух направлениях — под окраину Казахско-Киргизского континента и под островную дугу Богдашань. Этот океанический бассейн был закрыт в позднем карбоне.

В Куньлуньском океаническиом бассейне в каменноугольное время находились срединноокеанический хребет, океанические островные дуги и окраинные бассейны. В серпуховском и башкирском веках островная дуга отделяла от океана окраинный бассейн Калайхумб—Ойтаг. На краю сиалического террейна Курговат—Сунпань, обращенном к Куньлуньскому бассейну, активно протекали аккреционные процессы. В позднем карбоне этот террейн столкнулся с океанической островной дугой (или дугами) Куньлуньского бассейна.

В раннекаменоугольное время от Алай-Таримского континента откололся Каракумский блок и между ними возник Гиссарский рифт с океанической корой. Рифт был открыт в Куньлуньский океанический бассейн. В позднем карбоне рифт был закрыт и Каракумский террейн соединился с Алай-Таримским континентом.

В раннем карбоне началось дробление Восточной Гондваны. От нее откололся блок Курговат— Сунпань и возник океанический бассейн Ванч— Дзиньша, который быстро расширялся.

Пермь. В пермском периоде в зоне Туркестанской сутуры продолжалась субдукция континентальной коры Алай-Таримского террейна под окраину Казахско-Киргизского континента. Следствием этого процесса было создание многослойного ансамбля южно-тяньшаньских коллизионных шарьяжей, который затем был смят в складки и раздавлен. Вследствие тектонического течения масс вдоль складчатого пояса были сформированы гигантские горизонтальные ороклинные протрузии в Западном Тянь-Шане и Кызылкуме [5, 18, 45].

Океанический бассейн Ванч—Дзиньша в раннепермское время продолжал расширяться и к артинскому веку превратился в обширный океан. Этот океан разделял сиалические блоки, которые были расположены в разных биогеографических областях (см. рис. 8), принадлежавших тропиче-

**Рис. 7.** Геодинамические профили Тянь-Шань — Тарим — Западный Куньлунь — Западный Тибет — Каракорум — Кохистан

*<sup>1, 2</sup>* – на карте: *1* – океанические сутуры, *2* – разломы, тонированы современные впадины и равнины; *3*–*5* – на профилях: *3* – океаническая кора, *4* – надсубдукционная вулканическая активность, *5* – граниты.

Континентальные террейны: *АТ* – Алай-Таримский (Alay-Tarim), *BH* – Борохоро (Borohoro), *CP* – Центрально-Памирский (Central Pamirs), *IK* – Иссыккульский (Issyk Kul), *KR* – Каракорумский (Karakorum), *KS* – Курговат-Сунпань (Kurgovat-Songpan), *QT* – Цянтан (Qiangtang), *SD* – Сырдарьинский (Syr Darya). Океанические бассейны и их сутуры: *KU* – Куньлуньский (Kunlun), *PA* – Палеоазиатский (Paleo-Asia), *RS* – Рушан–Шуанху (Rushan-Shuanghu), *SB* – Шиок–Бангон (Shyok-Bangong), *TE* – Терскейский (Terskey), *TU* – Туркестанский (Turkestan), *VJ* – Ванч–Дзинша (Vanch-Jinsha), *J* – Западно-Джунгарский (West Junggar), *YI* – Илийский (Yili). Вулканические островные дуги: *BS* – Богдашань (Bogdashan), *DK* – Драс-Кохистан (Dras-Kohistan)





**Рис. 8.** Граница между Северо-Тетической и Южно-Тетической раннепермскими биогеографическими областями

1 — океаническая сутура Ванч—Дзинша (Vanch-Jinsha); 2 — другие сутуры; 3 — разломы; 4 — места сборов образцов с раннепермской фауной и флорой: 1 — Алайский хребет (Alay), 2 — Дарвазский хребет (Darvaz), 3 — Заалайский хребет (Trans-Alay), 4 — Паньшуйхе (Panshuihe), 5 — Ащиккольху (Aqqikkolhu), 6 — Найджтал (Naiji Tal), 7 — Голмуд (Golmud), 8 — Калакташ (Kalaktash), 9 — Кашмир (Kashmir), 10 — перевал Конка (Kongka), 11 — Рутог-Гетуа (Rutog-Gegua), 12 — Шицанхе (Shiquanghe), 13 — Ганмацо-Сярган (Gangmaco-Xiyargang), 14 — Коген (Cogen), 15 — Шенжа (Xainza)

скому и нодальному внетропическому поясам Земли. Северо-тетическая тропическая область охватывала Евразийский Тетис и Катазию. Ее характеризуют теплолюбивая фауна фузулинид и кораллов и тропическая флора. Раннепермская фауна в Алае (см. 1, рис. 8), на севере и северо-западе Памира (2, 3) и в Куньлуне (4–7) принадлежит северотетическому типу [17, 86].

Южно-Тетическая нодальная область охватывала Тетис Гондваны. Это — область накопления осадков ледникового и ледниково-морского происхождения, распространения холодолюбивой фауны и глосоптериевой флоры. Фауна сакмарского яруса в Центральном Памире (см. 8, рис. 8), сакмарского и артинского ярусов в Гималаях (9), террейнах Цянтан (10-12) и Лхаса (13-15) принадлежит южнотетического типу [16, 86]. Климатический контраст между Северотетической и Южнотетической биогеографическими областями был наибольшим в ассельском веке и сгладился в конце артинского века, когда Гондвана переместилась в тропическую зону.

В пермское время продолжалось разрушение края Гондваны. В результате внутриконтинентального рифтогенеза вблизи этого края образовался рифт Рушан—Шуанху с корой океанического типа. Рифт слепо оканчивался на востоке (в современных координатах). На западе он, вероятно, был открыт в океан Ванч—Дзиньша.

В поздней перми все компоненты будущей Высокой Азии переместились в тропический пояс, что, вероятно, сопровождалось их сближением и сокращением пространства океанических бассейнов.

**Триас-палеоген.** Поздняя пермь и ранний триас — время большей раздробленности территории будущей Высокой Азии. В это время Куньлуньский океанический бассейн разделял сиалическую островную дугу Курговат—Сунпань (западный выступ Южно-Китайского континента) и Алай-Таримский континент. Океан Ванч—Дзиньша разделял сиалические террейны Курговат— Сунпань и Центральный Памир—Цянтан. Рифт Рушан—Шуанху рассекал блок Цянтан, рифт Бангон разделял блоки Цянтан и Лхаса.

В триасе были закрыты океанические бассейны Куньлуньский, Ванч–Дзиньша и Рушан–Шуанху, коллизия сиалических террейнов сопровождалась индо-синийским орогенезом. Океанический бассейн Шиок–Бангон был закрыт в меловом периоде, океан Неотетис – в эоцене, коллизионные процессы были источником альпийско-гималайского орогенеза.

## ОБЩИЕ ТЕНДЕНЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ

Процесс дробления Родинии, а затем — Восточной Гондваны, был многоступенчатым и протекал от протерозоя до триаса. Следствием рифтогенеза было формирование океанических бассейнов. В рассмотренном регионе океанические бассейны фанерозоя образуют две историко-геологические системы, развитие которых было разновременным и разноплановым [5, 23, 31, 32 и др.].

Тетическая система включает бассейны Палеотетиса (Ванч-Дзинша и Куньлуньский с их окраинными морями и рифтами Калайхумб-Ойтаг, Гиссарским, Рушан-Шуанху) и Неотетиса. Историко-тектоническое развитие системы было однонаправленным: открытие океанических бассейнов происходило последовательно в направлении с севера на юг (в современных координатах) и также последовательно – с севера на юг – они закрывались (рис. 9). Сутуры океанических бассейнов Тетической системы находятся на территории Высокой Азии.

Главные бассейны Туркестано-Палеоазиатской системы — Туркестанский и Палеоазиатский океаны — существовали от неопротерозоя до позднего палеозоя. Историко-тектоническое развитие бассейнов Туркестано-Палеоазиатской системы происходило в иное время, чем в Тетической системе, и в ином направлении (см. рис. 9). Сутуры бассейнов системы находятся на территории Тянь-Шаня, Урала, Казахстана и Сибири. В Тянь-Шане эта система представлена сутурами Туркестанского, Терскейского, Илийского и Западно-Джунгарского бассейнов.

Вхождение сиалических блоков будущего Тянь-Шаня, Памира и Тибета в Евразийский



Рис. 9. Время существования океанических бассейнов

континент произошло в несколько этапов. Предварительно — в позднем ордовике и силуре — небольшие микроконтиненты были объединены в композитный Казахско-Киргизский континент. Территория Тянь-Шаня и Тарима стала частью Евразии в позднем карбоне — ранней перми после закрытия Туркестанского, Уральского и Палеотетического океанов. В триасе территории Памира, Каракорума, Куньлуня и большая часть Тибета присоединились к Евразийскому континенту. В меловом периоде в состав Евразийского континента вошли блок Лхаса и Кохистан, в эоцене Евразийский континент объединился с Индостаном.

Автор благодарен И.И. Поспелову и С.В. Руженцеву за критические замечания, которые помогли улучшить статью.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бакиров А.Б., Сакиев К.С. Геодинамические условия формирования метаморфических комплексов Тянь-Шаня // Проблемы геологии и географии в Кыргызстане. Бишкек: Илим, 1999. С. 14–21.
- Бискэ Ю.С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб.: СПб. Ун-т, 1996. 192 с.
- Буданов В.И., Пашков Б.Р. О масштабах раннекаменноугольного и пермского вулканизма в восточной части Северного Памира // Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 1. С. 33–38.
- Буртман В.С. Новые данные о строении Куньлуня и Каракорума // Геотектоника. 1993. № 1. С. 108– 111.

- 5. *Буртман В.С.* Тянь-Шань и Высокая Азия: тектоника и геодинамика в палеозое. М.: Геос, 2006. 215 с.
- 6. *Буртман В.С., Самыгин С.Г.* Тектоническая эволюция Высокой Азии в палеозое и мезозое // Геотектоника. 2001. № 4. С. 34–54.
- Владимиров А.Г., Малых М.М., Дронов В.И., Чернер Э.С., Зуднев С.Н., Беляева Р.Т., Каргаполов С.Ф., Глотов А.И., Еремин Г.Г., Сероглазов В.В. Индосинийский магматизм и геодинамика Южного Памира. Новосибирск: ОИГГМ, 1992, 229 с.
- Гесь М.Д. Магматизм и геодинамическая эволюция каледонид Тянь-Шаня. Бишкек: НАН Кыргызской республ., 2008. 168 с.
- 9. Далимов Т.Н., Шаякубов Т.Ш., Троицкий В.И., Ганиев И.Н., Таль-Вирский Б.Б и др. Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан. Ташкент: Университет, 1998. 724 с.
- Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Кембрийская коллизия дуга-континент в палеозоидах Казахстана // Геотектоника. 2007. № 1. С.71–96.
- Дронов В.И. Первые находки триасовой фауны в вулканитах рушан-пшартского Памира // Доклады АН РАН. 1999. Т. 390. С. 225–227.
- Кафарский А.Х., Пашков Б.Р., Пыжьянов И.В. Позднепалеозойский рифтогенез на Северном Памире // Доклады АН СССР. 1982. Т. 264. С. 384– 386.
- Киселев В.В. Уран-свинцовая (по цирконам) геохронология магматических проявлений Северного Тянь-Шаня // Проблемы геологии и географии в Кыргызстане. Бишкек: Илим, 1999. С. 21–33.
- 14. Комаревцев В.Т., Киселев В.В., Миколайчук А.В., Христов Е.В. Радиогенные датировки офиолитов Южного Тянь-Шаня // Известия АН Киргизской ССР. Физ.-техн. и математ. науки, 1987. № 3. С. 48–53.
- 15. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. Москва: Геос, 2002. 294 с.
- 16. Левен Э.Я. Этапы развития фузулинидовых сообществ Южной Тетис и их связь с абиотическими событиями // Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд. геол. 1995. Т. 70. Вып. 5. С. 66–72.
- 17. Левен Э.Я., Леонова Т.Б., Дмитриев В.Ю. Пермь Дарваз-Заалайской зоны Памира. М.: Наука, 1992. 204 с.
- 18. *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 457 с.
- Ломизе М.Г., Демина Л.И., Зарщиков А.А. Киргизско-Терскейский палеоокеанический бассейн // Геотектоника. 1997. № 6. С. 35–55.
- 20. Максумова Р.А. Верхний рифей-вендские рифтогенные формации Тянь-Шаня // Стратиграфия, литология, геохимия и рудоносность верхнего рифея — венда Средней Азии, Казахстана, Сибири. Бишкек: Илим, 1992. С. 3–23.
- 21. Мамбетов А.М., Репина Л.Н. Нижний кембрий Таласского Алатоо и его корреляция с разрезами Малого Каратау и Сибирской платформы // Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С. 98–138.
- 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. С. 16–34.

- 23. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
- 24. *Пашков Б.Р., Буданов В.И*. Тектоника ранних киммерид Южного Памира // Геотектоника. 2003. № 1. С. 19–35.
- 25. *Пашков Б.Р., Швольман В.А.* Рифтогенные окраины Тетиса на Памире // Геотектоника. 1979. № 6. С. 42–57.
- Поспелов И.И. Формации и тектоническое развитие поздних варисцид Южного Тянь-Шаня и Северного Памира // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 149–178.
- Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976. 270 с.
- Репина Л.Н. Палеобиогеография раннекембрийских морей по трилобитам // Биостратиграфия и биогеография палеозоя Сибири. Новосибирск: Институт геологии, геофизики РАН, 1985. С. 5–15.
- 29. Репина Л.Н. Раннекембрийские моря земного шара и палеобиогеографические подразделения по трилобитам // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука, 1985. С. 5–17.
- Руженцев С.В., Поспелов И.И., Сухов А.Н. Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира // Геотектоника. 1977. № 4. С. 68–80.
- Руженцев С.В., Швольман В.Ф., Пашков Б.Р., Поспелов И.И. Тектоническое развитие Памиро-Гималайского сектора Альпийского складчатого пояса // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С. 167–175.
- 32. Руженцев С.В., Швольман В.Ф., Поспелов И.И., Соколов С.Д. Офиолитовые сутуры и тектоническая эволюция Высокой Азии // Доклады АН СССР. 1982. Т. 265. С. 1471–1474.
- 33. Рязанцев А.В., Миколайчук А.В., Толмачева Т.Ю., Дегтярев К.Е., Котов А.Б., Никитина О.И., Мамонов Е.П., Зорин А.Е. Офиолиты и островодужные комплексы Джалаир-Найманской зоны и Чуйско-Кендыктасского массива (Южный Казахстан) // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. 2009. Вып. 4. С. 53–58.
- 34. Соболев Н.В., Шацкий В.С., Бакиров А.Б., Гильберт А.Э. Эклогиты и глаукофановые породы Тянь-Шаня // Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1989. С. 83–107.
- 35. Травин А.В., Симонов В.А., Куренков С.А., Тикунов Ю.В., Юдин Д.С., Миколайчук А.В. Первые данные об абсолютном возрасте офиолитов Северного Тянь-Шаня // Геология, геохимия, геофизика на рубеже XX и XXI веков. М.: Связьпринт, 2002. Т. 1. С. 105–106.
- Allen M.B., Windley B.F., Zhang C. Paleozoik collisional tectonics and magmatism of the Chinese Tien Shan, Central Asia // Tectonophysics. 1993. Vol. 220. P. 89–115.
- 37. Bian Q., Li D., Pospelov I., Yin L., Li H., Zhao D., Chang C., Luo X., Gao S., Astrakhantsev O., Chamov N. Age, geochemistry and tectonic setting of Buqingshan ophiolites, North Qinghai–Tibet Plateau, China // J. Asian Earth Sci. 2004. Vol. 4. P. 577–596.
- Bian Q., Luo X., Chen H., Zhao D., Xu G., Chang C. Petrochemitry and Zircon U-Pb age of granodiorite-

tonalite in the Anyemaqen ophiolitic belt and its tectonic significance. Sci. Geol. Sinica. 1999. Vol. 8. P. 375–381.

- Bian Q., Luo X., Li H., Chen H., Zhao D. Discovery of Early Paleozoic and Early Carboniferous – Early Permian ophiolites in the Anyemaqen Mts., Qinghai Province, China // Sci. Geol. Sinica. 1999. Vol. 8. P. 437–438.
- 40. *Boulin J.* Afghanistan structure, Greater India concept and eastern Tethys evolution // Tectonophysics. 1981. Vol. 72. P. 261–287.
- Burrett C., Long J., Stait B. Early-Middle Palaeozoic biogeography of Asian terranes derived from Gondwana Palaeozoic palaeogeography and biogeography // Geol. Soc. London Mem. 1990. No. 12. P. 163–174.
- Burret C., Stait B. China and Southeast Asia as part of Tethyan margin of Cembro-Ordovician Gondwanaland // Shallow Tethys-2. Rotterdam: Balkema, 1986. P. 65–77.
- 43. *Burtman V.S.* Cenozoic crustal shortening between the Pamir and Tien Shan and a reconstruction of the Pamir Tien Shan transition zone for the Cretaceous and Palaeogene // Tectonophysics. 2000. Vol. 319. P. 69–92.
- Burtman V.S. The Tien Shan Early Paleozoic tectonics and geodynamics // Russian J. Earth Sciences. 2006. Vol. 8(3). P. 1–23. doi: 10.2205/2006ES000202.
- Burtman V.S. Nappes of the southern Tien Shan // Russian J. Earth Sciences. 2008. Vol. 10(1). P. 1–35. doi: 10.2205/2007ES000223.
- 46. *Burtman V.S., Molnar P.* Geological and geophysical evidence for deep subduction of continental crust beneath the Pamir. Boulder, Colorado: GSA (Spec. paper 281). 1993. 76 p.
- 47. *Chang C.* Geology and tectonics of the Qinghai–Tibet Plateau. Beijing: Science Press, 1996. 153 p.
- Chen B., Jin X. A geologic-geophysical excursion from Golmud, Qinghai to Lhasa, Tibet // 30th Intern. Geol. Congr. Field trip. T390 guidebook. Beijing, 1996. 43 p.
- 49. Chen C., Lu H., Jia D., Cai D., Wu S. Closing history of the southern Tianshan oceanic basin, western China: an oblique collisional orogeny // Tectonophysics. 1999. Vol. 302. P. 23–40.
- 50. Cowgill E., Yin A., Harrison T.M. Reconstruction of the Altyn Tagh fault based on the U-Pb geochronology: role of back thrusts, mantle sutures and heterogeneous crustal strength in forming the Tibetan Plateau // J. Geophyz. Res. 2003. Vol. 108. P. 1–28.
- 51. Excursion Guide of the International Symposium on the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau / Zhu L., Pan Y. eds. Beijing. 1998. 109 p.
- Filippova I.B., Bush V.A., Didenko A.N. Middle Paleozoic subduction belts: The leading factor in the formation of the Central Asian fold-and-thrust belt // Russian J. Earth Sciences. 2001. Vol. 3(6). P. 405–426. doi: 10.2205/2001ES000073.
- 53. Gao J., He G., Li M., Xiao X., Tang Y., Wang J., Zhao M. The mineralogy, petrology, metamorphic PTDT traectory and exhumation mechanism of blueschists, south Tianshan, northwestern China // Tectonophysics. 1995. Vol. 250. P. 151–168.
- 54. Gao J., Li M., Xiao X., Tang Y., He G. Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan orogen, northwestern China // Tectonophysics. 1998. Vol. 287. P. 213–231.
- 55. Gruschka S., Kroner A., Avdeev A.V., Seitov N.S., Oberhansli R. Early Palaeozoic accretion of arcs and micro-

continents in the Central Asian mobile belt of Southern Kazakhstan as deduced from Pb-Pb zircon and Sm-Nd ages // Terra Nova. 1998. Vol. 7. P. 340.

- 56. Harris N.B.V., Xu R., Lewis C.L., Hawkesworth C.J., Zhang Y. Isotope geochemistry of the 1985 Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1988. Vol. A327. P. 263–285.
- 57. *Harris N.B.V., Xu R., Lewis C.L., Jin C.* Plutonic rocks of the 1985 Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1988. Vol. A327. P. 145–168.
- Hsu K.J., Yao Y., Hao J., Hsu P., Li J., Wang O. Origin of Chinese Tianshan by arc–arc collisions // Eclogae geol. Helv. 1994. Vol. 87. P. 365–292.
- 59. Introduction to integrated scientific investigation on Karakorum and Kunlun mountines / Pan Y. – ed. Beijing: China Meteor. Press, 1992. 92 p.
- 60. Kapp P., An Y., Manning C.E., Murphy M., Harrison T.M., Spurlin M., Ding L., Deng X., Wu C. Blueshist-bearing metamorphic core complexes in the Qingtang block reveal deep crustal structure of northern Tibet // Geology. 2000. Vol. 28. P. 19–22.
- Konopelko D., Biske G., Seltman R., Eklund O., Belyatsky B. Hercynian post-collisional A-type granites of the Kokshaal Range, Southern Tien Shan, Kyrgyzstan // Litos. 2007. Vol. 97. P. 140–160.
- 62. Li J., Xiao W., Wang K., San G., Gao L. Neoproterozoic – Paleozoic tectonostratigraphy, magmatic activities and tectonic evolution of eastern Xinjiang, NW China // Tectonic evolution and metallogeny of the Chinese Altay and Tianshan. London: CERCAMS, Natural History Museum, 2003. P. 31–74.
- 63. *Liu B., Wang Z., Ma H., Zhou H., Zhu H.* Tectonic evolution of south-west Tianshan and the relationship between Tarim and Kazakstan Plates // 30th Intern. Geol. Congr. Abstr. 1996. Vol. 1. P. 270.
- 64. Liu C., Lu B., Zheng M., Lai S., Wang D., Ren Z., Chen G. Possible extending of Bangonghu-Dingqing suture and its geological relevations // Earth Sci. Frontiers, Beijing. 2000. Vol. 7. Suppl. P. 162–163.
- 65. Liu X., Fu D., Yao J., Ding X., Wang Y., Wu S., Yan Y., Graham S.N., Chang E., Sobel E. The sedimentarytectonic evolution of Tarim Plate and its surrounding area // Urumqi: Xinjang Sci. Tech. Pub. House, 1997. 257 p. (in Chinese, p. 212–257 – in English).
- 66. Long L., Gao J., Wang J., Qiang Q., Xiong X., Wang Y., Wang L., Gao L. Geochemistry and SHRIMP zircon U-Pb age of post-collision granits in the southwest Tienshan orogenic belt of China: examples from the Heiyngshan and Laohutai plutons // Acta Geologica Sinica. 2008. Vol. 82. P. 415–424.
- 67. *Long L., Gao J, Xiong X.M., Quan Q.* The geochemical characteristics and the age of the Kule lake ophiolite, the southern Tianshan // Acta Petrol. Sinica. 2006. Vol. 22. P. 65–73.
- Matte P., Tapponnier P., Arnaud N., Bourjot L., Avouac J.P., Vidal P.H., Liu Q., Pan Y, Wang Y. Tectonics of Western Tibet between the Tarim and Indus // Earth Planet. Sci. Lett. 1996. Vol. 142. P. 311–330.
- 69. *Mattern F., Schneider W.* Suturing of the Proto- and Paleo-Tethys oceans in the western Kunlun // J. Asian Earth Sci. 2000. Vol. 18. P 637–650.
- Mineral deposits map of Kyrgyzstan, scale 1:1000000 / Jenchuraeva R., Bakirov A., Ghes M., Seltmann R., Shatov V., Popov V. – eds. 2001. London–Bishkek.

- Molnar P., Burchfield D.C., Zhao Z., Liang K., Wang S., Huang M. Geologic evolution of Northern Tibet: results of an expedition to Ulugh Muztagh // Science. 1987. Vol. 235. P. 299–305.
- Pan Y. Geological evolution of the Kunlun and Karakorum mountain ranges // Proceed. Int. Symp. Karakorum and Kunlun Mts. Beijing: China Meteor. Press, 1994. P. 31–43.
- Pan Y. Formation and evolution of Tethys in the Tibetan Plateu // Earth Sci. Frontiers (Beijing). 2000. Vol. 7. Suppl. P. 334–335.
- 74. Pearce J.A., Deng W. The ophiolites of the Tibetan Geotraverses Lhasa to Golmud (1985) and Lhasa to Kathmandu (1986) // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1988. Vol. A327. P. 215–238.
- Pearce J.A., Mei H. Volcanic rocks of the 1985 Tibet Geotraverse // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1988. Vol. A327. P. 169–201.
- Peive A.V., Burtman V.S., Ruzhentsev S.V., Suvorov A.I. Tectonics of the Pamir-Himalaayan sector of Asia // 22nd Intern. Geol. Cong. Report, New Delhi. 1964. Part 11. P. 441–464.
- 77. Pospelov I.I., Leven E.Y., Bian Q., Aristov V.A., Korchagin O.A. Lower Permian formations of the Buqingshan Mountains in the A'nyemaqen ophiolitic zone (Eastern Kunlun, Qinghai Province, China): on the beginning of the Paleotethys closure // Russian J. Earth Sciences. 2005. Vol. 6. P. 1–13.
- 78. Regional geology of Qinghai Province (with maps in scale 1 : 1500000 and 1 : 2000000). Beigjing: Geol. Publ. House, 1991. 662 p. (in Chinese, p. 604–662 in English)
- 79. Regional geology of Xinjiang Uygur autonomous region (with maps in scale 1 : 1 500 000 and 1 : 2000 000). Beigjing: Geol. Publ. House, 1993. 841 p. (in Chinese, p. 783–841 in English).
- 80. Regional geology of Xizang (Tibet) autonomous region (with maps in scale 1 : 1500000 and 1 : 2000000). Beigjing: Geol. Publ. House, 1993. 707 p. (in Chinese, p. 638–707 – in English).
- Searle M.P. Geology and tectonics of the Karakoram Mountains // Chichester: J. Wiley and Sons, 1991. 358 c.
- 82. Searle M.P. Geological evidence against large-scale pre-Holocene offsets along the Karakoram fault: implications for the limited extrusion of the Tibetian plateau // Tectonics. 1996. Vol. 15. P. 171–186.
- Shi R., Yang J., Wang X., Zheng X. Two suites of ophiolite recognized in the Maqen area, Northern Tibetan Plateau // Earth Sci. Frontiers (Beijing). 2000. Vol. 7. Suppl. P. 132–134.
- 84. Schwab M., Ratschbacher L., Siebel W., McWilliams M., Minaev V., Lutkov V., Chen F., Stanek K., Nelson B., Frisch W., Wooden J.L. Assembly of the Pamirs: age and origin of magmatic belts from the southern Tien Shan to the southern Pamirs and their relation to Tibet // Tectonics. 2004. Vol. 23. P. 1–31.
- Sobel E.R., Arnaud N. A possible middle Paleozoic suture in the Altyn Tagh, NW China // Tectonics. 1999. Vol. 18. P. 64–74.
- 86. Sun D. On the Permian biogeographic boundary between Gondwana and Eurasia in Tibet, China as eastern section of the Tethys // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1993. Vol. 100. P. 59–77.
- 87. Tagiri M., Yano T., Bakirov A., Nakajima T., Uchiumi S. Mineral parageneses and metamorphic P-T

paths of ultrahigh-pressure eclogites from Kyrghyzstan Tien-Shan // Island Arc. 1995. Vol. 4. P. 280–292.

- Wang B., Faure M., Shu L., Cluzel D., Charvet J., De-Jong K., Chen Y. Paleozoic tectonic evolution of the Yili Block, western Chinese Tianshan // Bull. Soc. geol. Fr. 2008. Vol. 179. P. 483–490.
- Wang B., Lang Z., Li X., Qu X., Li T., Huang C., Cui X. Comprehensive survey of geological sections of the West Tianshan of Xinjiang, China. Urumqi. 1994. 200 p. (in Chinese, p. 195–200 – in English).
- Wang Z., Wu J., Lu X., Zhang J., Liu C. Polycyclic tectonic evolution and metallogeny of the Tianshan Mountains. Beijing: Science Press, 1990. 217 p.
- 91. Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kroner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // J. Geol. Soc. London. 2007. Vol. 164. P. 31–47.
- 92. Xia L., Li X., Xu X., Xia Z., Ma Z., Wang L. Petrogenetic evolution of the Bayan Gol ophiolite – geological record of the Early Carboniferous Red Sea Type ocean basin in the Tianshan Mountanes, Northwestern China // Acta Geologica Sinica. 2005. Vol. 79. P. 174–192.
- 93. Xiao W.J., Windley B.F., Chen H.L., Zhang G.C., Li G.L. Carboniferous-Triassic subduction and accretion in the western Kunlun, China: implications for the collisionall and accretionary tectonics of the northern Tibetan Plateau // Geology. 2002. Vol. 30. P. 295–298.
- 94. Xiao W.J., Windley B.F., Liu D.Y., Jian P., Liu C.Z., Yuan C., Sun M. Accretionary tectonics of the Western Kunlun Orogen, China: A Paleozoic–Early Mesozoic, long-lived active continental margin with Implications for the growth of Southern Eurasia // Journal Geology. 2005. Vol. 113. P. 687–705.

- 95. Xiao W.J., Zhang L.C., Qin K.Z., Sun S., Li J.L. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the Eastern Tienshan (China): implications for the continental growth of Central Asia // American J. Science. 2004. Vol. 304. P. 370–395.
- 96. *Xu R., Zhang Y., Vidal Ph., Arnaud N.* Two plutonic belts in Western Kunlun // Int. Symp. Karakorum and Kunlun Mts. Kashi. China. Abstr. 1992. p. 62.
- Yang J.S., Robinson P.T., Jiang C.F., Xu Z.Q. Ophiolites of the Kunlun Mts., China and their tectonic implications // Tectonophysics. 1996. Vol. 258. P. 215– 231.
- Yin A., Harrison T.M. Geological evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen // Annual Rev. Earth Planet. Sci. 2000. Vol. 28. P. 211–280.
- 99. Yin J. Carboniferous sedimentary environment and tectonic setting in the Western Kunlun and adjacent regions // Proceed. Int. Symp. Karakorum and Kunlun Mts. Beijing: China Meteor. Press, 1994. P. 130– 142.
- 100. *Yin J., Xu J., Liu C., Li H.* The Tibetan plateau: regional stratigraphic context and previous work // Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1988. Vol. A327. P. 5–52.
- 101. Yuan C., Sun M., Li J. The evolutionary history of the West Kunlun Mts.: a tectonic reconstruction based on studies of magmatism // Earth Sci. Frontiers (Beijing), 2000. Vol. 7. Suppl. P. 262–263.
- 102. Zhang Y., Xie Y., Xu R., Vidal P., Arnaud N. Element geochemistry of granitoid rocks in the western part of the Qunnghai-Xizang Plateau // Proceed. Int. Symp. Karakorum and Kunlun Mts. Beijing: China Meteor. Press, 1994. P. 152–163.

Рецензенты: С.В. Руженцев, И.И. Поспелов

# Tien Shan, Pamir, and Tibet: History and Geodynamics of Phanerozoic Oceanic Basins

# V. S. Burtman

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia

e-mail: vburtman@gmail.com

Received January 11, 2010

Abstract—Geological and biogeographical data on the paleooceanic basins of the Tien Shan and High Asia are summarized. The oceanic crustal rocks in the Tien Shan, Pamir, and Tibet belong to the Tethian and Turkestan—Paleoasian systems of paleooceanic basins. The tectonic evolution of these systems in the Phanerozoic was not coeval and unidirectional. The sialic blocks of the future Tien Shan, Pamir, and Tibet were incorporated into the Eurasian continent during several stages. In the Late Ordovician and Silurian several microcontinents were preliminarily combined into the Kazakh—Kyrgyz continent as a composite aggregation. The territories of the Tien Shan and Tarim became a part of Eurasia after the closure of the Turkestan, Ural, and Paleotethian oceans in the Late Carboniferous and Early Permian. The territories of the Pamir, Karakorum, Kunlun, and most of Tibet attached to the Eurasian continent in the Triassic. The Lhasa and Kohistan blocks were incorporated into Eurasia in the Cretaceous, whereas Hindustan was docked to Eurasia in the Paleogene.