

ТЯНЬ-ШАНЬ — ОБЛАСТЬ СОПРЯЖЕНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ КОЛЛИЗИОННЫХ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ АЗИАТСКОГО ПАЛЕООКЕАНА И ОКЕАНА ПАЛЕОТЕТИС

В.И. Троицкий

Кафедра геологии месторождений полезных ископаемых и их разведки
Инженерный факультет
Российский университет дружбы народов
ул. Орджоникидзе, 3, Москва, Россия, 117923

Обсуждаются история развития и особенности сопряжения палеозойских складчатых поясов и систем Азиатского палеоокеана и океана Палеотетис.

Ключевые слова: геодинамическое районирование складчатых поясов и систем, геодинамический режим пассивных и активных окраин, формации, литогеодинамические комплексы

Различают два главных типа палеозойских складчатых поясов — межконтинентальные и окраинноокеанические. Каждый из них отражает сложную историю палеоокеана и преобразование входящих в него структур в складчатую область [3]. По периферии Пацифика (Тихий океан) выделяется периокеанический складчатый пояс. К межконтинентальным поясам относятся Северо-Атлантический, Альпийско-Гималайский и Урало-Охотский, возникшие при закрытии палеоокеанов Япетус, Тетис и Азиатского (рис. 1).

С начала прошлого века большинство исследователей Средней Азии выделяли на ее территории Северный, Срединный и Южный Тянь-Шань и примыкающие к последнему Таримский, Каракумо-Таджикский и Устюртский массивы. На юге их обрамляют складчатые системы Памира, Паропамиза, Биналуда и Копетдага. Согласно господствовавшей тогда фиксистской геосинклинальной теории они представляют геосинклинальные системы, возникшие в ходе байкальской, каледонской, герцинской и альпийской складчатостей. В их внутреннем строении принимают участие срединные массивы и разделяющие их линейноскладчатые зоны. При этом подчеркивалось, что каждая из этих структур отличается как особенностями внутреннего строения, так и составом образующих их формаций.

В настоящее время история развития структур и их районирование рассматриваются с мобилистских позиций тектоники литосферных плит, а возникновение складчатых систем объясняется эволюцией океанических бассейнов и их преобразованием в коллизионно-складчатые области. Их формирование связывают с историей океанических бассейнов, развитие которых сказывалось как на линейно-складчатых системах, так и разделяющих их стабильных массивах-микроконтинентах [1—3]. Тянь-Шань — единственный регион, где непосредственно сопрягаются структуры Азиатского и Тетического палеоокеанов, что открывает большие возможности для их сравнительного анализа [6].



Рис. 1. Главные складчатые пояса фанерозоя в современной структуре Земли (по К. Сойферту и Л. Сиркину, с изменениями В.Е. Хаина): межконтинентальные складчатые пояса: 1 — Урало-Охотский (УО), 2 — Альпийско-Гималайский (АГ), 3 — Северо-Атлантический (СА). Окраинно-континентальные складчатые пояса: 4 — Арктический (А), 5 — Тихоокеанский (Т), 6 — древние платформы: I-III — Лавразийские (I — Северо-Американская, II — Восточно-Европейская, III — Сибирская); Гондванские (IV — Китайские, V — Южно-Американская, VI — Африканская, VII — Индийская, VIII — Австралийская, IX — Антарктическая)

Центральное место в предложенных геодинамических реконструкциях занимают океанические бассейны и разделяющие их микроконтиненты. От количества суртур — следов закрывшихся океанических бассейнов зависит содержание геодинамических карт (рис. 2). Например, одни исследователи главное внимание уделяли Туркестанскому палеоокеану [1; 2; 5]. Другие историю Тянь-Шаня связывали также с развитием Зеравшанского бассейна [6; 7].

В работе принята следующая латеральная с севера на юг последовательность основных структур [6]: Улутау-Северо-Тянь-Шаньский микроконтинент, Срединно-Тянь-Шаньский микроконтинент, Туркестанский палеоокеанический бассейн, Алайский и Таримский микроконтиненты, Зеравшанский палеоокеанический бассейн, Каракумо-Таджикский микроконтинент. Океан Палеотетис отделял Каракумо-Таджикский микроконтинент от континентальных массивов северной окраины Восточной Гондваны. Заложение Мезотетиса сопровождалось отчленением в мезозое соответствующих микроконтинентов-отторженцев континентальных блоков Гондваны. Завершают латеральный ряд структуры Неотетиса и континентов Гондваны (см. рис. 2).

Важно заметить, что каждый из океанов имел необычайно сложное внутреннее строение и включал разновозрастные океанические бассейны, часто разделенные микроконтинентами [3; 6]. Закрытие этих бассейнов происходило не одновременно, что приводило к формированию разновозрастных байкальских, каледонских и герцинских складчатых систем (рис. 3).



Рис. 2. Фанерозойские сuture океанических бассейнов в составе Урало-Охотского и Альпийско-Гималайского складчатых поясов в Средней и Высокой Азии:

1 — сuture палеоокеанических бассейнов: I—V — Палеоазиатского океана (I — Джунгарская, II — Джалаир-Илийская, III — Киргизско-Терской, IV — Туркестанская, V — Уральская); VI—XIII — Палеотетиса (VI — Восточно-Куньлуньская, VII — Зеравшанская, VIII — Северо-Скифская (выделяется условно), IX — Западно-Куньлуньская, X — Ишимская, XI — Герирудская, XII — Кавказская, XIII — Биналудская); XIV—XXII — Мезо- и Неотетиса (XIV — Пангонг-Нунцзянская, XV — Рушан-Пшартская, XVI — Фарахрудская, XVII — Зебол-Болух, XVIII — Хашрудская, XIX — Дарирудская, XX — Ярлунг-Цангпо, XXI — Сулейман-Киртарская, XXII — Загросская), 2-4 — микроконтиненты Азиатского палеоокеана: 2 — Казахский (блоки — Джунгарский (1), Балхашский (2), Северо-Тянь-Шаньский (3)); 3 — Южно-Тянь-Шаньский (4); 4 — Таримский (5), Цайдамский (6), Алайский (7); 5-6 — микроконтиненты Палеотетиса: 5 — северная группа микроконтинентов: Центрально-Куньлуньский (8), Северо-Памирский (9), блоки Каракумо-Таджикского микроконтинента (Афгано-Таджикский (10), Амударьинский (11), Каракумский (12), Центрально-Каспийский (13); 6 — южная группа микроконтинентов: Джантангский (15), Киммерия (16); 7 — микроконтиненты Мезо- и Неотетиса: Лхасский (17), Южно-Памиро-Каракорумский (18), Фарахрудский (19), Гильменд-Аргандабский (20), Катавазский (21); 8 — Южно-Каспийская субокеаническая впадина; 9 — Индийская и Африканская континентальные плиты Гондваны; 10 — Русская платформа; 11 — Устьюртский блок Русской платформы; 12 — Прикаспийская субокеаническая впадина; 13 — поздне меловые сuture субокеанического бассейна (Себзевар, Наин, Барф); 14 — порядковый номер сuture; 15 — порядковый номер микроконтинентов

В основу районирования положено выделение осадочных, магматических и метаморфических формаций, объединенных далее в литогеоформационные комплексы — главные индикаторы геодинамических режимов и порождаемых ими структур. Их латеральная зональность кладется в основу геодинамического районирования для определенных стадий развития региона, а вертикальная последовательность отражает особенности геодинамической эволюции структур во времени [6].

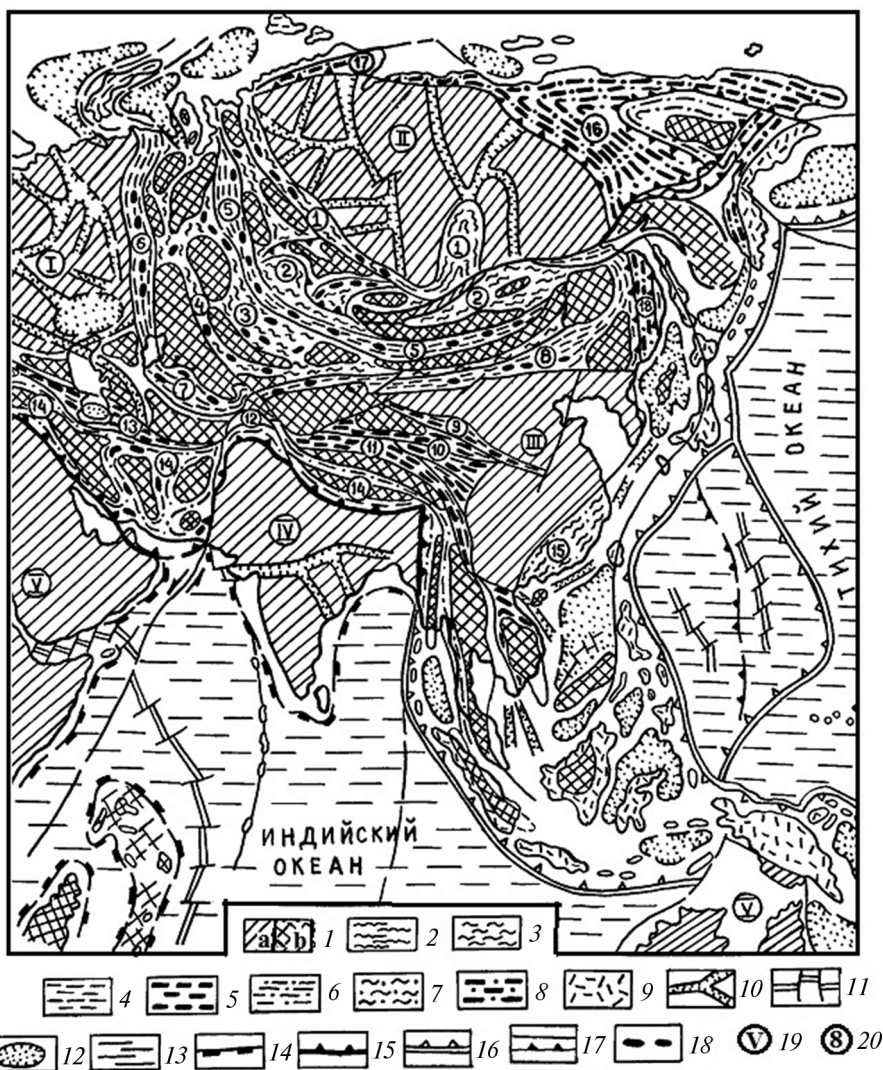


Рис. 3. Схема тектонического районирования Азии: 1 — регионы с докембрийской корой: 1а — древние платформы (кратоны): I — Восточно-Европейская; II — Сибирская; III — Китайская; IV — Индийская; V — Австралийская; 1б — микроконтиненты; 2–9 — межконтинентальные коллизионные складчатые системы, возникшие в ходе закрытия и финальной коллизии структур палеоокеанов: 2–4 — Азиатского палеоокеана: 2 — байкальская Енисейско-Саянская складчатая система (1); 3 — каледонские Кольван-Томская (2); Джунгаро-Балхашская (3); Киргизско-Терской (4); 4 — герцинские Зайсан Гобийская (5), Уральская (6); Южно-Тянь-Шаньская (7) и Южно-Монгольская (8) складчатые системы; 5–6 океана Тетис: 5 — каледоно-герцинские Наньшаньская (9); Цинлинская (10); Куэньлунская (11); Северо-Памирская (12); Паропамизская (13) складчатые системы Палеотетиса; 6 — киммерийско-альпийские складчатые системы Мезо- и Неотетиса (14); 7–9 — окраинно-континентальные (аккреционные, субдукционные) складчатые системы, возникшие в ходе аккреции структур активных окраин Тихого океана: 7 — каледонская Катазийская системы (15); 8 — киммерийские Верхояно-Чукотская (16); Таймырская (17) и Сихоте-Алиньская (18) складчатые системы; 9 — кайнозойские системы; 10 — авлакогены, рифты; 11 — срединноокеанические хребты; 12 — субокеанические впадины, в том числе задуговые; 13 — литосфера Тихого и Индийского океанов; 14 — пассивные окраины континентов; 15 — зона внутриконтинентальной субдукции; 16 — зона субдукции океанической литосферы, сопровождаемая глубоководным желобом и островной дугой; 17 — сбросы, надвиги; 18 — офиолиты; 19 — порядковый номер платформ; 20 — порядковый номер складчатых поясов

На рисунке 4 отображено геодинамическое районирование палеозойских структур на основе анализа латеральной и временной последовательности формаций и литогеодинамических комплексов. Океанический ряд литокомплексов представлен офиолитовыми сериями с сопровождающими их энсиматическими островными дугами и глубоководными, преимущественно силиcito-карбонатными формациями. Комплексы субдукционных окраин андийского типа сопровождаются специфическим магматизмом с характерным для него щелочным трендом. С развитием таких окраин связан рифтогенез, вплоть до субокеанического с полным разрывом коры. Закрытие океанических бассейнов реконструируется по появлению покровов и коррелянтных с ними флишем и олистостромами. На этапе коллизии широкое развитие получают коровый гранитоидный магматизм, флишевые и молассовые формации, формируются парные метаморфические пояса. Для завершающего этапа развития коллизионных орогенов характерен специфический внутриплитный магматизм.

На рисунке 5 показана последовательность сопряжения геодинамических структур Тянь-Шаня и Памира в составе микроконтинентов и разделяющих их линейно-складчатых систем палеоокеанических бассейнов. В пределах каждого из них подчеркиваются особенности их внутреннего строения, степень деформированности формационных подразделений, характер границ между ними и многие другие признаки для их геодинамической идентификации. Внутреннее строение коллизионных складчатых систем подчеркивается проявлениями встречных покровов с сопровождаемыми их олистостромами, клиппенами и тектоническими окнами. Обращает на себя внимание, что на палеозойском этапе развития Каракумо-Таджикского микроконтинента формировались крупные грабены-авлакогены с резко редуцированным разрезом консолидированной земной коры с возможным образованием субокеанических окон в их пределах.

Длительная история бассейнов Палеоазиатского океана и Палеотетиса завершилась к концу палеозоя формированием покровно-складчатых, коллизионных систем, спаявших воедино Восточно-Европейский, Сибирский и Таримский континенты и размещенные между ними микроконтиненты, вошедшие в состав Лавразии. Океанические бассейны и покровно-складчатые системы берут начало с рифтогенной деструкции северной окраины Восточной Гондваны. Развитие рифтов привело к возникновению нескольких поколений океанических бассейнов. В конце протерозоя и в кембрии произошло заложение Киргизско-Терской бассейна. Он вплоть до конца силура разделял Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньский микроконтинент от Южно-Тянь-Шаньского, входившего вместе с Алайским микроконтинентом в состав Большого Тарима. Одновременно на юге открылся Куньлуньский палеоокеан, как составная часть Палеотетиса.

Важной вехой в истории Тянь-Шаня явилось закрытие Киргизско-Терской палеобассейна, что привело к возникновению Киргизско-Казахского микроконтинента, объединившего в себе Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньский и Срединно-Тянь-Шаньский микроконтиненты. Следующий этап развития Тянь-Шаня связан с эволюцией заложившихся почти одновременно в ордовике Туркестанского и Зеравшанского океанических палеобассейнов, обособивших расположенный между ними Алайский микроконтинент.

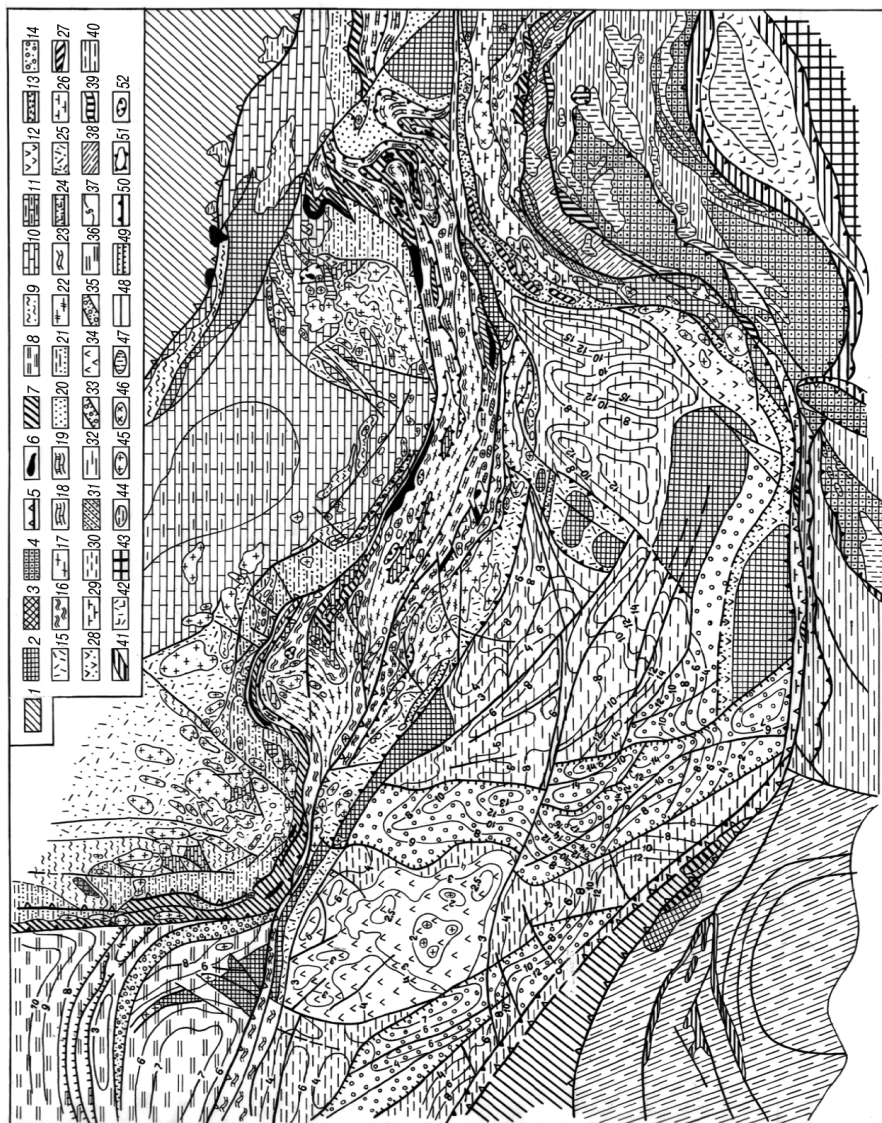


Рис. 4. Геодинамическое районирование палеозойских складчатых систем Средней и Высокой Азии и Туранских равнин: 1 — Киргизский микроконтинент, 2–4 — докембрийские метаморфические комплексы основания (цоколя) микроконтинентов: 2 — Срединно-Тянь-Шаньский и Каракумо-Таджикский микроконтиненты, 3 — микроконтиненты Киммерия и Центрального Памира, 4 — Каракорумский, Гельменд-Аргандабский и Фарахрудский микроконтиненты, 5 — сутуры океанических бассейнов, 6–8 — палеозойские палеоокеанические бассейны: 6 — высокометаморфизованные офиолитовые комплексы в составе аккреционных призм: габбро-перидотиты, пиллоу-базальты, кремнисто-карбонатные отложения (кембрий-силур?); 7 — менее метаморфизован-

ные офиолитовые комплексы с сопровождающими их образованиями островных дуг и задуговых бассейнов: габбро-перидотиты, натровые базальты, вулканогенно-осадочные отложения (ордовик-нижний карбон); 8 — глубоководный океанический бассейн: конденсированные кремнисто-карбонатные формации (силур-средний карбон); 9–15 — Срединно-Тянь-Шаньский микроконтинент: 9 — шельф и континентальный склон: карбонатно-кремнисто-терригенная, вулканогенно-карбонатно-терригенная, терригенные формации (кембрий-нижний силур); 10 — карбонатная платформа шельфа: карбонатные формации мелководных бассейнов (девон-нижний карбон); 11 — карбонатная платформа и внутренний эвапоритовый бассейн: карбонатные и эвапоритовые формации (девон-нижний карбон); 12 — активная вулканогенная окраина: терригенно-вулканогенные формации (нижний-средний карбон); 13 — субконтинентальный рифт: щелочные пиллоу-базальты, кремнисто-карбонатная формация, железные руды (нижний-средний девон); 14 — предгорная ступень микроконтинента: молассовая и шпирова формации (средний-верхний девон); 15 — вулканогенно-плутонический пояс активной окраины: вулканогенные, вулканогенно-осадочные формации, (средний карбон-пермь); 16–20 — Алайско-Таримский микроконтинент: 16 — эпиконтинентальные разноглубинные бассейны с проявлениями рифтогенеза: метавулканогенно-карбонатно-кремнистая, доломитокремнистая, кремнисто-метатерригенная формации (кембрий-нижний ордовик?); 17 — глубоководный бассейн: метатерригенно-кремнистая, черносланцевая, терригенные аспидные и флишевые формации (средний ордовик-силур); 18 — континентальный склон, глубоководный бассейн: глубоководные терригенные, кремнисто-терригенные, в том числе конденсированные формации (силур-средний карбон); 19 — глубоководный бассейн: терригенные флишевые формации (силур), карбонатные платформы: карбонатные формации (девон-средний карбон); 20 — шельф, подножье: терригенные мелководные и флишевые формации (карбон-пермь); 21 — тыловая прогиб: олистостромовая, флишевая, шельфовая терригенная и молассовая формации (карбон-пермь); 22–31 — Каракумо-Таджикский микроконтинент: 22–25 — северная окраина: 22–25 — шельф пассивной окраины микроконтинента: 22 — комплекс терригенных, шпировых и терригенно-вулканогенных рифтовых формаций (кембрий?-нижний силур); 23 — комплекс мелководных карбонатных формаций (верхний силур-девон); 24–25 — активная окраина микроконтинента: 24 — субокеанический рифт: вулканогенные формации офиолитового ряда (габбро-перидотиты, дайковый комплекс, пиллоу-базальты), карбонатно-кремнистая формация (нижний карбон); 25 — вулканогенно-осадочный рифтогенный и осадочный комплексы активной окраины: вулканогенно-осадочные рифтогенные, терригенные флишевые и молассовые формации (карбон-пермь); 26–31 — южная окраина: 26 — шельф пассивной окраины: мелководные терригенные (венд-нижний силур) и карбонатные (верхний силур-девон) формации; 27–31 — активная окраина микроконтинента: 27–28 — субокеанический рифт: 27 — офиолитовый комплекс: серпентинитовый меланж, натровые пиллоу-базальты (нижний карбон); 28 — вулканогенно-терригенные, карбонатно-кремнистые формации (нижний карбон); 29 — вулканогенно-осадочный чехол микроконтинента: терригенно-карбонатная и карбонатная (серпухов-верхний карбон), вулканогенно-терригенные, карбонатно-терригенные и рифовые (пермь) формации; 30 — континентальный склон: флишевые и аспидные тонкотерригенные формации (карбон-пермь); 31 — островодужный комплекс и задуговые формации (карбон-пермь); 32–34 — эпиконтинентальные бассейны Каракумо-Таджикского микроконтинента: 32 — осадочный чехол микроконтинента: преимущественно осадочные терригенные и карбонатные формации (палеозой), 33 — рифтовые системы: осадочные, возможно, вулканогенно-осадочные формации (палеозой), 34 — ареалы проявлений позднепалеозойского вулканизма; 35–36 — эпиконтинентальные бассейны Устюртского микроконтинента: 35 — осадочный чехол микроконтинента: преимущественно терригенные и карбонатные формации (палеозой); 36 — рифтовая система: терригенные формации (поздний палеозой-триас); 37 — глубина залегания кровли докембрийского метаморфического основания (Цоколя) микроконтинента (км); 38–39 — микроконтинент Киммерия и Центрального Памира: 38 — осадочный чехол микроконтинента (фанерозой), 39 — офиолитовые комплексы Мезотетиса (триас-юра); 40–42 — Каракурмский, Гельменд-Аргандабский и Фарахрудский микроконтиненты: 40 — осадочный чехол микроконтинента; 41 — офиолитовый комплекс (палеозой-юра); 42 — осадочный чехол микроконтинента (палеозой); 43 — Индийский континент; 44–47 — интрузивные формации: 44 — нижнепалеозойские, 45 — верхнепалеозойские, 46 — триасовые, 47 — мел-палеогеновые; 48 — разломы; 49 — тектонические уступы; 50 — надвиги; 51 — тектонические окна; 52 — клиппы.

Примечание. Латеральные ряды разновозрастных геодинамических подразделений отображены на рис. 4, где порядковый номер структуры обозначен цифрой в кружке.

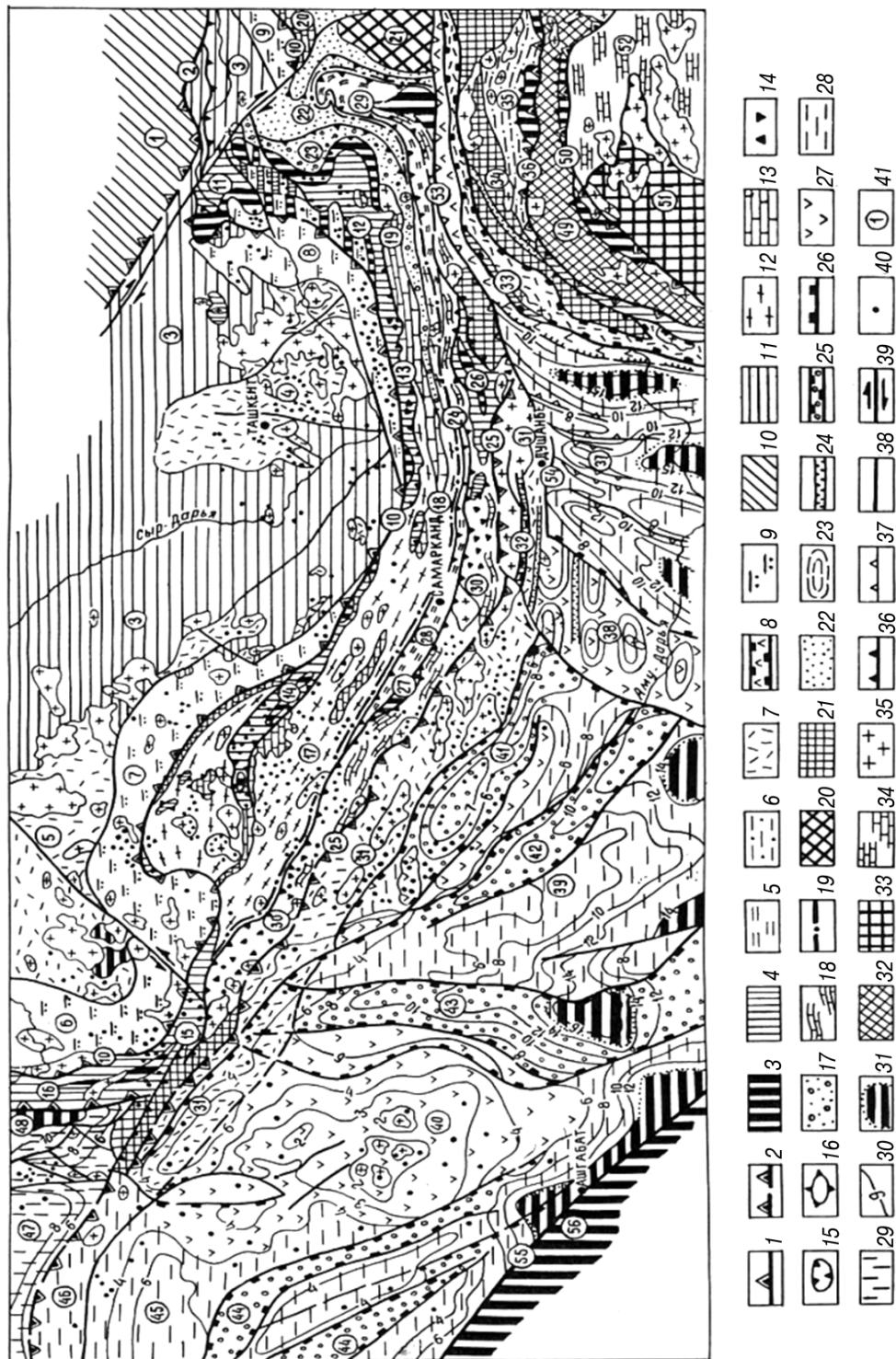


Рис. 5. Латеральные последовательности палеозойских геодинамических структур Тянь-Шаня и Памира: 1 — сугуры палеокеанических бассейнов, 2 — погребенные сугуры палеоокеанических бассейнов, 3 — офиолитовые комплексы и сопровождающие их энзиматические островные дуги в корневых зонах

и покровах, 4 — островные дуги и междугловые глубоководные прогибы, 5 — глубоководные прогибы с конденсированным осадконакоплением, 6 — континентальный склон и подножье, 7—9 — активные окраины андийского типа (7 — магматические дуги и магматические ареалы горячих точек (?), 8 — субокеанические рифты, 9 — пояс тыловых прогибов), 10 — Кокчетав-Северо-Тяньшаньский микроконтинент, 11 — Улугтау-Срединно-Тянь-Шаньский микроконтинент; 12—16 — Букантау-Кокшаальский подвижной пояс — чехол Алайского микроконтинента (12 — раннепалеозойские, сопровождающие фронтальные части надвигов, и аспидные формации, 13 — среднепалеозойские формации карбонатных платформ, 14 — олистоостровы, сопровождающие фронтальные части надвигов, 15 — покровы, клиппены, 16 — тектонические окна, 17 — фронтальный прогиб), 18 — Гиссаро-Восточноалайский подвижной пояс — покровы ранне-среднепалеозойских формаций шельфа Каракум-Таджикского микроконтинента, 19 — граница между Букантау-Кокшаальским и Гиссаро-Восточноалайским складчатыми поясами разделяет структуры Азиатского палеокана и Палеотетиса, 20 — Таримский микроконтинент, 22 — внешняя складчатая зона шельфа Таримского микроконтинента, 21—28 — Каракум-Таджикский микроконтинент; 21 — выступы цоколя (кристаллоэпидиоидный фундамент), 23 — метаморфические купола, 24 — рифты, 25 — рифты-авлакогены, 26 — тектонические уступы, 27 — проявления позднепалеозойского магматизма в осадочном чехле, 28 — осадочный чехол Афгано-Таджикского микроконтинента, 29 — чехол Устюртского микроконтинента, 30 — мощность палеозойского стратифицированного чехла микроконтинентов, 31 — субокеанические окна в консолидированном фундаменте микроконтинентов, 32 — микроконтинент Центрального Памира, 33—34 — микроконтинент Каракорума-Южного Памира (33 — цоколь, 34 — осадочный чехол), 35 — гранитоидные интрузии (без расчленения), 36 — надвиги, поддвижки (субдукция типа А), 37 — альпийские надвижки, 38 — сбросы, 39 — сдвиги, 40 — сважины, вскрывшие палеозой, 41 —

порядковый номер структурных подразделений

Примечание. Цифры в кружках обозначают порядковый номер структур: 1 — Улугтау-Северо-Тянь-Шаньский микроконтинент; 2 — сутура Киргизско-Терской палеоокеанической бассейна; 3 — ранне-среднепалеозойский чехол Срединно-Тянь-Шаньского микроконтинента; 4 — Кураминский и 5 — Бельтауский ареалы позднепалеозойского магматизма (горячие точки?) в пределах окраины андийского типа; пояс позднепалеозойских тыловых прогибов (6 — Восточно-Аральского, 7 — Северо-Букантауского, 8 — Карачатырского, 9 — Джамандаванского), 10 — сутура Туркестанского палеоокеанического бассейна; 11—20 — Букантау-Кокшаальский складчатый пояс: 11—16 — обдуцированные покровы океанической коры Туркестанского палеобассейна (11 — Майлиуский, 12 — Ошские, Киргизатинские, 13 — Южноферганские, 14 — Марджерумский, 15 — Султанувайские, 16 — южной ветви Уральского палеобассейна); 17—20 — покровы чехла Алайского микроконтинента (17 — Кызылкумские, 18 — Туркестанские, 19 — Алайские, 20 — Кокшаальские); 21 — Сулутерекский массив Таримского микроконтинента; 22 — складчатая зона Таримского шельфа; 23 — фронтальный прогиб между встречными покровами; 24 — осевая зона сопряжения складчатых поясов с южной и северной виргацией; 25—30 — Гиссаро-Восточно-Алайский складчатый пояс: 25 — погребенная сутура Заравшанского океанического бассейна; 25—29 — покровы и окна океанической коры (26 — Ягнобский, 27 — Китармайский, 28 — Вашанский, 29 — Калмакский); 30 — покровы шельфовых формаций Афгано-Таджикского микроконтинента; 31—33 — андийского типа окраины Зеравшанского палеобассейна и Палеотетиса (31 — Гиссаро-Хивинская магматическая дуга, 32 — Южно-Гиссарский (Каратагский) субокеанический рифт, 33 — Калайхумб-Сауксайская субокеаническая и Дарваз-Заалайская континентальная рифтовые системы); 34 — цоколь Афгано-Таджикского микроконтинента); 35 — континентальный склон и подножье северной окраины Палеотетиса, 36 — сутура Палеотетиса; 37—46 — Каракум-Таджикский микроконтинент (37 — Афгано-Таджикская, 38 — Байсунская, 39 — Амударьинская, 40 — Каракумская микроплиты; рифты — авлакогены: 41 — Бухарский, 42 — Приамударьинский, 43 — Хива-Мургабский, 44 — южная ветвь Донецко-Туаркской рифтовой системы); 45 — Асаксауданский прогиб, 46 — Центрально-Устюртский вал); 47 — Северо-Устюртская микроплита; 48 — Судочий субокеанический прогиб; 49 — микроконтинент Центрального Памира; 50 — Сутура Мезотетиса; 51—52 — микроконтинент Каракорума-Южного Памира (51 — цоколь, 52 — осадочный чехол); 53 — Вахский надвиг, 54 — Илякский сдвиг; 55 — Колетдагский взброс-надвиг; 56 — Колетдагский субокеанический бассейн Палеотетиса

Таким образом, в меридиональном сечении в Средней Азии следует выделять с севера на юг Срединно-Тянь-Шаньский микроконтинент, Туркестанский палеоокеанический бассейн, Алайский микроконтинент, Северный (Зеравшанский) Палеотетис, Афгано-Таджикский микроконтинент и Южный (Памирский) Палеотетис.

Урало-Туркестанская ветвь Азиатского палеоокеана и его окружение представлено структурами океанического ряда, сосредоточенных в сутуре и покровах. На территории Средней Азии океан устанавливается по сутуре, прослеженной от Букантау и Северного Нуратау, по северным предгорьям Туркестано-Алайских сооружений до Баубашатинского горного узла включительно. После Таласо-Ферганского сдвига цепь офиолитов протягивается в Кокшаал и далее вдоль Таримского и Северо-Китайского микроконтинентов в Монголию [1; 2; 5; 6]. К северу расположена Бельгау-Кураминская магматическая дуга, насаженная на край Киргизско-Казахского микроконтинента. Распределение калия в эффузивах девона, соответствующих активной окраине Туркестанского палеобассейна, указывает на направление субдукции под Кураминский массив [6]. Между ними протягивается пояс тыловых позднепалеозойских прогибов. К югу от сутуры расположен Букантау-Кокшаальский надвиговой пояс, формации которого полностью накрывают основание Алайского микроконтинента (рис. 6).

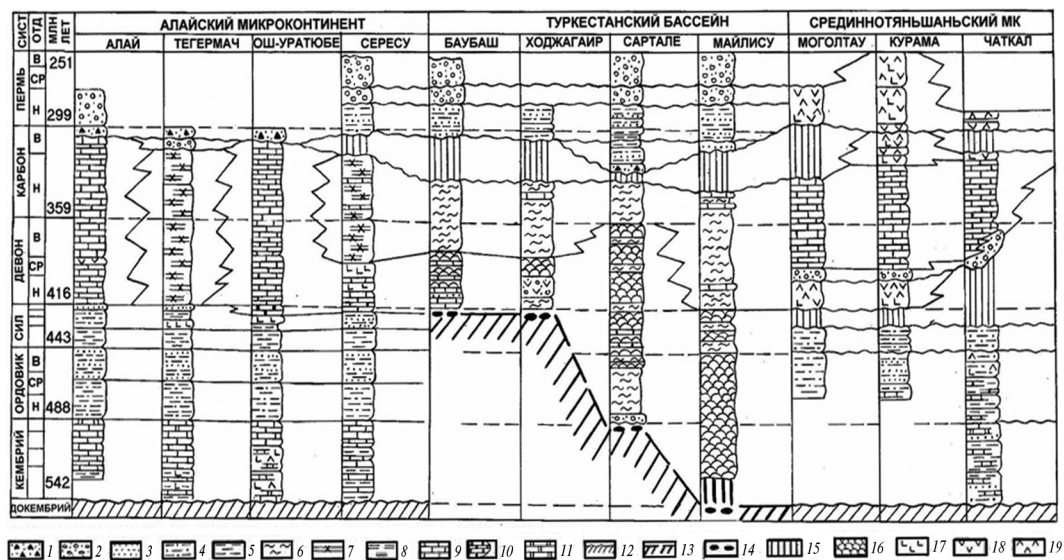


Рис. 6. Типовые разрезы Туркестанского палеоокеанического бассейна и его окраин:

- 1 — флиш, 2 — моласса, 3 — песчаники, 4 — алевролиты, 5 — аргиллиты, сланцы, 6 — глубоководные сланцы, 7 — кремнистые сланцы, 8 — карбонатные сланцы, 9 — известняки, 10 — рифы, 11 — доломиты, 12 — докембрийский кристаллический фундамент, 13 — мантия, 14 — фрагменты мантийных пород, 15 — стратиграфический перерыв, 16 — пиллоу-базальты океанической коры, 16—19 — эффузивы (17 — основные, 18 — средние, 19 — кислые)

Таким образом, в геодинамическом развитии Туркестанского палеоокеанического бассейна устанавливается четкая последовательность и зональность структур начального рифтогенеза, океанического спрединга, островных дуг, задугового субокеанического бассейна и финальной коллизии.

Герцинские складчатые сооружения Палеотетиса на западе занимают пространство между Африканской и Восточно-Европейской платформами. На юге к ним относятся герциниды Северо-Западной Африки, юга Апеннинского полуострова (Сицилия), Северной Анатолии, Кавказа. Северная цепь герцинид, включающая офиолитовые комплексы, расположена к югу от Русской платформы. На крайнем западе они входят в состав герцинид Центральной и Западной Европы и частично перекрыты чехлом молодой Западно-Европейской платформы. Далее к югу от Ростовского выступа Русской платформы они продолжают под чехлом молодой Скифской платформы. В Крыму и в Северном Предкавказье бурением вскрыты зеленосланцевые, офиолитовые формации. Они известны также в ядерной части Большого Кавказа. Герциниды Палеотетиса, располагаясь между Русской и Африканской платформами, прослеживаются от Атлантики до Каспийского моря. Далее, в Средней Азии, их сменяют герциниды Южного Тянь-Шаня и Северного Памира [6; 7].

Продолжением европейских герцинид являются структуры Карабогазского выступа и Южного Мангышлака. Их продолжение на востоке — Каракумский и Афгано-Таджикский микроконтиненты. Южная цепь герцинид прослеживается к северу от Эльбурса. Осевая часть океанического бассейна, вероятно, скрыта в недрах Копетдага, где фиксируются интенсивные гравитационные и магнитные аномалии. Выходы офиолитов обнаружены южнее, в Реште, на южном побережье Каспия и в Биналуде [8]. Их продолжают фрагменты офиолитовых серий, обнажающихся вдоль Герирудского разлома в Афганистане. Складчатые цепи Паропамиза являются герцинскими, простираются в Западный Бадахшан и Северный Памир и далее сменяются поднятиями Куньлуня и Циньлиня.

Таким образом, Палеотетис в составе цепей герцинид прослеживается от Атлантики до Памира и Куньлуня и далее через складчатые сооружения Индо-Китайской выходит к Тихому океану.

Палеотетис представляют две системы океанических бассейнов, разделенных микроконтинентами и островными дугами. В Средней Азии к их числу относятся герцинские складчатые системы Северного (Зеравшанского) и Южного (Памирского) Палеотетиса [3; 6].

Северной границей Палеотетиса следует считать Зеравшанский бассейн (рис. 7). Он разделял Алайский и Каракумо-Таджикский микроконтиненты.

Бассейн характеризовался активным спредингом в раннем и среднем палеозое. Начиная с карбона, кора Зеравшанского палеоокеана субдуцировала на юг под Афгано-Таджикский микроконтинент, что обусловило раскрытие Южно-Гиссарского рифтогенного субокеанического бассейна, который закрылся в ходе финальной коллизии Зеравшанского океана. В период позднепалеозойской коллизии на краю микроконтинента сформировался Гиссаро-Хивинский вулканоплутонический пояс. Можно предполагать, что сутура бассейна сопровождается Центрально-Устюртское поднятие и трассируется далее в Предкавказье и Южную Европу в составе северной ветви герцинид.

Зеравшанский палеобассейн представлял собой крупную региональную структуру, развивавшуюся одновременно с Палеотуркестанским. Косвенным подтверждением ширины бассейна является обособление двух, диаметрально противоположных

ложных по составу биоты биогеографических провинций [4; 6]. Установлено, что ранне-среднепалеозойские комплексы бентоса Срединного Тянь-Шаня и северной части Южного Тянь-Шаня (Букантау, Туркестанский хребет, Северный Алай и др.) отличаются от биоценологических сообществ, обнаруженных в разрезах Кульджуктау, Зирабулак-Зиаэтдине, Зеравшанского и Гиссарского хребтов. Первый комплекс связан с Палеоазиатским океаном, второй — с Палеотетисом. Их разделял Зеравшанский палеоокеанический бассейн. Аналогичные различия обнаружены в составе экосистем позднего палеозоя между Северным и Южным Памиром, разделенных южной ветвью Палеотетиса.

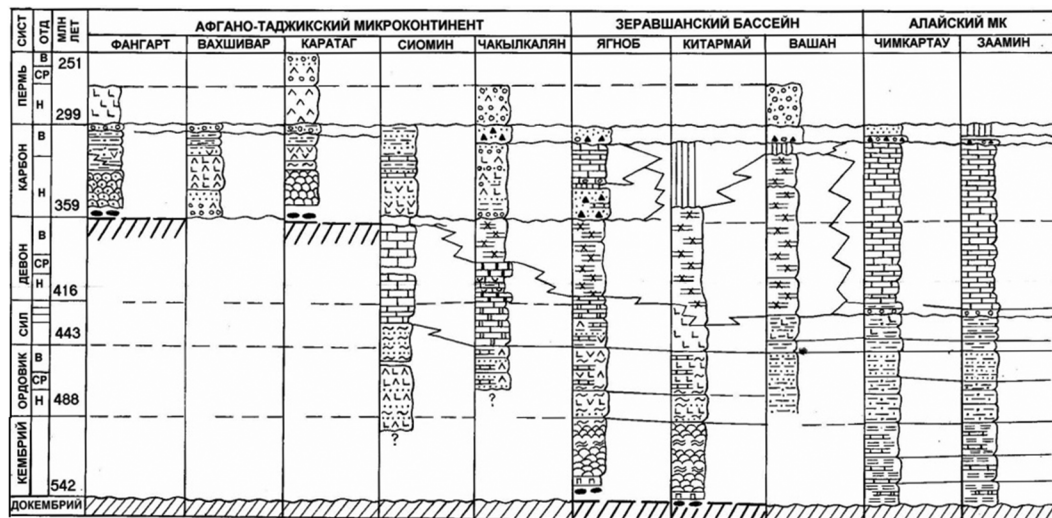


Рис. 7. Типовые разрезы Зеравшанского палеоокеанического бассейна и его окраин

Примечание. Условные обозначения см. на рис. 6.

Схождение Киргизо-Казахского и Афгано-Таджикского микроконтинентов предопределило не только закрытие Туркестанского и Зеравшанского палеоокеанов, но и способствовало формированию покровно-складчатой системы Южного Тянь-Шаня, которая состояла из Букантау-Кокшаальского и Гиссаро-Восточно-Алайского надвиговых поясов, полностью перекрывших Алайский микроконтинент.

Пограничной структурой, разделявшей системы бассейнов Палеоазиатского океана и Палеотетиса являлись Алайский и Таримский микроконтиненты, а на позднепалеозойском этапе — зона сопряжения движущихся навстречу друг другу Букантау-Кокшаальского и Гиссаро-Восточно-Алайского надвиговых поясов. Между ними по оси Алайского и Таримского микроконтинентов, вероятно, следует проводить границу между системами бассейнов Палеоазиатского океана и Палеотетиса. Не случайно, что между сходящимися надвиговыми поясами прослеживается цепь прогибов, выполненных позднепалеозойской молассой. В некоторых местах прогибы полностью перекрыты встречными покровами.

К югу от северной ветви бассейнов Палеотетиса располагались микроконтиненты — отторженцы Гондваны (Тиашуихайский в Куньлуне, Афгано-Таджик-

ский, Амударьинский, Каракумский и Карабогазский в Средней Азии). Основной ствол Палеотетиса располагался южнее и был представлен бассейнами Западного Куньлуня и Северного Памира [1; 6; 10].

В поперечном сечении Южного (Памирского) Палеотетиса латеральная последовательность разрезов представлена сменой собственно океанических отложений образованиями островной дуги и далее задугового субокеанического спрединга (рис. 8).

Сутуры южного Тетиса прослеживаются по югу Каспия (Решт) и продолжают в зоне сопряжения Копетдага с Эльбурсом (Мешхед, Ахдарбандское окно). Косвенным подтверждением ветви Палеотетиса являются гипербазиты Туаркыра.

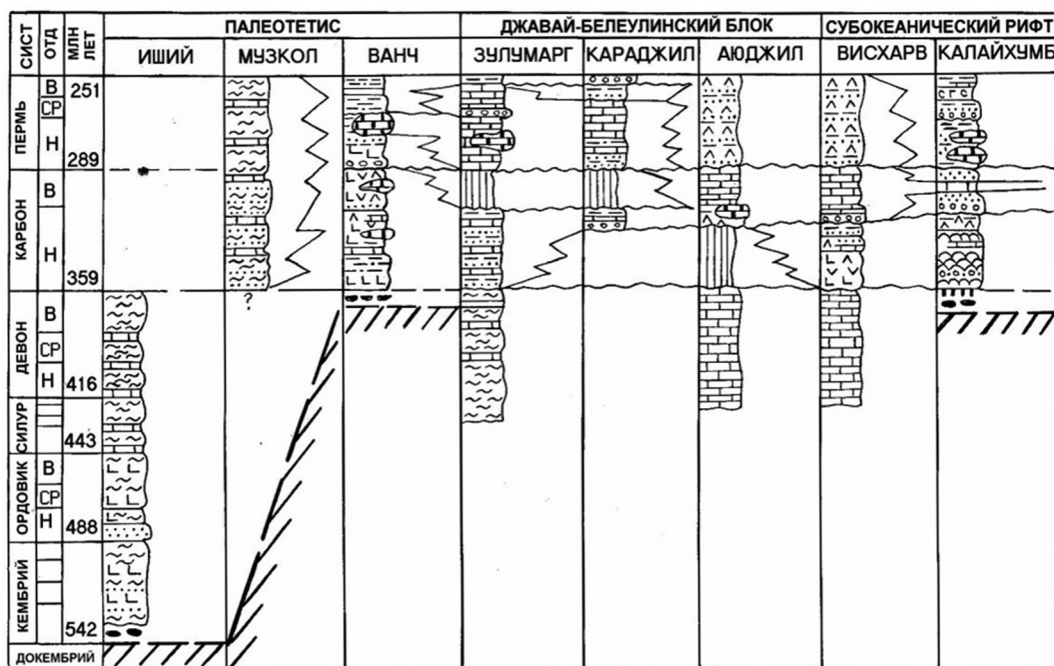


Рис. 8. Типовые разрезы Памирского бассейна и его северной окраины

Примечание. Условные обозначения см. на рис. 5.

Таким образом, от Куньлуня до Каспийского моря непрерывно прослеживается сутура Южного Палеотетиса, закрывшегося в конце перми — триасе. Субдукция океанической литосферы происходила в северных румбах. На это указывают сопряженный с сутурой пояс гранитоидного магматизма и сменяющий его на севере пояс рифтогенных прогибов. Вулкано-плутоническая дуга, наложенная на складчатые сооружения Куньлуня, обозначена батолитовыми интрузиями перми и триаса. Их продолжением в Северном Памире является триасовый Каракульский гранитоидный комплекс. Далее к западу интрузивные серии прослеживаются в Западном Гиндукуше, Паропамизе, вплоть до Биналуда. В Кубадаге на берегу Каспийского моря известны выходы молодых гранитов. Их продолжением, возможно, являются граниты и вулканиты, вскрытые скважинами в районе г. Баку.

Второй элемент активной окраины Палеотетиса — пояс позднепермских и триасовых рифтогенных (вулканогенных) прогибов, расположенных к северу от складчатой системы Палеотетиса. Он непрерывно прослеживается от Северного Памира, Дарваза и Заалая, по югу Северо-Афганского выступа к северу от Герирудского шва. Его продолжение установлено в Северном Предкавказье и Степном Крыму.

Субдукция Южного Палеотетиса под Афгано-Таджикский континент сопровождалась растяжением окраины, что привело к возникновению Калайхумб-Сауксайской субокеанической рифтовой системы. Последующая позднепалеозойская коллизия завершила образование складчатой системы. Северо-Памирский микроконтинент подвергся тектонической активизации, с которой связано возникновение рифтов и вулcano-плутонических депрессий.

Туркестанский и Зеравшанский, как и Памирский бассейны, с полным основанием следует относить к числу бассейнов океанического ряда. В их пределах установлены офиолитовые комплексы, соответствующие зонам спрединга. На разных этапах развития они сопрягались с примыкавшими к ним микроконтинентами через пассивные и активные окраины. Направление зон субдукции устанавливается по положению энсиматических и энсиалических островных дуг и сопряженных с ними задуговых рифтовых субокеанических впадин. Важным фактором является положение парных метаморфических поясов, включающих проявления высокобарического, низкотемпературного метаморфизма с низкобарическим, высокотемпературным [6].

Развитие океанических бассейнов Средней Азии завершилось в позднем карбоне — ранней перми финальной коллизией структур с сопровождающим ее массовым коровым гранитоидным магматизмом. Общий ход эволюции океанических бассейнов отображен на рис. 9.

Длительная история бассейнов Палеоазиатского океана и Палеотетиса завершилась к концу палеозоя формированием покровно-складчатых, коллизионных систем, спаявших воедино Восточно-Европейский, Сибирский и Таримский континенты и размещенные между ними микроконтиненты, вошедшие в состав Лавразии. Основные тенденции развития океанических бассейнов подчеркиваются, начиная с распада Родинии, рифтогенезом с последующим отделением от Гондваны отдельных континентальных блоков-микроконтинентов, их последующий дрейф на север через Палеотетис и Азиатский палеоокеан и приращение к Балтии и Сибири. Начиная с перми и в мезозое продолжилось наращивание континентальной коры Евразийского континента, путем приращения к нему складчатых систем Мезо- и Неотетиса. Как и в Азии, дрейфующие микроконтиненты отторгались от Гондваны и перемещались в сторону Азии, где формировались соответствующие складчатые зоны, обрамлявшие микроконтиненты. Их развитие проходило аналогично «азиатскому» сценарию, но растянулось вплоть до кайнозоя включительно.

Дрейф континентов в северных румбах и сопутствующее ему поглощение океанической коры, как и субдукция океанических литосферных плит, происходило течение всего фанерозоя. Этот процесс имел глубокие корни, так как субдуцирующие океанические литосферы проникали сквозь мантию, а их холодные тяже-

лые массы скапливались в ее основании. Не случайно сейсмотомография фиксирует их в составе Центрально-Азиатского «могильника» («кладбища») литосфер. Палеоазиатские и палеотетические коллизионно-складчатые системы являются поверхностным выражением глобальных процессов — нисходящих конвективных потоков, ответственных за строение складчатых поясов Евразии.

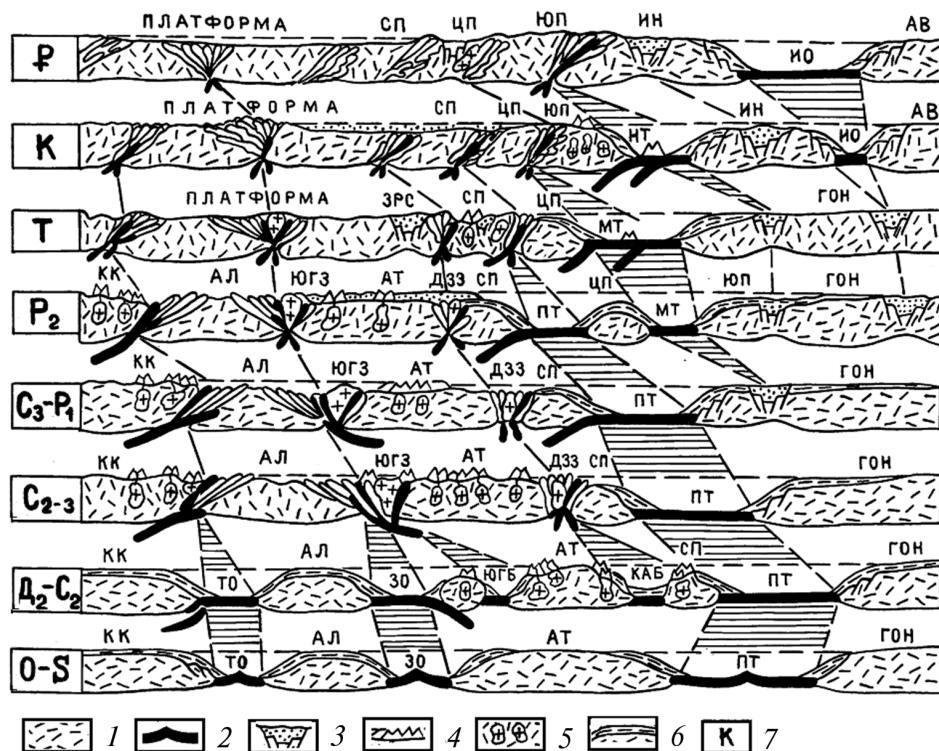


Рис. 9. Эволюция океанических бассейнов Тетиса в фанерозое: O-S — раскрытие Палеотетиса, Туркестанского и Зеравшанского палеоокеанов; D₂-C₂ — развитие Палеотетиса, Туркестанского и Зеравшанского палеоокеанов, рифтогенез и раскрытие Южно-Гиссарского и Калайхумского субокеанических бассейнов; C₂₋₃ — закрытие Туркестанского и Зеравшанского палеоокеанов, формирование коллизионных Букантау-Кокшаальского и Гиссаро-Восточно-Алайского надвиговых поясов, коллизионных Южно-Гиссарской и Дарваз-Заалайской складчатых зон, продолжение развития Палеотетиса; C₃-P₁ — продолжение коллизионных процессов закрытия океанических бассейнов, коллизионный магматизм; P₂ — начало закрытия Палеотетиса и открытие Мезотетиса, продолжение коллизионных процессов; T — закрытие Палеотетиса, развитие Мезотетиса, становление Туранской платформы, коллизионные процессы в Центральном и Северном Памире, возникновение Заалай-Дарвазской рифтовой системы, рифтогенез Гондваны — предшественник возникновения Неотетиса (T₃-J) и Индийского океана (J₃-K); K — развитие Туранской платформы, коллизия структур Памира, возникновение и развитие Неотетиса (J-K), возникновение и развитие Индийского океана (J-K); P — развитие Туранской платформы, продолжение коллизионных процессов в Центральном и Южном Памире, закрытие и последующая коллизия структур Неотетиса, формирование плато-базальтов Декана (K₂-P₁), дальнейшее раскрытие Индийского океана. 1 — континентальная кора континентов и микроконтинентов, 2 — океаническая кора, 3 — рифты; 4–5 — магматизм (4 — эффузивный, 5 — интрузивный), 6 — осадочный покров, 7 — временные интервалы развития океанических бассейнов. Континенты и микроконтиненты: ГОН — Гондвана, АТ — Афгано-Таджикский, СП — Северо-Памирский, АЛ — Алайский, КК — Киргизо-Казахский, ИН — Индийский, АВ — Австралийский. Океанические бассейны: ПТ — Палеотетис, МТ — Мезотетис, НТ — Неотетис, ЗО — Зеравшанский, ТО — Туркестанский. Субокеанические, рифтогенные бассейны: ЮГБ — Южно-Гиссарский, КАБ — Калайхубский. Коллизионные складчатые зоны: ЮГЗ — Южно-Гиссарская, ДЗЗ — Дарваз-Заалайская; ЗРС — Заалайская рифтовая система

Обоснование особенностей минерагенической и металлогенической специализации палеозойских формаций является фундаментальной научной проблемой региональной геологии Средней Азии. В палеозойских формациях сосредоточены основные запасы эндогенных рудных месторождений золота, полиметаллов и др. В их формировании принимали участие первично седиментационные накопления, ремобилизованные в ходе неоднократных проявлений фаз магматизма и метаморфизма. Формации палеозоя содержат также широкий спектр сингенетических и сингенетично-эпигенетических осадочных полезных ископаемых. По мере исчерпания возможностей открытия новых месторождений нефти и газа в осадочном мезозойско-кайнозойском осадочном чехле важнейшим объектом нефтегазовой геологии должны стать палеозойские потенциально нефтегазоносные бассейны. Наиболее перспективными могут оказаться осадочные бассейны микроконтинентов. Среди них карбонатные формации среднего девона-нижнего карбона вне пределов позднепалеозойского плюмового магматизма Бельгауского и Кураминского ареалов Срединно-Тянь-Шаньского микроконтинента. Аналогичный стратифицированный разрез характерен для Северо-Устюртского и Каракумо-Таджикского микроконтинентов. Перспективными могут оказаться позднепалеозойские формации Карачатырского тылового прогиба и черносланцевые формации перми Устюрта.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] *Буртман В.С.* Тянь-Шань и Высокая Азия: тектоника и геодинамика в палеозое. М.: Геос, 2006. 215 с.
- [2] *Бискэ Ю.С.* Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. С.-Пб.: Изд-во С.-Петербургского ун-та, 1996. 190 с.
- [3] *Далимов Т.Н., Троицкий В.И.* Эволюционная геология. Университет, 2005. 587 с.
- [4] *Зубцов С.Е., Зубцов Е.И.* Палеофаунистические данные о двух палеозойских океанах в Южном Тянь-Шане // Докл. РАН. М.: Наука, 1998. Т. 362. № 2. С. 230—232.
- [5] *Мухин П.А., Каримов Х.К., Савчук Ю.С.* Палеозойская геодинамика Кызылкумов. Фан, 1991. 148 с.
- [6] *Троицкий В.И.* Океанические бассейны и складчатые системы Средней и Высокой Азии (геодинамический анализ), Lambert academic publishing, Gamburg, 2012. 258 с.
- [7] *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 604 с.
- [8] *Ruttner A.W.* Southern borderland of Triassic Laurasia in north-east Iran. Geol. Rundschau, 1993. V. 82. P. 110—120.
- [9] *Sengor A.M.C., Natalin B.A.* Paleotectonics of Asia fragments of synthesis. The tectonic evolution of Asia. Cambridge (USA): University Press, 1996. P. 486—640.
- [10] *Burtman V.S., Tien Shan.* Pamir and Tibet: History and geodynamics of Phanerozoic oceanic basins, Geotectonics 44, 2010. P. 388—404.

TAN SHAN — AREA OF PALEOZOIC KOLLISION SYSTEM OF ASIAS PALEOOCEAN AND PALEOTETIS OCEAN

V.I. Troitsky

Department of MDF
Peoples' Friendship University of Russia
Ordzhonikidze str., 3, Moscow, Russia, 117923

Present history and dynamic of Paleozoic system and Asiatic Paleoocean and Paleotetis ocean.

Key words: geodynamical system of orogenic, geodynamical regime of passive and active offshore, formations, lithogeodinamical complex

REFERENCES

- [1] Burtman V.S. Tan Shan and high Asia: tectonic and geodynamic in Paleozoic. M.: Geos, 2006. 215 p. [Burtman V.S. Tan Shan i vysokaya Asia: tectonic i geodynamic v Paleozoic. M.: Geos, 2006. 215 s.]
- [2] Biske Yu.S. Paleozoic structur and history of South Tan Shan. Publ. of S. Peter. Unuvers., 1996. 190 p. [Biske Yu.S. Paleozoic structur and history of South Tan Shan. Publ. of S.Peter. Unuversiteta, 1996. 190 s.]
- [3] Dalimov T.N., Troitsky V.I. Evolution geology. University, 2005. 587 p. [Dalimov T.N., Troitsky V.I. Evolutionnaya geologya. University, 2005. 587 s.]
- [4] Zubtsov C.E., Zubtsov E.I. Paleofaunic data from two ocean in south Tan Shan. Rep. RAS. M.: Nauka, 1998. T. 362. № 2. P. 230—232. [Zubtsov C.E., Zubtsov E.I. Paleofaunisticheskie dannye o paleozojskikh okeanah v Yuzhnom Tan Shane. Dokl. PAH. M.: Nauka, 1998. T. 362. № 2. S. 230—232.]
- [5] Muhin P.A., Karimov H.K., Savthuk Yu.C. Paleozoic geodynamic of Kyzylkum. Fan, 1991. 148 p. [Muhin P.A., Karimov H.K., Savthuk Yu.C. Paleozoiskay geodinamica Kyzylkumov. Fan, 1991. 148 s.]
- [6] Troitsky V.I. Oceanic basin and system of Middle and High Asia (geodynamical analisis), Lambert academic publishing, Gamburg, 2012. 258 p. [Troitsky V.I. Oceanic basseiny and scladthatye systemy Sredney and Bysokoj Asii (geodinamithesky analiz), Lambert academic publishing, Gamburg, 2012. 258 s.]
- [7] Hain V.E. Tectonic of continent and ocean. M.: Scientific world, 2001. 604 p. [Hain V.E. Tectonic of continentov and oceanov. M.: Nauthny world, 2001. 604 s.]
- [8] Ruttner A.W. Southern borderland of Triassic Laurasia in north-east Iran. Geol. Rundschau, 1993. V. 82. P. 110—120.
- [9] Sengor A.M.C., Natalin B.A. Paleotectonics of Asia fragments of synthesis. The tectonic evolution of Asia. Cambridge, USA, University Press, 1996. P. 486—640.
- [10] Burtman V.S., Tien Shan. Pamir and Tibet: History and geodynamics of Phanerozoic oceanic basins, Geotectonics 44, 2010. P. 388—404.