

УДК 551.24(234.85 + 235.216)

ТЕКТОНИКА УРАЛА: СРАВНЕНИЕ С ТЯНЬ-ШАНЕМ

© 2009 г. С. Г. Самыгин, В. С. Буртман

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7

Поступила в редакцию 19.05.2008 г

Рассмотрены основные черты сходства и различия тектонических процессов на Урале и в Тянь-Шане. В неопротерозое, раннем и среднем палеозое Уральский и Туркестанский океанические бассейны были частями одного океанического пространства. Тектонические события в его разных областях протекали по-разному. Балтийская континентальная окраина Уральского палеоокеана была активной, тогда как соответствовавшая ей по своему положению алай-таримская окраина Туркестанского палеоокеана – пассивной. Противоположная континентальная окраина на Урале известна с девона в виде Казахстан-Киргизского палеоконтинента. В Тянь-Шане такая окраина до позднего ордовика находилась на Сырдарьинском блоке с древней континентальной корой, ставшем в силу частью Казахстан-Киргизского палеоконтинента.

Внутреннее строение Уральского и Туркестанского палеоокеанов было различным. В Уральском палеоокеане в раннем и среднем палеозое находился Восточно-Уральский микроконтинент, в Туркестанском океаническом бассейне микроконтиненты не установлены. Вулканические островные дуги в пределах Уральского палеоокеана возникали преимущественно вдоль балтийской окраины на разном от нее расстоянии в венде (эдиакарии), на рубеже ордовика и силура и в девоне. В Туркестанском палеоокеане вулканическая дуга, вероятно, существовала в ордовике у его сырдарьинской окраины – на другой, в отличие от Урала, периферии океана. Субдукция туркестанской океанической коры прерывалась, но всегда была в одном направлении. На Урале субдукционный процесс был более сложным. В конце девона – раннем карбоне здесь произошла коллизия островная дуга – континент, в московском веке – коллизия континент–континент. На Тянь-Шане имела место коллизия континент–континент, которая произошла также в московском веке. Индуцированные коллизийными процессами глубоководные флишевые бассейны появились на краю Балтики в фамене и в визе, на алай-таримской окраине – в башкирское и московское время.

В девоне и раннем карбоне Уральский и Туркестанский палеоокеаны имели общую активную окраину вдоль Казахстан-Киргизского палеоконтинента. Субдукция океанической коры под него и на Урале, и в Тянь-Шане началась, прервалась, возобновилась и прекратилась синхронно. При этом в южно-уральском сегменте субдукция в раннем карбоне происходила в двух направлениях – под Балтику и под Казахстан-Киргизский палеоконтинент, в Тянь-Шане – только под последний. В результате коллизии в московском веке Казахстан-Киргизского палеоконтинента с Балтийским и Алай-Таримским палеоконтинентами на Урале был сформирован дивергентный покровно-складчатый ороген, в Тянь-Шане – моновергентное покровно-складчатое сооружение. Рост высокого дивергентного орогена обусловил появление Предуральского краевого прогиба, заполнявшегося с кунгурского века различными молассами. На Тянь-Шане краевой прогиб отсутствует. Не сформировалась в Тянь-Шане и гранитная ось, подобная главной гранитной оси Урала.

Многих исследователей интересовали соотношения между палеозойскими складчатыми системами Урала и Тянь-Шаня. Этой проблеме посвящено несколько книг и много статей. На обширной территории между Уралом и Тянь-Шанем палеозойские и более древние породы недоступны для наблюдения (рис. 1). Усилия исследователей были направлены на сравнение тектонических зон обоих регионов и интерпретацию геофизических полей на закрытых территориях. Сравнили, главным образом, строение стратиграфических разрезов Урала и Южного Тянь-Шаня. На этой основе многие геологи искали продолжение тектонических зон из одного региона в другой [7, 8, 70 и др.], некоторые исследователи пришли к выводу об отсутствии

постоянной связи между этими регионами [9, 35, 36].

В этой статье авторы предлагают сравнить эволюцию тектонических процессов, которые происходили в неопротерозое и палеозое на территории Урала и Тянь-Шаня.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ПАЛЕОЗОИД УРАЛА

Уральский складчатый пояс сложен породами окраины Восточно-Европейского палеоконтинента (Балтики), соседней палеоокеанической области и краевой части Казахстан-Киргизского континентального массива. История тектонического развития Урала делится на доордовикский и ордовик-пермский этапы. Породы и комплексы, возникшие

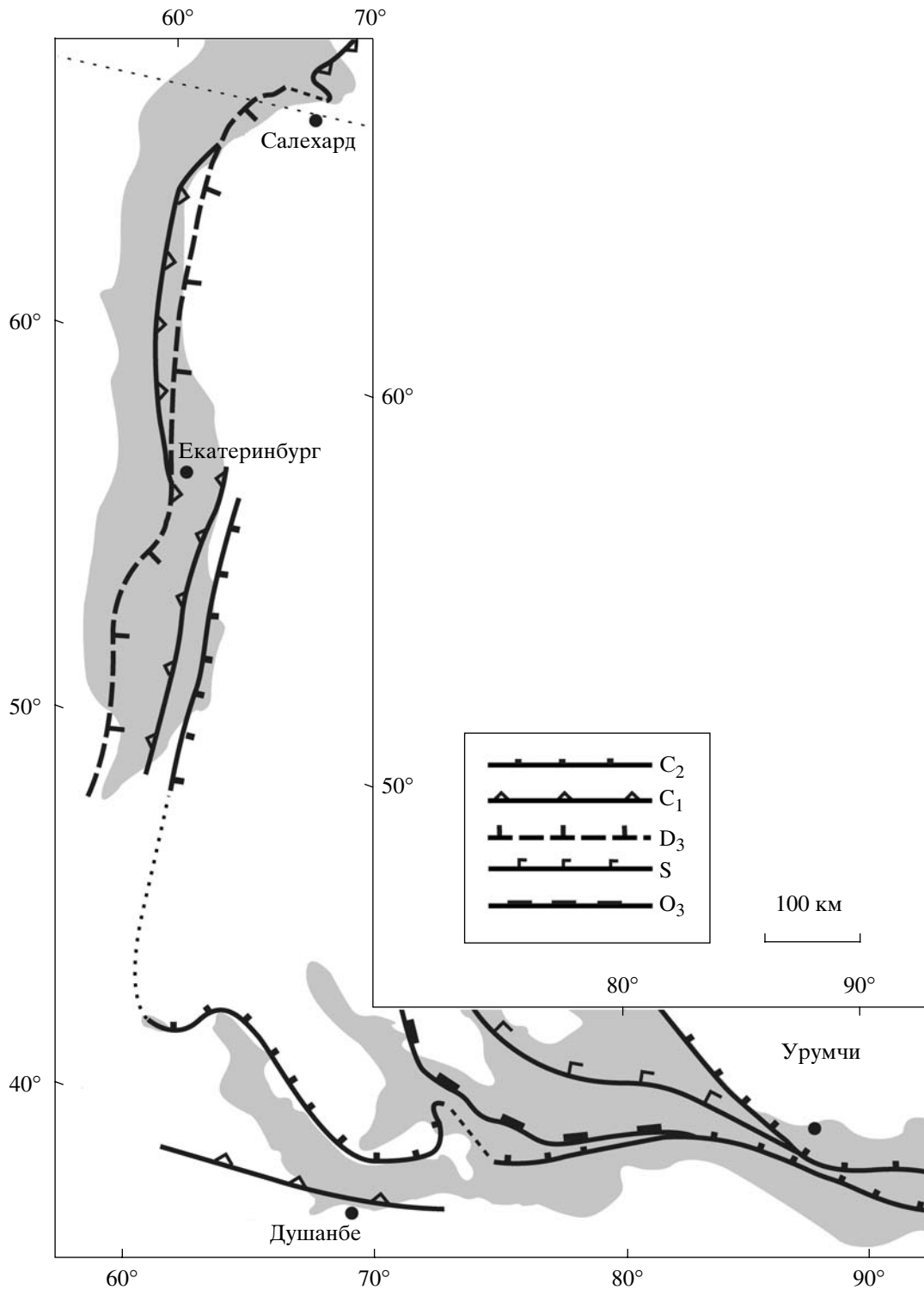


Рис. 1. Палеозоиды Урала и Тянь-Шаня.

Тонирована территория с обнажениями палеозойских и более древних пород. Линиями обозначены сuture палеозойских океанических бассейнов. Штрихи около линий указывают на возраст сuture и направление субдукции океанической коры при закрытии океанического бассейна

на первом этапе, составляют протоуралиды, остальные относятся к уралидам. Они будут рассмотрены сначала на западном склоне Урала и затем на восточном, к востоку от Главного Уральско-го разлома.

Протоуралиды

Уральская океаническая область существовала уже в неопротерозое [49, 78 и др.]. В доордовикский этап соотношения между Балтийской континентальной окраиной и океанской областью были иными, чем в палеозое (после рубежа кембрий–ордовик). Океаническая область протоуралид состояла, как и в уралидах, из различных бассейнов с океанической корой, островных дуг и микроконтинентов. Позднее часть этих структур в результате аккреционных тектонических процессов была включена на *западном склоне Урала* в палеоконтинентальный сектор уралид.

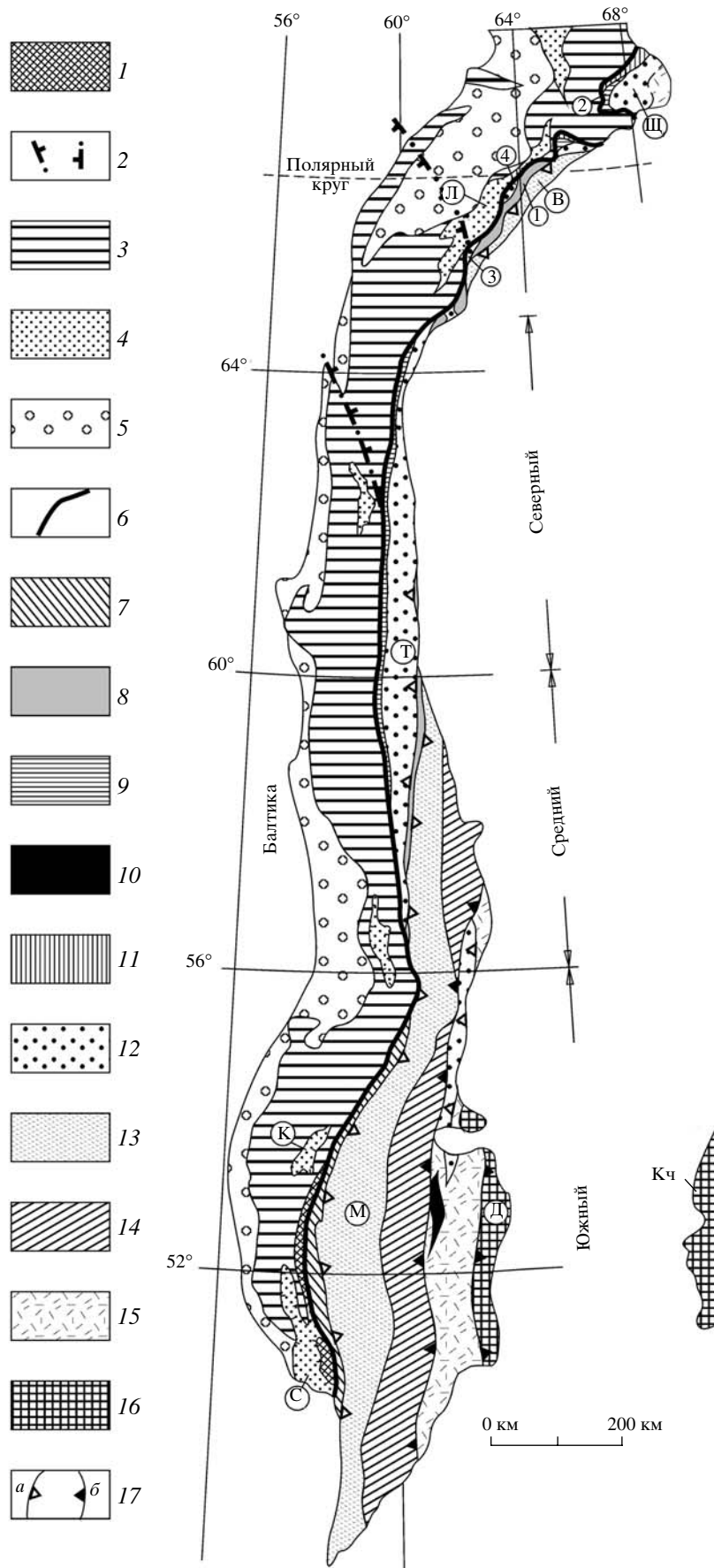
В рифее (мезопротерозое и раннем неопротерозое) на окраине Балтики накапливались терригенные и карбонатные отложения с резко подчиненными спорадическими вулканитами рифтогенной природы. В позднем рифее сформировался протяженный шельф, который в приполярных районах простирался в сторону Тимана. В конце позднего рифея (в криогении) на Полярном Урале и в северной части Северного Урала пассивный характер развития континентальной окраины закончился. Началось становление краевого вулканоплутонического пояса андийского типа над зоной субдукции, падавшей под Балтику [37]. Эта зона имела, видимо, пологий наклон, чем был обусловлен довольно широкий ареал распространения надсубдукционных образований (рис. 2). Вулканыты представлены базальтами, андезитами, дацитами и риолитами известково-щелочной и субщелочной серий (маньинская, саблегорская, молюдвожская свиты) [3, 59]. Pb-Pb возраст средних по составу пород – 695 ± 19 млн. лет, Rb-Sr возраст кислых пород равен 586 ± 21 и 535 ± 10 млн. лет. С вулканитами ассоциируют гранитоиды, диориты и габбро с Pb-Pb и U-Pb возрастными от 632 ± 7 до 515 ± 8 млн. лет [59]. В эдиакарии (венде) и, вероятно, в начале кембрия среди изверженных образований краевого пояса и в тыловом прогибе появилась вулканогенная моласса (лаптопайская свита) [3].

В периферической части Полярноуральского океанического бассейна в эту эпоху существовала сложно построенная островная дуга и находился микроконтинентальный блок (харбейский метаморфический комплекс палеопротерозоя [39], няровейская вулканогенно-осадочная серия среднего-верхнего рифея (эктазий-криогений) [60]). Островодужные комплексы представлены бедамельской базальт-андезит-дацитовый формацией и лядгейской андезибазальт-риолитовой формацией с U-Pb возрастом риолитов $555\text{--}547$ млн. лет [69].

U-Pb возраст плагиогранитов из офиолитового меланжа, находящегося в основании бедамельской формации, равен 670 ± 5 млн. лет [67]. Внутрибассейновая дуга и Полярноуральский микроконтинентальный блок (ПУ, рис. 3) в конце венда (эдиакария) – начале кембрия столкнулись с Балтикой и заблокировали погружавшуюся под нее зону субдукции. Их причленение, сопровождавшееся орогеническими процессами и появлением синколлизионных гранитоидов [65], значительно увеличило первоначальную площадь континентальной окраины. В результате образовалась новая граница континент–океан, простираемая которой отличалось от более древней. Маркером новой границы служит Главный Уральский разлом, вдоль которого комплексы пород палеоокеанического сектора уралид в конце среднего палеозоя были надвинуты на разросшийся край Балтики (см. рис. 2).

На юге Северного и на Среднем Урале в неопротерозое существовала пассивная континентальная окраина рифтогенного типа. Встречающиеся здесь различные по возрасту, составу и фациальной принадлежности преимущественно субщелочные магматические породы формировались из разноглубинных очагов над мантийным диапиром [19, 30]. Для осадочной части разреза характерны мариногляциальные отложения в составе нижневендской формации, которые накапливались в грабенообразных структурах на шельфе и континентальном склоне [27].

Южноуральская окраина Балтики имела, как и на Полярном Урале, конвергентный характер. Конвергентная геодинамическая обстановка зародилась здесь позднее, чем в полярном сегменте, и была выражена иначе. На юге приблизительно на рубеже рифей–венд (криогений–эдиакарий) вдоль края палеоконтинента возникла островодужная система, связанная с крутой зоной субдукции, падавшей, как и на севере, в сторону Балтики [53, 55]. В пределах относительно небольшой энсиалической островной дуги, заложившейся на Уралтауском блоке (У, рис. 3), получили распространение в основном среднекислые вулканиты базальт-андезит-дацит-риолитовой серии и более поздние щелочные базальты (лушниковский комплекс). U-Pb возраст субвулканических кварцевых диоритов, кристаллизовавшихся на завершающем этапе формирования ранней серии, равен 590 ± 4 млн. лет [55]. Породы лушниковского комплекса интродуцированы массивом гранитоидов (преобладают плагиограниты), галька которых присутствует в конгломератах тремадока. К северу от лушниковского комплекса небольшие тела гранитов датированы U-Pb SHRIMP методом как 543 ± 4.6 млн. лет [73]. С остатками вулканической дуги соседствуют (восточнее в современных координатах) пакеты сложно счешуенных тектонических пластин, которые интерпретируются как преддуговая аккреционная



призма (восточноэбетинский и максютовский комплексы). В составе таких пакетов много реликтов офиолитового разреза Протоуральского океанического бассейна, присутствуют также фрагменты чехла микроконтинентального террейна [53].

Уралтауская островная дуга отделялась от края Балтики задуговым бассейном с корой океанического типа. Аккреционные процессы в конце кадомской эпохи тектогенеза привели к прекращению субдукции и исчезновению задугового бассейна, однако не вызвали общего изменения структурного плана континентальной окраины, которая по простиранию равномерно нарастилась дезинтегрированными и в разной степени метаморфизованными комплексами островодужной системы. О меланократовом характере фундамента доордовикского задугового бассейна косвенно свидетельствует присутствие в песчаниках тремадока, распространенных в Сакмарском аллохтоне, зерен хромшпинелидов [17]. Кроме того, среди серпентинитового меланжа и позднедевонского олистострома этого аллохтона встречаются блоки ортоамфиболитов, с которыми местами соседствуют тектонические линзы кристаллических сланцев, образовавшихся, вероятно, в позднем венде (эдиакарии) по аркозам, грауваккам, глинисто-сидеритовым породам, эвапоритам [43, 44]. Эти метаосадки можно рассматривать как фрагменты чехла бывшего задугового бассейна.

В смежных районах южноуральского шельфа Балтики осадконакопление в конце рифея – начале венда (криогении–эдиакарии) сопровождалось появлением субщелочных базальтоидов (аршинская свита). О рифтогенной обстановке на шельфе в раннем венде свидетельствуют и толщи с горизонтами тиллитовидных конгломератов (диамиктитов), близкие по составу к разновозрастным породам на Среднем Урале. В позднем венде (эдиакарии) условия седиментации меняются: появляется восточный источник сноса – результат кадомской аккреции, – и накапливается терригенная полимиктовая толща, которую традиционно относят к молассе [35].

Аккреция к древнему краю Балтики островных дуг и микроконтинентальных блоков произошла

почти на всем его протяжении, обусловив возникновение локальных орогенических поднятий и различных метаморфических образований. В тремадокских песчаниках Сакмарского аллохтона обнаружены обломки глаукофана [17], ранние генерации эклогитов обнажающегося поблизости максютовского высокобарического комплекса в Уралтауской зоне имеют U-Pb возраст 547 ± 40 млн. лет [23]. Метаморфизм белорецкого высокотемпературного комплекса с эклогитами на севере Южного Урала датирован Ar-Ar методом в 550 ± 5 млн. лет [76]. Несколько моложе глаукофансланцевый комплекс на границе Среднего и Северного Урала ($535\text{--}539 \pm 7$ млн. лет, Rb-Sr датировки [32]) и близкий здесь по времени проявления зеленосланцевый метаморфизм, изограды которого имеют не меридиональное уральское, а северо-западное тиманское простирание [42].

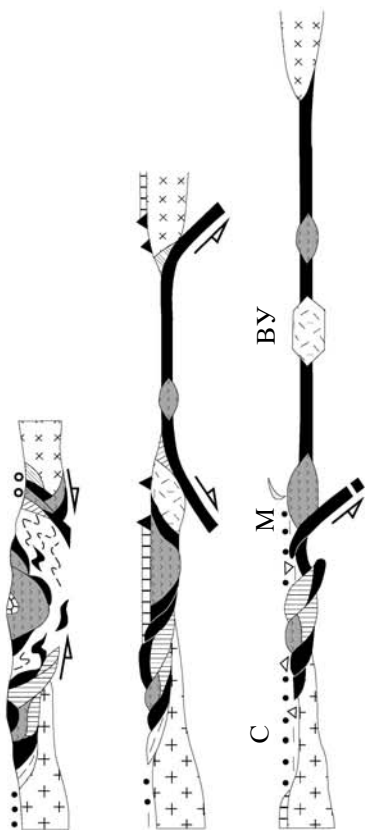
Породы протоуральской офиолитовой ассоциации присутствуют на *восточном склоне Урала* непосредственно к востоку от Главного Уральского разлома. Так, Sm-Nd возраст ультрабазитов Хадатинского (Сыумкеуского) массива на Полярном Урале (2 на рис. 2) равен 604 ± 39 млн. лет [10]. В другом полярноуральском массиве – Войкаро-Сыньинском (1, рис. 2) – U-Pb методом получено свидетельство о магматической активности 585 ± 6 млн. лет назад в верхнемантийном комплексе офиолитов [47]. На Среднем Урале силурийские островодужные вулканиты содержат ксеногенные цирконы с Pb-Pb возрастом 990 млн. лет и старше [38], захваченные, по-видимому, из базитового вещества верхней мантии в результате субдукции древней океанической коры. На севере Южного Урала метабазалты и плагиогнейсы с океаническими характеристиками, слагающие отдельные чешуи в составе ильменогорского и сысертского метаморфических комплексов вблизи Главного Уральского разлома, датированы U-Pb методом как 643 ± 46 и 576 ± 65 млн. лет [22]. Sm-Nd возраст перидотитов приразломного Миндякского массива, расположенного на 54° с.ш., равен 882 ± 83 млн. лет, а Re-Os возраст ассоциирующих с ними габбро – 804 ± 37 млн. лет [79]. Немного южнее в Восточно-

Рис. 2. Важнейшие палеоструктуры и тектонические зоны Урала.

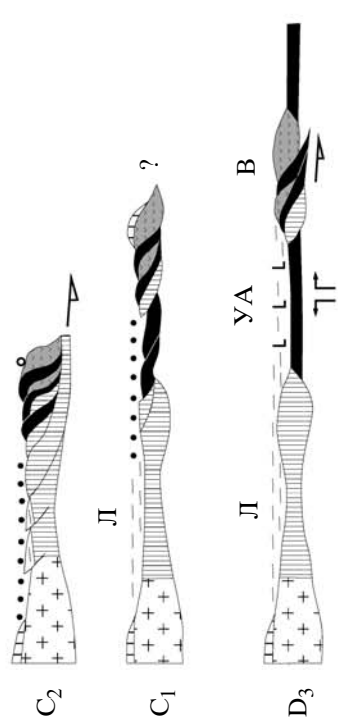
1, 2 – протоуралиды западного склона: 1 – островная дуга и аккреционная призма V- ϵ_{17} Уралтауской зоны, 2 – границы краевого вулcano-плутонического пояса R₃- ϵ_{17} ; 3–5 – палеоконтинентальный сектор уралид: 3 – протоуралиды и уралиды (шельфовые и флишевые комплексы) нерасчлененные, 4 – аллохтоны с окраинморскими комплексами раннего-среднего палеозоя, 5 – пермская моласса Предуральского прогиба; 6 – Главный Уральский разлом; 7–15 – палео-океанический сектор уралид: 7–11 – океанические сутуры и офиолитовые аллохтоны Присакмаро-Вознесенского (7), Серовско-Маукского (8), Салатимского (9), Зауральского (10) и Урало-Арктического (11) бассейнов, 12, 13 – островодужные системы силурийские (12) и девонская (13), 14 – Восточно-Уральская зона микроконтинентальных террейнов, 15 – Зауральская зона макромеланжа; 16 – казахстаниды (Д – Денисовская зона, Кч – фрагмент Кокчетавского блока с древней сиалической корой); 17 – фронтальность среднепалеозойских островодужных систем (а) и краевых вулcano-плутонических поясов (б).

Буквами и цифрами в кружках обозначены аллохтоны: С – Сакмарский, К – Кракинский, Л – Лемвинский; зоны: М – Магнитогорская, Т – Тагильская, В – Войкарская, Щ – Щучьянская; мафит-ультрамафитовые массивы и блоки: 1 – Войкаро-Сыньинский, 2 – Хадатинский, 3 – Хулгинский, 4 – Хордьюский

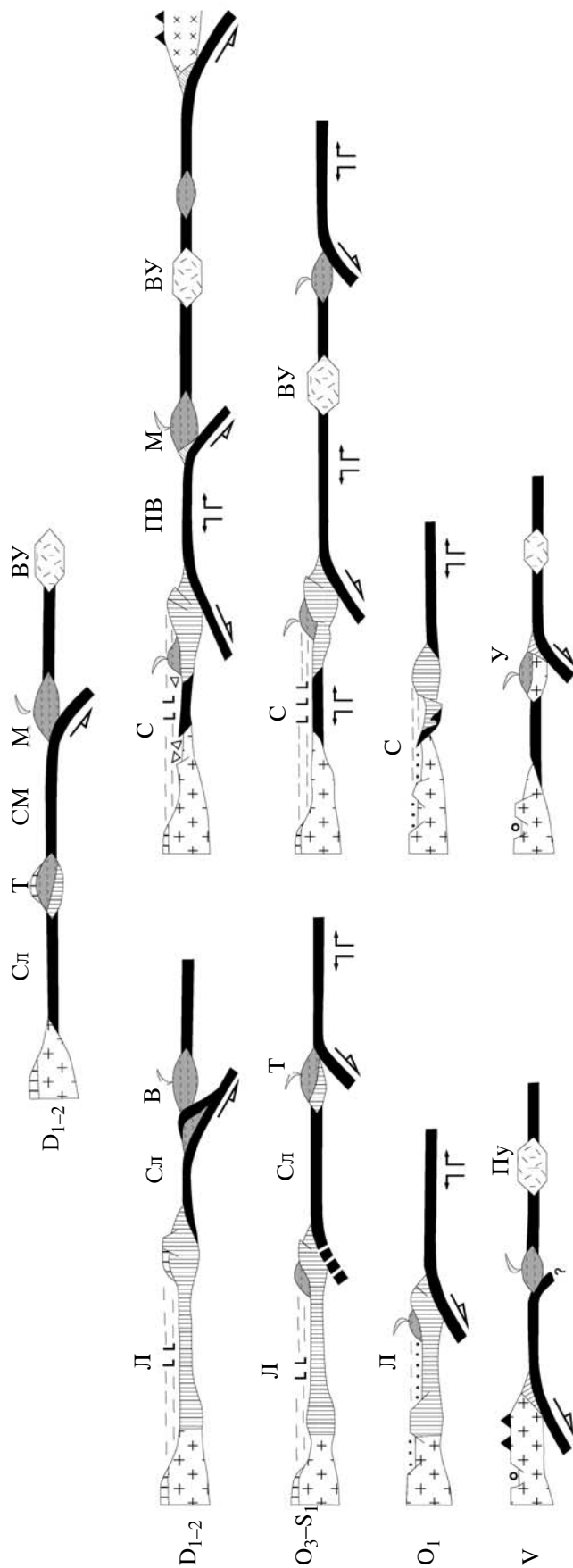
Южный Урал



Северный и Полярный Урал



Средний Урал



Уральской зоне на измененных офиолитовых ультрамафитах с разрывом местами залегает зеленосланцевая метатерригенная толща с остатками поздневендской флоры [16].

Уралиды

В палеозое на исходе кембрия наступил новый этап тектонического развития Урала, начавшийся со структурной перестройки (главным образом на севере), усложнения ранее существовавшей границы континент–океан и деструкции континентальной окраины, сформировавшейся в кадомскую эпоху.

Среди уралид выделяют палеоконтинентальный и палеоокеанический секторы, разделенные Главным Уральским разломом и соответствующие западному и восточному склону Урала. За пределами последнего в южной, наиболее широкой части региона вскрываются толщи, являющиеся краевым выступом Казахстан-Киргизского континентального массива. Позднепалеозойский Уральский ороген – результат коллизии Балтики и этого континента, образовавшегося в силуре.

Палеоконтинентальный сектор. На палеозойской окраине Балтики возникают краевые бассейны, фрагменты разрезов которых слагают цепочку аллохтонов вдоль западного склона Урала. Наиболее представительны и хорошо изучены разрезы южноуральского и полярноуральского бассейнов в Сакмарском и Лемвинском аллохтонах (С и Л, рис. 2, 3). Бассейны заложены на рубеже кембрия и ордовика в виде рифтогенных впадин [40, 64], которые заполнялись мелководными “грабеновыми” фациями, местами ассоциирующимися с щелочными бимодальными вулканами (кидрясовская, куагачская свиты – С, погурейская, кокпельская свиты, манитаньрдская серия – Л). Расширение ареала седиментации и на юге, и на севере началось в арениге с накопления пестроцветных алевроглинистых осадков (свиты кураганская – С, грубеинская – Л).

Зарождавшиеся бассейны отделялись от продолжавшей эволюционировать океанической области краевыми поднятиями, сложенными различными комплексами протоуралид [54, 56, 64], которые были аккрецированы к Балтике в предшествую-

щую тектоническую эпоху. Со среднего ордовика и вплоть до позднего девона в обоих бассейнах отлагались глубоководные преимущественно кремнистые осадки (свиты новокурская, сакмарская, кызылфлотская – С, качамылькская, харотская, пагинская свиты и черногорская серия – Л), а в их центральных частях происходили излияния значительных объемов базальтоидов (сугралинский комплекс – С, грубешорская серия, или лагортинский комплекс – Л). В Сакмарском бассейне уже в начале среднего ордовика появилась кора океанического типа [14] с полным разрезом офиолитов, тогда как в Лемвинском бассейне такая кора не сформировалась. В Лемвинском аллохтоне отсутствуют породы габбро-ультрамафитового комплекса офиолитовой ассоциации: базальты среднего ордовика залегают непосредственно на нижнеордовикской терригенной толще [64]. Другое отличие – асинхронное развитие бассейнов в задуговом режиме, когда они окаймлялись с востока (в современных координатах) островодужными вулканами, возникшими на западе краевых поднятий протоуралид [54]. Субдукция происходила с другой стороны этих поднятий и была направлена под Балтику. Вулканическая дуга, сопряженная с Сакмарским бассейном, существовала в течение среднего ордовика – среднего девона, отступая со временем в западном направлении (губерлинская, баулуская, блявинская, косистекская свиты и их аналоги). На Полярном Урале аналогичная дуга не смещалась и функционировала в интервале арениг–ашгилл (игядейский комплекс). Геодинамическая обстановка в Лемвинском бассейне не менялась с аренига до турне включительно, когда закончилось повсеместное накопление батиальных глинисто-кремнистых осадков (см. рис. 3). В Сакмарском бассейне уже в начале раннего девона начался процесс тектонического скупивания [40]. Этот процесс вызвал обдукцию офиолитов на внешнее краевое поднятие Уралтау, усложнение его внутренней структуры с новообразованием в начале позднего девона высокобарических пород и минералов (максютковский комплекс) и обусловил появление внутрибассейновых поднятий и продуктов их разрушения в виде микстит-олистостромовых горизонтов и толщ [41, 48]. В позднем девоне Сакмарский бассейн прекратил свое существование. От него остался лишь небольшой глубоковод-

Рис. 3. Тектоническое развитие палеозойд Урала.

1, 2 – Балтийский палеоконтинент: 1 – довендская кора, 2 – аккрецированная в позднекадомскую эпоху окраина; 3–9 – окраинно-континентальные комплексы: 3 – рифтогенные, 4 – шельфовые, 5 – склоновые и бассейновые батиальные, 6 – базальтоиды, 7 – олистостромы, 8 – граувакковый и полимиктовый флиш, 9 – моласса; 10 – Казахстан-Киргизский континентальный массив; 11 – краевые вулканические пояса; 12 – океаническая кора; 13 – островные дуги; 14 – аккреционные призмы; 15 – микроконтиненты; 16 – области спрединга; 17 – направление субдукции и поддвига. V – венд (эдиакарий).

Буквами обозначены окраинно-континентальные бассейны: Л – Лемвинский, С – Сакмарский; бассейны Уральского палеоокеана: ПВ – Присакмаро-Вознесенский, Сл – Салатимский, СМ – Серовско-Маукский, УА – Урало-Арктический; островные дуги: В – Войкарская, М – Магнитогорская, Т – Тагильская, У – Уралтауская; микроконтиненты: ВУ – Восточно-Уральский, Пу – Полярноуральский

ный прогиб у подножия континентального склона Балтики.

Формации палеозойского шельфа Балтики представлены мелководными карбонатными и терригенно-карбонатными осадками. Их отложение началось в среднем ордовике, на крайнем севере – в раннем ордовике и продолжалось вплоть до образования коллизионного орогена. При этом осадконакопление смещалось внутрь палеоконтинента: на Южном Урале – с рубежа девон–карбон, на Полярном Урале – с середины раннего карбона. Поперечная зональность шельфовой области с течением времени менялась. На Полярном Урале для интервала силур – средний девон может быть восстановлен латеральный ряд структурно-фациальных зон континентальной окраины: карбонатный платформенный чехол – относительно глубоководные глинисто-кремнистые породы, тонкоплитчатые известняки, мергели внутреннего шельфа (депрессивная зона) – барьерный риф – кремнистые и глинистые сланцы, пелагические петельчатые известняки, калькарениты и кальцилютиты внешнего шельфа и склона – Лемвинский глубоководный бассейн – мелководный терригенно-карбонатный разрез шельфового типа (пайпудынская свита) краевого поднятия, отделявшего Лемвинский бассейн от океанической области [64].

Палеоокеанический сектор. В палеозое, наряду с деструкцией Балтийской окраины, в соседней области происходило неоднократное образование новой океанической коры, связанное с механизмом спрединга. Индикатором этого процесса служат верхние члены офиолитовой ассоциации – комплекс параллельных диабазовых (долеритовых) даек и комагматичные им лавы основного состава. Появление наиболее раннего палеозойского дайкового комплекса установлено в северо-восточной части Войкаро-Сыньинского массива (1, рис. 2) – 490 ± 7 млн. лет назад [68], т. е. на исходе кембрия. На Южном Урале повсеместно распространены океанические базальты ордовика [63]. В Присакмаро-Вознесенской сутурной зоне палеоокеана базальты с заметным разбросом геохимических характеристик накапливались в интервале арениг–эмс (поляковская, дергаишская свиты, аратауский комплекс), а в интервале средний лландовери – фран отлагались разнообразные кремнистые, реже терригенные осадки (сакмарская, мазовская, туратская, мукасовская свиты) [41, 50]. Скользящий во времени (S₁Ind₂–D₁ems) раздел базальт–осадок, скорее всего, был связан с долго “работавшим” рассеянно-спрединговым механизмом разрастания западной части южноуральской океанической области.

На Среднем и Северном Урале океаническая область увеличилась за счет раскрытия периферического Салатимского бассейна (Сл, рис. 3). Раскрытие произошло на рубеже среднего и позднего

ордовика [57] и было, по-видимому, одноактным: после излияния основных лав с позднего ордовика по ранний девон (лохков) отлагались тонкоритмично переслаивающиеся углеродистые алевролиты, аргиллиты и кремнистые сланцы [31]. На Полярном Урале по аналогичному сценарию, но гораздо позже эволюционировал Урало-Арктический бассейн, возникший в начале позднего девона (УА, рис. 3). Здесь франская толща толеитовых базальтов и диабазов надстраивалась тефротурбидитами, глинисто- и углеродисто-кремнистыми сланцами, фтанитами, известняками с конодонтами фаменатурне [64]. Появление Урало-Арктического бассейна вызвало расширение площади глубоководной седиментации в палеоконтинентальном секторе за счет погружения краевого поднятия протоуралид, на котором стали накапливаться батинальные осадки лемвинского типа. Реликты более молодой коры палеоокеана сохранились на востоке Южного Урала в Зауральской зоне (см. рис. 2), где представлены толщей подушечных базальтов и гиалокластитов с ксенолитами известняков поздневизейско-серпуховского возраста и ассоциирующими с ними габброидами. Эти породы сопоставляются с комплексами современных внутриокеанических поднятий, имеющих кору значительной мощности [61].

Восточно-Уральский микроконтинент. В палеоокеаническом секторе на Южном и Среднем Урале находятся фрагменты древней континентальной коры в виде гнейсовых и гранито-гнейсовых комплексов, которые распространены главным образом в Восточно-Уральской зоне. По данным цирконовой геохронологии, эти комплексы имеют палео- и раннемезопротерозойский возраст [29]. Вероятно, в неопротерозое (поздний рифей – венд) они составляли единый микроконтинент, на котором накапливались терригенные осадки существенно кварцевого и полимиктового (венд) состава. В палеозое сформировался терригенно-карбонатный (O₁arg–D₃), местами кремнисто-сланцевый (S–D₃) чехол [35]. В раннем–среднем ордовике локально изливались базальты, относящиеся к разным петрохимическим сериям, в том числе к субщелочной [46]. Их появление было связано с резкой активизацией магматических процессов в смежных океанических структурах. В среднем ордовике расстояние от Восточно-Уральского микроконтинента до ближайшего края Балтики было более 750 км вдоль палеомеридиана [5].

Островные дуги. В среднем палеозое в периферийной, примыкавшей к Балтике области Уральского океана интенсивно проявился островодужный процесс. Первая дуга, известная на Среднем и Северном Урале как Тагильская (Т, рис. 2, 3), заложилась в конце ордовика. Она претерпела все стадии развития от примитивной до зрелой с завершающим субщелочным магматизмом (S₂prd–D₁lhk) [58]. На поздних стадиях вулканогенные толщи местами замещались известняковыми биогермами и

рифами. В раннем–среднем девоне над отмершей дугой образовались карбонатные островные поднятия с залежами бокситов. Тагильская палеодуга была магматически активна в течение примерно 35 млн. лет. Она находилась над зоной субдукции, падавшей в сторону палеоконтинента, сравнительно недалеко (500–1000 км) от внешнего края балтийского шельфа [33, 51], что исключило ее самостоятельное столкновение с Балтикой.

В основании тыловой части Тагильской островодужной системы произошло становление композитных дунит-клинопироксенит-габбровых массивов Платиноносного пояса и связанных с ними плагиогранитов, завершивших формирование пояса на рубеже силура и девона. U-Pb возраст плагиогранитов одного из центральных массивов равен 415 ± 10 и 416.6 ± 1.6 млн. лет, для габбро двух других массивов получены цифры 419 ± 12 млн. лет (Sm-Nd изохронным методом) и 428 ± 7 млн. лет (U-Pb методом) [13], а для некоторых клинопироксенитов первого – 441 ± 27 млн. лет (Sm-Nd методом) [34]. Габброиды в группе сближенных массивов на юге Платиноносного пояса содержат полихронные цирконы с возрастом основных разновидностей от 422 ± 11 до 462 ± 15 млн. лет, наряду с которыми присутствуют ксеногенные кристаллы с протерозойскими датировками (от 1210 до 2200 млн. лет) [21, 66]. Последние, по мнению авторов приведенных данных, указывают на присутствие под поясом блока древней субконтинентальной коры, цирконами из которого были контаминированы габбровые расплавы. В таком случае этот блок был, вероятно, отчленен в начале позднего ордовика или немного раньше от балтийской окраины в результате раскрытия Салатимского бассейна. До его раскрытия на краю Балтики в позднедевонскую эпоху магматической активности появились наиболее древние породы субконтинентальной природы, вошедшие затем в состав сложно построенных центральных массивов Платиноносного пояса. Это – ультрамафиты и оливиновые габбро с Sm-Nd возрастными соответствием 551 ± 32 и 561 ± 28 млн. лет [26, 34]. На Южном Урале Тагильская дуга выклинивалась, континентального блока под ней там не было [51].

На Полярном Урале фрагменты дуги обнажаются на севере Войкарской и, главным образом, в Щучьинской зоне, где представлены толеитовыми и известково-щелочными вулканитами (S) и бокситоносными известняками (D_{1-2}); отмечаются высокостронциевые габбро платиноносного типа (масловский комплекс) [12]. Как и на севере Южного Урала, разрезы здесь редуцированы; в частности, нет финального вулканогенного субщелочного комплекса [18]. К югу от полярного круга вулканиты Тагильской дуги не вскрыты, присутствуют лишь отторженцы ее энсиматического – гранулит-метабазитового – фундамента с глубинными аналогами платиноносных габбро (Хордьюсский и Хулгинский блоки) [12, 45]. В Хулгинском блоке (3, рис. 2)

U-Pb возраст протолита равен 578 ± 11 млн. лет [77]. С появлением в силуре периокеанической дуги было связано синхронное прекращение надсубдукционного вулканизма во внешней зоне окраинно-континентального Лемвинского бассейна (см. рис. 3).

Помимо Тагильской, на рубеже ордовика и силура зародилась еще одна, но уже внутриокеаническая вулканическая дуга, активно функционировавшая до начала девона. Ее фрагменты протягиваются вдоль границы Восточно-Уральской и Зауральской зон Южного Урала. По возрасту, составу и общей направленности формационных изменений разрез этой дуги в целом аналогичен тагильскому разрезу [72 и др.]. В том же направлении, как и в первом случае, падала, вероятно, и зона субдукции.

Конец раннего девона ознаменовался крупной структурной перестройкой Уральской активной окраины: между Балтикой и Восточно-Уральским микроконтинентом возникла общеуральская островодужная система, которая была связана с субдукцией, направленной в противоположную от Балтики сторону. Наиболее представительна эта система на юге, в Магнитогорской зоне (М, рис. 2, 3). Магнитогорская дуга зародилась на океанической коре и была активна в течение 45 млн. лет с эмса по фамен включительно. Вулканическая ось со временем смещалась на восток, в направлении погружения зоны субдукции, наклон которой периодически менялся [37]. Магматические серии эволюционировали от толеитовой (с бонинитами в основании на западе, во фронтальной части) к известково-щелочной и затем к субщелочной и щелочной (D_3fam). Такая генеральная последовательность местами осложнялась задуговым и внутридуговым спредингом (актогайский дайковый комплекс, мугоджарская и куркудукская свиты D_1ems_2 – D_2giv_1 , карама-лыташская свита D_2eif_2). Возраст островодужных интрузивных пород, определенный U-Pb и Pb-Pb методами, колеблется от 393 ± 6 млн. лет (тоналиты) до 368 ± 7 – 352 ± 7 млн. лет (габбро, диориты, гранодиориты, граниты) [66]. Крупные рифовые постройки для Магнитогорской дуги были не характерны. Ее продолжение на Среднем Урале отличалось сокращенной магматической активностью (D_1ems_2 – D_3fs_1). На востоке отмершей Тагильской дуги, по другую сторону Серовско-Маукского междугового бассейна с океанической корой, отмечается появление известково-щелочной и повышенной щелочности (вверху) вулканоплутонической ассоциации (D_1ems_2 – D_2eif) [58, 71], геодинамическая природа которой дискуссионна.

На Северном Урале девонская дуга погребена под чехлом Западно-Сибирской плиты. Ее фланговый отрезок вскрывается в полярноуральской Войкарской зоне. На этом отрезке вулканическая деятельность происходила в интервале поздний силур(?) – средний девон и закончилась появлением пород, сопоставимых с шошонитами [64]. Специфи-

кой войкарского сегмента является протягивающийся вдоль всей западной, фронтальной его части гранодиорит-тоналитовый батолит с Rb-Sr возрастом надсубдукционных пород 400 ± 10 , 399 ± 24 и 385 ± 4 млн. лет [2]. Севернее, в Щучинской зоне, небольшие массивы одновозрастных, по данным [2], гранитоидов прорывают тагильские островодужные комплексы силура – среднего девона. Здесь также известны выходы известково-щелочных и субщелочных вулканитов и субвулканических тел среднего–позднего девона (ензорский и тальбейский комплексы [69]). Все это свидетельствует о вырождении Войкарской дуги в северном направлении и о совмещении ее в Щучинской зоне с силурийской дугой.

Коллизия дуга–континент. Различные отрезки девонской островодужной системы возникли на разном расстоянии от края Балтики, но всюду над зоной субдукции, падавшей от палеоконтинента. Это предопределило разную продолжительность их сближения и асинхронность столкновения, а также неодинаковый характер приращения (аккреции) надсубдукционных комплексов к континентальной плите. Вероятно, ближе всего к последней находилась Магнитогорская дуга на Южном Урале [6]. Ее сближение с Балтикой началось в среднем девоне после прекращения спрединга в Присакмаро-Вознесенском бассейне (ПВ, рис. 3). Столкновение с погружавшимся краем палеоконтинента произошло в фамене. Перед дугой и на балтийской окраине, на месте закрывшегося Сакмарского бассейна и во фронтальном остаточном прогибе, появились толщи полимиктово-грауваккового флиша (зилайская серия) и замещавшие его олистостромы. Обломочный материал накапливался за счет размыва островной дуги, выступов преддуговой аккреционной призмы, состоявшей из фрагментов разрезов Присакмаро-Вознесенского океанического бассейна, а также краевого континентального поднятия Уралтау, в котором большую роль играли метаморфиты высоких давлений [35, 48 и др.]. Коллизия привела к заклиниванию зоны субдукции и прекращению вслед за этим связанного с ней вулканизма. На рубеже девона и карбона началась обдукция на запад предостроводужных офиолитов, расчлененных на серию пластин, и становление пакета шарьяжей, сложенных комплексами Сакмарского бассейна. Балтийская окраина наращивается за счет приращения отмершей девонской вулканической дуги и находившегося в ее тылу Восточно-Уральского микроконтинента (ВУ, рис. 3). В середине турне субдукционный процесс возобновился вдоль океанического края последнего, под который после перескока стала погружаться зона субдукции [35, 52]. Одновременно изменился тип надсубдукционного магматизма, став окраинно-континентальным.

На границе Южного и Среднего Урала Магнитогорская дуга столкнулась сначала с южным

окончанием Тагильской дуги, в результате чего расчешуенные разрезы разделявшего их бассейна были шарьированы на тагильские комплексы уже во франском веке [51]. Вулканическая активность Магнитогорской дуги прекратилась в этом районе к фамену. Новый этап тектонического скупивания завершился здесь вдоль краевого выступа Балтики в середине раннего карбона: возникшая коллизионная граница с островодужными комплексами – меланж зоны Главного Уральского разлома – “запечатана” деформированными габброидами и гранодиоритами, датированными Pb-Pb методом по цирконам как 334 ± 4 –5 млн. лет, а прорывающие их массивные граниты имеют возраст 327 ± 4 млн. лет [28].

На большей части Среднего и на Северном Урале аккреция островодужных систем проходила по “мягкому” сценарию, без обдукции. Девонская дуга, резко отклонившись к востоку, отстояла от силурийской Тагильской дуги и, соответственно, от Балтийского палеоконтинента наиболее далеко. Субдукция под нее в сторону палеоокеана привела к дезинтеграции и поглощению Серовско-Маукского междугового бассейна (СМ, рис. 3), от которого осталась лишь океаническая сутура (см. рис. 2). Затем зона субдукции переместилась на запад, за неактивную Тагильскую дугу, и к сдвоенному островодужному ансамблю с тагильскими комплексами во фронте стал приближаться край Балтики. На начало такого сближения косвенно указывает появление на границе Балтики и Салатимского бассейна франской олистостромы [31]. На месте Салатимского краевого бассейна в результате аккреции образовалась узкая зона смятия с зелено- и голубосланцевым динамометаморфизмом. Последний датируется Sm-Nd изохроной в 370 ± 35 млн. лет [32].

На Полярном Урале столкновение дуги с краем континента происходило по другому сценарию. Войкарский терминальный сегмент девонской островодужной системы заложили, в отличие от более южной ее части, несколько раньше и гораздо ближе к Тагильской дуге. Последняя была вовлечена в девонскую зону субдукции и включена в основание Войкарской дуги (В, рис. 3) уже на раннедевонской стадии ее формирования [45], что привело, по-видимому, к генерации внизу девонского разреза крупного пластообразного интрузива умеренно кислого состава. На рубеже среднего и позднего девона островодужное сооружение с началом коллизии стало интенсивно размываться. После почти полного поглощения в результате продолжавшейся субдукции Салатимского бассейна произошла масштабная обдукция, во фронте которой оказался аллохтонный ультрамафит-мафитовый комплекс, служивший основанием междугового прогиба на продолжении Серовско-Маукского бассейна (см. рис. 2 и 3). Крупнейший Войкаро-Сынынский офиолитовый покров вместе с “припаянными” к его подошве отторженцами фундамента Тагильской ду-

ги (Хулгинский и Хорджюоский блоки, 3 и 4 на рис. 2) и маломощными линзовидными пластинами Салатимской зоны смятия и меланжа был надвинут на краевой выступ Балтики. При этом комплексы, подстилающие офиолиты, в разной степени испытали коллизионный высокобарический метаморфизм [45]. На границе Полярного и Северного Урала метаморфиты высоких давлений (неркаюский комплекс) датированы Ar-Ar методом раннетурнейскими цифрами (352 ± 3.6 млн. лет [15]).

В северном направлении Войкарская дуга деградировала. В Щучинской зоне она была мало активна и совмещена с фланговым отрезком Тагильской дуги. Обнажающийся западнее Хадатинский офиолитовый аллохтон (2, рис. 2) является композиционным, состоящим из фрагментов мафит-ультрамафитового основания Тагильской дуги и ложа смежного бассейна. В этом районе и несколько южнее процессы тектонического скучивания были прерваны образованием Урало-Арктического океанического бассейна (D_3frs-C_1tur), возникшего на стыке краевой зоны Балтики и среднепалеозойской аккреционной системы (см. рис. 3). Новый этап сжатия вдоль края Балтики и заключительная коллизия с комплексами палеоокеанического сектора начались здесь в визейское время, в результате чего был раздавлен сравнительно небольшой Урало-Арктический бассейн, а перед фронтом надвинувшихся офиолитовых масс стал накапливаться граувакковый флиш (райзская свита) [64].

В целом рассмотренная часть Урала в ордовике-девоне была очень похожа на Меланезийскую область сочленения Австралийской и Тихоокеанской плит, где в разных районах в разное время раскрывались различные краевые бассейны и неоднократно возникали островные дуги разной полярности. Современная протяженная и весьма извилистая гирлянда островных дуг располагается над зонами субдукции, падающими в сторону океана.

Краевой вулcano-плутонический пояс. На Южном Урале в раннекаменноугольное время Магнитогорская островодужная система вместе с Восточно-Уральским микроконтинентом были причленены к Балтике, а вдоль новой, аккреционной границы заложилась зона субдукции западного падения (см. рис. 3). Над ней в интервале поздний турне – поздний визе появились вулканы известково-щелочной, щелочной и бимодальной субщелочной серий окраинно-континентального типа [61]. Вулканикам комагматичны интрузивные породы габбро-диорит-гранитного, граносиенитового и тоналит-плагиогранитного состава. Их Rb-Sr возраст варьирует в интервале $346 \pm 1 - 330 \pm 4$ млн. лет [35, 62]. Очень близкие датировки были получены U-Pb методами [66].

Раннекаменноугольные вулканогенные комплексы широко распространены на востоке Магнитогорской зоны, более локально они развиты в

Восточно-Уральской зоне. Почти все они имеют контрастный состав, породы среднего состава встречаются реже. Западнее вулканического ареала в мелководной обстановке открытого шельфа накапливались терригенные, местами угленосные, и карбонатные (вверху) осадки. К западу от зоны Уралтау находился унаследованный с позднего девона глубоководный прогиб, в котором отложение терригенного флиша чередовалось с появлением пелагических известняков и кремнистых пород [35]. С восточной стороны вулканического пояса существовала аккреционная призма. Для сохранившихся ее фрагментов характерно чередование тектонических линз, сложенных рифей-среднеордовикскими осадками края микроконтинента, раннекаменноугольными известняками (редко) и разнообломочными породами с углестыми и туфогенными прослоями, а также серпентинитами и различными динамосланцами [62]. К аккреционной призме были “прибиты” остатки силурийской внутриокеанической островной дуги (см. рис. 2 и 3). В Зауральской зоне присутствуют реликты океанического чехла – вулканы основного состава, кремнистые и тонкозернистые осадки ордовика, черносланцевые разрезы нижнего силура, кремни и кремнистые туффиты верхнего девона, послефаменские песчано-алевритовые пачки с олистостромами [11, 62] – и упоминавшийся выше океанический базитовый комплекс поздневизейско-серпуховского возраста. Многочисленны небольшие выходы серпентинитов.

В пределах вулcano-плутонического пояса вулканы как вкrest, так и вдоль его простирания замещаются терригенно-карбонатными толщами. Нередко излияния эффузивов происходили в грабенообразных структурах, что привело к резким изменениям мощностей смежных разрезов. Неравномерно проявился вулканизм и во времени: нижние и верхние его возрастные рамки отличаются в разных районах. В целом отмечается омоложение начала вулканической деятельности в восточном направлении, после прекращения которой вплоть до позднего карбона стали накапливаться субплатформенные известняки [61]. Как считают авторы указанной работы, формирование раннекаменноугольных вулканогенных комплексов со свойственными им смешанными геохимическими признаками надсубдукционных и внутриплитных образований происходило на активной окраине, похожей на калифорнийскую окраину Северной Америки. Однако в не меньшей степени Уральский краевой вулcano-плутонический пояс похож на кайнозойский пояс Камчатки, где возраст вулканических формаций уменьшается в сторону Тихого океана, и где также наряду с типично надсубдукционными породами часто встречаются вулканы с внутриплитными геохимическими характеристиками [1].

Уральская окраина Казахстан-Киргизского палеоконтинента

Этот крупный композитный континентальный массив претерпел длительную и сложную историю становления, закончившуюся к девону. Его западная граница трассируется с Южного Урала (см. рис. 2) под мезозойско-кайнозойскими отложениями Западной Сибири до пересечения 66° в.д. и 60° с.ш. и дальше на север [24]. Субдукция в среднем палеозое уральской океанической коры под Казахстан-Киргизский новообразованный континент привела к появлению вдоль его края двух разновозрастных вулканических поясов. Магматические образования ранне-среднедевонского наземного пояса, занимающие обширную площадь, относятся к известково-щелочной бимодальной серии. В пределах Южного Урала они обнажены крайне плохо, изучены в основном по многочисленным скважинам в Тургайском прогибе и на краю Западно-Сибирской низменности. Установлено возрастание роли формаций с более щелочными и калиевыми породами в сторону Казахстана [24]. Аккреционный комплекс перед фронтом девонского вулканизма состоит из разномащштабных тектонических блоков и чешуй, в сложении которых наряду с серпентинитами и фрагментами додевонских разрезов участвуют пестроцветные преимущественно грубообломочные осадки с примесью туфового материала, содержащие фауну эмса-эйфеля [25], одновозрастные с ними полимиктовые песчаники и глинистые сланцы с прослоями известняков, а также рифовые известняки среднего девона [35].

В раннем карбоне в субаквальных условиях сформировался другой окраинно-континентальный пояс. Этот пояс уже девонского и возник ближе к краю Казахстан-Киргизского палеоконтинента над более крутой, вероятно, зоной субдукции. Вулканизм с течением времени мигрировал в восточном направлении. Пояс сложен двумя разобщенными комплексами известково-щелочной серии. Западный – александровский – комплекс, надстроивший девонскую аккреционную призму, образован порфировыми базальтами, андезибазальтами, андезитами, реже более кислыми разностями, а также грубообломочными туфами; самыми распространенными породами являются андезиты. Среди вулканитов встречаются прослой известняков со средне-поздневизейскими брахиоподами. Восточный – валерьяновский – комплекс отличается большой мощностью. В нем выделяют средне-поздневизейскую и серпуховско-раннебашкирскую толщи. В основании первой залегают аргиллиты, алевролиты, туффиты, известняковые песчаники, выше – лавы и туфы андезибазальтового состава с маломощными прослоями известковистых туффитов и известняков. Разрез наращивается базальтами, андезибазальтами, андезитами и

их туфами, туффитами и туфопесчаниками. К востоку вся эта толща быстро замещается туфогенно-терригенно-карбонатной ассоциацией осадков. Вторая, более молодая толща сложена базальтами, андезибазальтами, андезитами и их туфами, красноцветными туфогенно-осадочными образованиями, известковистыми песчаниками, алевролитами и небольшими телами органогенно-обломочных известняков. В целом среди вулканических пород валерьяновского комплекса преобладают лейкократовые порфировые плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые базальты и андезибазальты, много туфов среднего и основного состава. К крупным центрам вулканизма часто приурочены тела габбро, диоритов, иногда гранодиоритов. Геохимические особенности вулканитов каменноугольного пояса Казахстан-Киргизского палеоконтинента свидетельствуют об их близости к эталонным надсубдукционным образованиям активных континентальных окраин [61].

Коллизия Балтийского и Казахстан-Киргизского палеоконтинентов

С ранне-среднедевонской субдукции океанической коры под Казахстан-Киргизский палеоконтинент началось сокращение восточной части Уральской палеоокеана (девонские спрединговые центры здесь не известны). Тем не менее, ширина океанической области в среднем девоне между аккреционной призмой на краю восточного палеоконтинента и западным фронтальным комплексом Магнитогорской островодужной системы составляла 2800 ± 450 км вдоль палеомеридиана [6]. В позднем девоне субдукция под молодой континент прекратилась (см. рис. 3). Поглощение океанической коры возобновилось в позднем турне, когда зона субдукции заложилась вдоль новой восточной границы Балтики, и усилилось в середине визе в результате восстановления субдукционного процесса по другую сторону Уральского палеоокеана. Вдоль Казахстан-Киргизского палеоконтинента вновь возникает активная окраина андийского типа, а палеоокеан превращается в остаточный бассейн, ограниченный сближающимися континентальными массивами.

В конце визейского века зона субдукции, погружавшаяся под Балтику, была заблокирована террейнами, имевшими микроконтинентальное и островодужное происхождение. На исходе башкирского века завершилась субдукция и на востоке, поскольку океаническая кора остаточного Уральского бассейна, за исключением недавно возникших отдельных участков повышенной мощности, исчезла под Казахстан-Киргизским континентом. В результате с ним столкнулась раннекаменноугольная аккреционная окраина Балтики, а в районе их столкновения образовалась Зауральская зона макромеланжа и смятия. Вдоль последней про-

тягивается пояс дислокационного метаморфизма повышенных давлений – глаукофан-содержащие сланцы [20].

С московского века после окончательного закрытия Уральско-палеоокеана началось формирование двустороннего орогена, сопровождавшееся выжиманием и разнонаправленным шарьированием различных структурно-формационных комплексов. Одновременно на востоке в межгорных впадинах стали накапливаться континентальные и прибрежно-морские молассы. На западе пакет деформированных тектонических покровов, включая такие крупные аллохтоны, как Сакмарский и Кракинский (С и К, рис. 2), был значительно продвинут на девонскую окраину Балтики. За пределами разраставшегося орогена краевой прогиб, унаследованный от предыдущей эпохи, постепенно смещался в сторону платформенного шельфа, вследствие чего появились разрезы, где на мелководных карбонатных фациях согласно залегают глубоководные маломощные существенно кремнистые осадки, а на них – полимиктовый флиш с олистостромами [35].

На заключительном – пермском – этапе коллизионного развития Урала, проходившего, вероятно, в транспрессивной обстановке [62], продолжился рост и усилился размыв орогенического поднятия. Область воздымания и размыва увеличивалась за счет западных зон, так что Предуральский краевой прогиб по-прежнему мигрировал в сторону платформы. В поздней перми флиш в прогибе сменился молассой. Максимальной толщины кора орогена достигла в Восточно-Уральской зоне, где находилась большая часть микроконтинентальных блоков. Здесь и местами в более западных районах в результате интенсивного палингенеза образовалась главная гранитная ось Урала [35], состоящая, как правило, из крупных многофазных массивов. С их становлением связан региональный метаморфизм амфиболитовой фации. Разными геохронологическими методами выделены два пика магматической активности: 290–280 (основной пик) и 260–250 млн. лет [66].

В северной части Урала коллизионно-орогенические процессы происходили по аналогичному сценарию. Во всяком случае, обнажающееся западное крыло орогена (восточное крыло погребено под мезозойско-кайнозойскими осадками) имеет принципиально такое же строение и в целом такую же историю формирования, как и на юге. На Полярном Урале начало этих процессов было осложнено во фране–турне вклиниванием с севера Урало-Арктического океанического бассейна. После его закрытия в визейском веке перед обдуцированными комплексами палеоокеанического сектора появился граувакковый флиш, который стал вытеснять находившиеся западнее батинальные конденсированные разрезы (см. рис. 3). Граувакки надстраиваются полимиктовыми флишевыми толщами, постепенно

проградирующими в сторону балтийского шельфа (визейский–артинский века) вслед за перемещением фронта тектонического сжатия, инициированного ростом и “расползанием” орогенического поднятия. Смещение во времени терригенной седиментации обусловило скользящий характер нижней границы флишевого комплекса и ее омоложение в западном направлении. В Щучьинской зоне, после накопления в раннем карбоне мелководных терригенно-карбонатных осадков, в позднем карбоне появилась морская моласса [18, 45]. В Предуральском краевом прогибе флиш сменился угленосной молассой, накапливавшейся с конца артинского века в течение кунгурского века и всей поздней перми [64].

СРАВНЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА УРАЛЕ И В ТЯНЬ-ШАНЕ

Тектоническая история палеозойд Тянь-Шаня

Тектоническая история Тянь-Шаня была подробно рассмотрена в недавних публикациях одного из авторов [4, 74, 75]. В этом разделе статьи отмечены наиболее общие черты тектонического развития тяньшаньского региона.

На территории Тянь-Шаня расположены Алай-Таримский и Казахстан-Киргизский палеоконтинентальные массивы, имеющие разную геологическую летопись. Границей между ними служит сутура Туркестанского океанического бассейна, существовавшего от неопротерозоя до позднего карбона (рис. 4, 5, 6).

Алай-Таримский палеоконтинент был отделен в неопротерозое от Палеогондваны. В синии (криогении–эдиакарии) на территории будущего Тянь-Шаня в рифтогенных впадинах накапливались вулканиты, карбонаты и кластиты с тиллоидными диамиктитами на вендском (эдиакарском) уровне. В раннем палеозое отлагались мелководные существенно карбонатные осадки, обычные для шельфа пассивных континентальных окраин. На пологом континентальном склоне и у его подножия в ордовике и силуре происходило накопление пелагических силицитов и терригенных турбидитов. В девоне и раннем карбоне обширную территорию занимали шельфовые карбонатные отложения. На континентальном склоне терригенные осадки сменились конденсированными кремнистыми, подошва которых скользила вверх по девонскому разрезу внутрь Алай-Таримского палеоконтинента и вдоль его склона (с запада на восток в современных координатах). В позднем карбоне возобновилось формирование турбидитов. Область глубоководной флишевой седиментации постепенно распространялась на территорию бывшего шельфа.

Казахстан-Киргизский палеоконтинент образовался в результате объединения в ордовике и си-

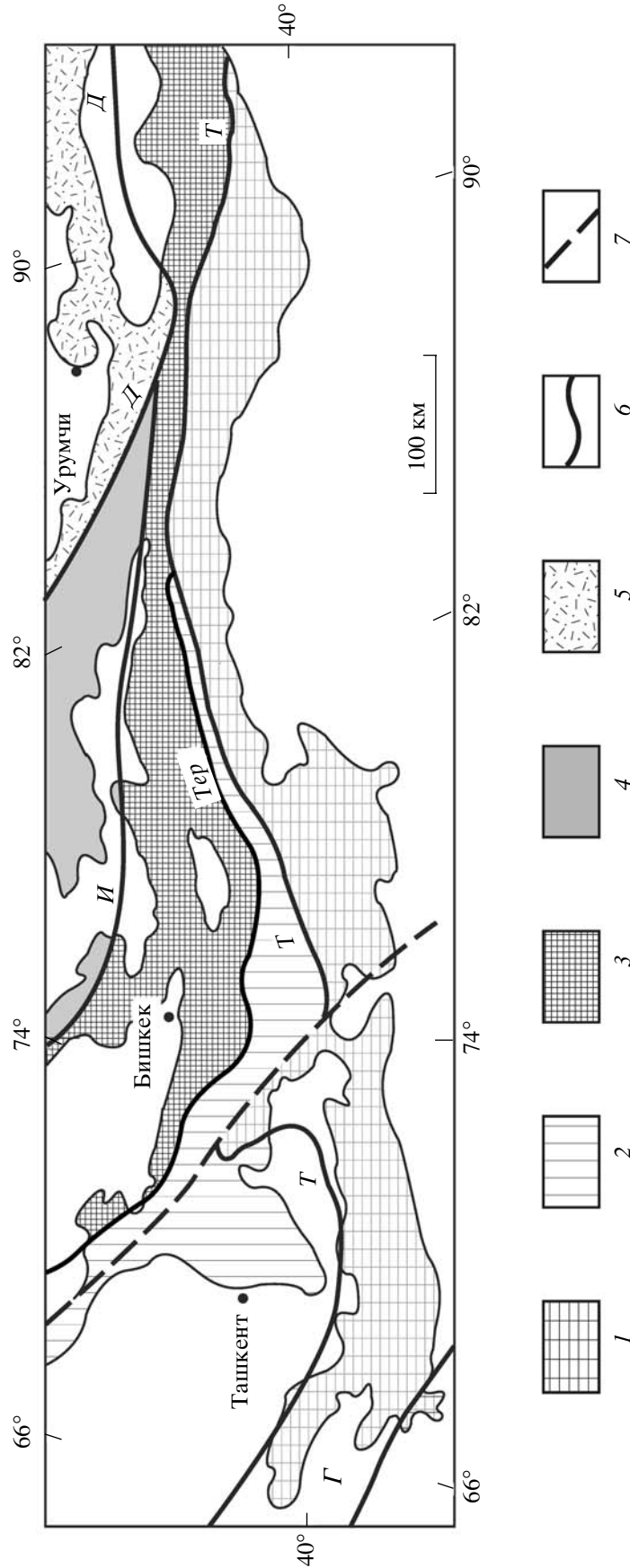


Рис. 4. Важнейшие палеоструктуры Тянь-Шаня.

1 – Алай-Таримский палеоконтинент; 2-4 – блоки с древней сиаλικской корой Казахстан-Киргизского палеоконтинента; 2 – Сырдарьинский, 3 – Иссыккульский, 4 – Борохоро; 5 – Богдошаньская каменноугольная островоугольная осциллоидная система; 6 – океаническая система; 7 – Туркестанская, Терр – Терекская; 7 – Таласо-Ферганский позднепалеозойский сдвиг

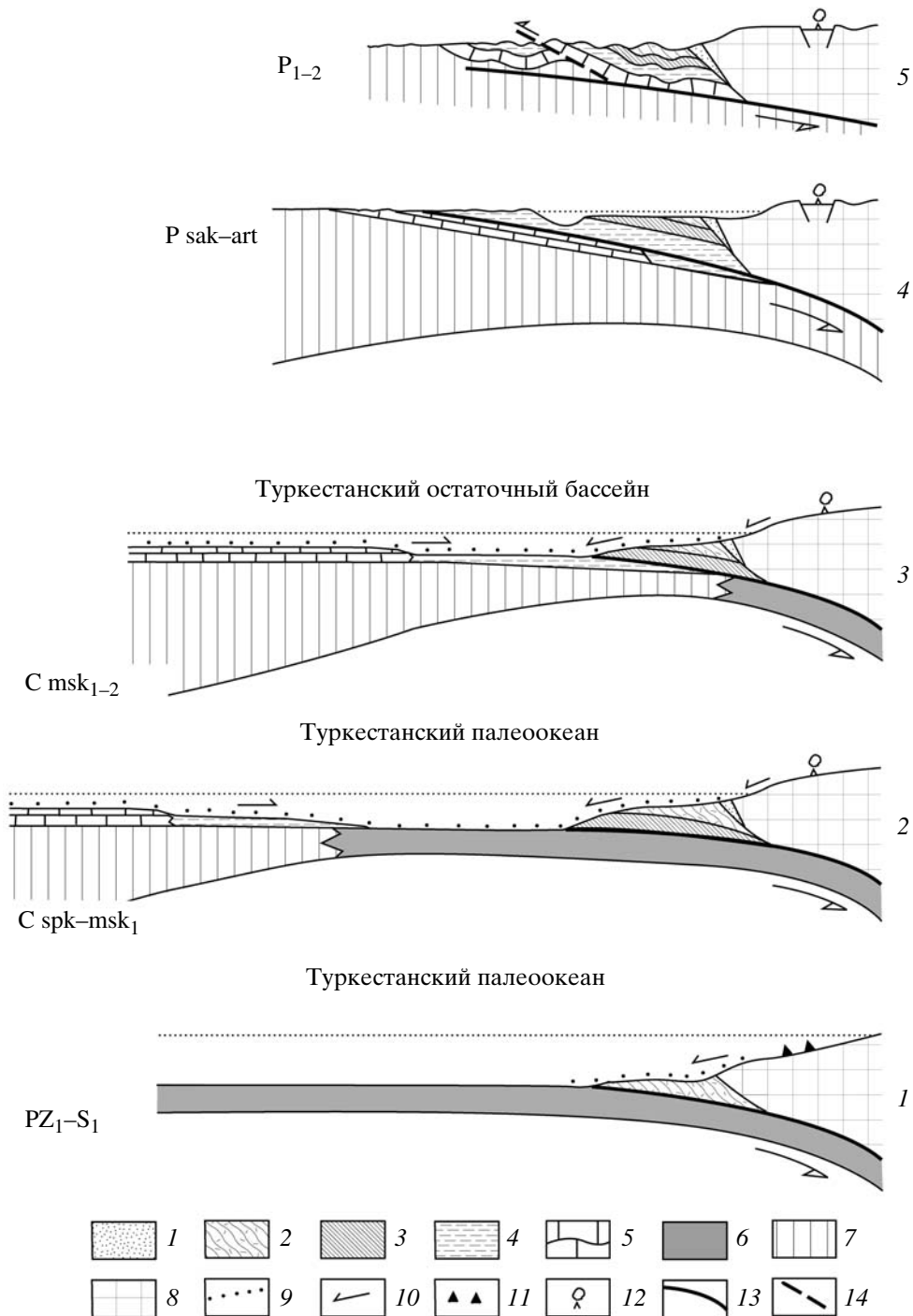


Рис. 5. Схема океанической и континентальной субдукции в Тянь-Шане.

1 – терригенные отложения, метаморфизованные в раннем палеозое; 2, 3 – породы океанической коры и океанических островных дуг; 2 – метаморфизованные в раннем палеозое, 3 – слабо измененные; 4, 5 – отложения на Алай-Таримском палеоконтиненте, накопившиеся на континентальном склоне (4) и шельфе (5); 6 – океаническая кора; 7, 8 – континентальная кора: 7 – алай-таримская, 8 – казахстан-киргизская; 9 – осадки, синхронные шарьированию; 10 – направление сноса; 11, 12 – вулканизм подводный (11) и наземный (12); 13 – зоны субдукции и подвига; 14 – надвиг

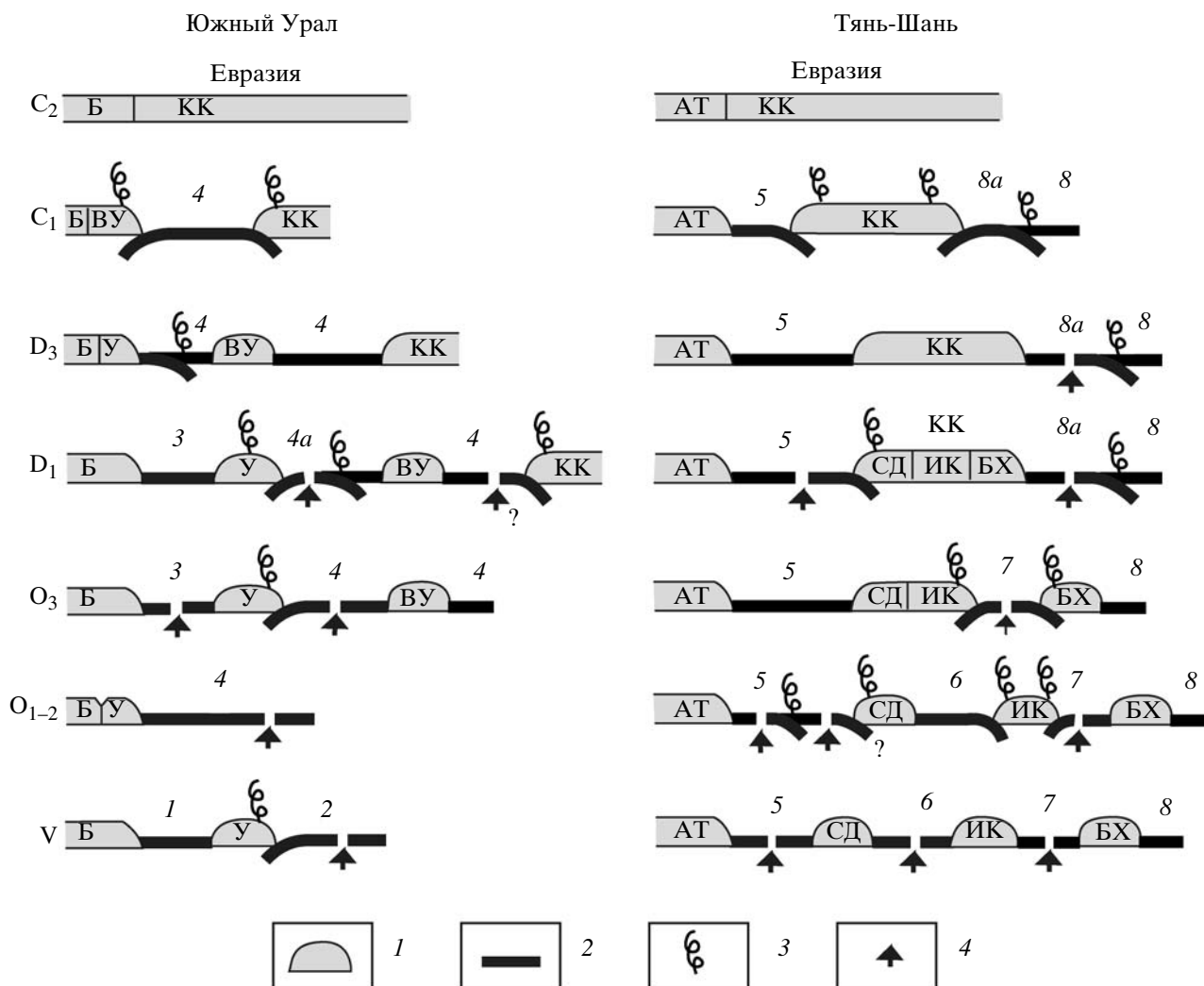


Рис. 6. Геодинамические профили через Южный Урал и Тянь-Шань.

1 – континентальная кора (континенты, микроконтиненты, островные дуги с континентальным основанием); 2 – океаническая кора; 3 – вулканические островные дуги и окраинно-континентальные вулканические пояса; 4 – области спрединга. V – венд (эдиакарий).

Океанические бассейны: 1 – задуговой Уралтауский, 2 – Протоуральский, 3 – Сакмарский, 4 – Уральский (4a – При-Сакмаро-Вознесенский), 5 – Туркестанский, 6 – Терскойский, 7 – Илийский, 8 – Палеоазиатский (8a – Джунгаро-Балхашский).

Палеоконтиненты: АТ – Алай-Таримский, Б – Балтийский, КК – Казахстан-Киргизский; блоки с сиалической корой: БХ – Борохоро, ВУ – Восточно-Уральский, ИК – Иссыккульский, СД – Сырдарьинский, У – Уралтауский

луре трех сиалических блоков – Сырдарьинского, Иссыккульского и Борохоро. В неопротерозе – раннем палеозое они были разделены Терской и Илийской океаническими бассейнами (Тер, И, см. рис. 4), которые заложились после раскола древней континентальной плиты. Терской океанический бассейн существовал, по-видимому, уже в криогении (ранний синий китайских геологов) и закрылся в конце среднего – начале позднего ордовика. В результате был создан композитный Сырдарьинско-Иссыккульский микроконтинент (см. рис. 6). Илийский океанический бассейн по-

явился в конце эдиакария (венда) или в начале кембрия и был закрыт в силуре. После присоединения блока Борохоро к позднеордовикскому Сырдарьинско-Иссыккульскому микроконтиненту сформировался обширный Казахстан-Киргизский континентальный массив.

Туркестанский океанический бассейн претерпел длительную эволюцию (см. рис. 5, 6). В Западном Тянь-Шане известны ультрамафиты и метабазиты с протерозойским и раннекембрийским Rb-Rb возрастами, океанические базальты с фауной кембрия, ордовика, раннего и позднего силура, раннего,

среднего и позднего девона. На базальтах лежат пелагические существенно кремнистые осадки, накопление которых продолжалось до серпуховского века. В раннем кембрии Туркестанский океанический бассейн разделял Индо-Австралийскую и Тихоокеанско-Атлантическую биогеографические области распространения трилобитов. Этот бассейн был главным биогеографическим барьером и наиболее широким кембрийским океаном. В ордовике в Туркестанском палеоокеане существовала энсиматическая вулканическая островная дуга, отгородившая краевой бассейн (см. рис. 6). До позднего девона в палеоокеане происходил спрединг океанической коры. Вероятно, преобладал рассеянный спрединг, который в разных частях бассейна имел разную продолжительность и историю магматизма.

В силуре и раннем–среднем девоне происходило погружение коры Туркестанского палеоокеана под Казахстан-Киргизский палеоконтинент. На палеоконтиненте в наземных условиях накапливались девонские надсубдукционные вулканиты. Субдукция прекратилась в живетском веке. После перерыва, длившегося 50–60 млн. лет, в визейском веке возобновилось поглощение туркестанской океанической коры под Казахстан-Киргизским континентальным массивом, на краю которого в мелководно-морской и наземной обстановке возник каменноугольный надсубдукционный магматический пояс. В московском веке у границы палеоокеана с Казахстан-Киргизским палеоконтинентом завершилось становление аккреционной призмы.

Коллизия Алай-Таримского и Казахстан-Киргизского палеоконтинентов произошла в московском веке, когда туркестанская океаническая кора была полностью субдуцирована. Ширина океанической пластины, поглощенной за 25 млн. лет процесса субдукции, могла достигать 2500 км. От Туркестанского палеоокеана остались его окраинные части в виде морского бассейна с континентальной корой. Этот остаточный морской бассейн, в котором накапливался флиш, просуществовал до сакмарского века, а на северной периферии Тарима – до поздней перми.

Субдукция океанической коры сменилась в московское время континентальной субдукцией – поддвижением алай-таримской пассивной окраины под аккреционную призму и Казахстан-Киргизский палеоконтинент (см. рис. 5). Следствием континентальной субдукции, продолжавшейся до поздней перми, было многократное поперечное сокращение пассивной окраины, первичная ширина которой составляла более 500 км. Сокращение компенсировалось формированием на коре Алай-Таримского палеоконтинента многослойного ансамбля шарьяжей. Шарьяжи, сложенные породами туркестанской океанической коры, возникли в аккреционной призме у края Казахстан-Киргизского палеоконтинента до его столкновения с Алай-Таримским

палеоконтинентом (1–2 на рис. 5). После коллизии породы аккреционной призмы были надвинуты по дну остаточного морского бассейна на раннемосковские отложения нижней части алай-таримского континентального склона (3, рис. 5). Позднее началось тектоническое расслоение осадочного чехла на окраине Алай-Таримского палеоконтинента. Отслоившийся комплекс осадков бывшего склона вместе с лежащими на нем офиолитовыми шарьяжами был перемещен внутрь этого палеоконтинента (4, рис. 5). В перми ансамбль шарьяжей был смят совместно с автохтоном в складки и осложнен надвигами (5, рис. 5). Продолжавшаяся поперечная компрессия привела к раздавливанию возникшего складчатого пояса и продольному тектоническому течению масс. Пермские деформации сопровождались орогенезом, внедрением коллизионных и послеколлизионных гранитов и щелочных пород, связанных, вероятно, со сдвиговыми смещениями вдоль складчатого пояса.

Сравнение тектонической истории Урала и Тянь-Шаня

Рассмотрим основные черты сходства и различия тектонических процессов на Урале и в Тянь-Шане. Уральский и Туркестанский палеоокеаны существовали уже в неопротерозое и закрылись почти одновременно в московском веке. В их пределах преобладал рассеянный спрединг. На протяжении венда (эдиакария), раннего и среднего палеозоя балтийская континентальная окраина Уральского палеоокеана была активной, тогда как соответствовавшая ей по своему положению алай-таримская окраина Туркестанского палеоокеана – пассивной. Противоположная континентальная окраина на Урале до девона неизвестна, в Тянь-Шане такая окраина до позднего ордовика находилась на Сырдарьинском блоке с древней континентальной корой, ставшем в силуре частью Казахстан-Киргизского палеоконтинента (см. рис. 6). Эта континентальная окраина в силуре, раннем девоне – эйфеле и в серпухове – позднем карбоне была активной.

По-разному проходили деструктивные процессы, приведшие к образованию окраинно-континентальных бассейнов. На Балтийском палеоконтиненте цепочка рифтогенных бассейнов заложились вблизи Уральского палеоокеана на рубеже кембрий–ордовик и существовала до конца девона. Океаническая кора появилась в рифтогенных бассейнах в среднем ордовике, и только в южноуральском сегменте. На алай-таримской континентальной окраине известны лишь локальные проявления рифтогенного магматизма, наиболее интенсивные в раннем девоне.

Различным было внутреннее строение Уральского и Туркестанского палеоокеанов. В первом в раннем и среднем палеозое находился Восточно-

Уральский микроконтинент, во втором подобные микроконтиненты не установлены. Вулканические островные дуги в пределах Уральского палеоокеана возникали преимущественно вдоль балтийской окраины на разном от нее расстоянии в венде (эдикарии), на рубеже ордовика и силура и в девоне. В Туркестанском палеоокеане вулканическая дуга существовала в ордовике у его сырдарьинской окраины – на другой, в отличие от Урала, периферии океана. Субдукция туркестанской океанической коры прерывалась, но всегда происходила в одном направлении. На Урале была более сложная ситуация (см. рис. 6).

В конце девона – раннем карбоне Балтика столкнулась с девонской островодужной системой, в московском веке – с Казахстан-Киргизским палеоконтинентом. На Тянь-Шане была только коллизия континент–континент. Индуцированные коллизией процессами глубоководные флишевые бассейны появились на краю Балтики в фане и в виле, на алай-таримской окраине – в башкирское и московское время. Эти бассейны существовали на Урале до кунгурского века, в Тянь-Шане – до сакмарского века, местами до поздней перми.

В девоне и раннем карбоне Уральский и Туркестанский палеоокеаны имели общую активную окраину вдоль Казахстан-Киргизского палеоконтинента. Субдукция океанической коры под него и на Урале, и в Тянь-Шане началась, прервалась, возобновилась и прекратилась синхронно. При этом в южноуральском сегменте субдукция в раннем карбоне происходила в двух направлениях – под Балтику и под Казахстан-Киргизский палеоконтинент, в Тянь-Шане – только под последний. В результате коллизии Казахстан-Киргизского палеоконтинента с Балтийским и Алай-Таримским палеоконтинентами на Урале был сформирован дивергентный ороген, в Тянь-Шане – моновергентное покровно-складчатое сооружение.

В Тянь-Шане после поглощения туркестанской океанической коры последовало погружение в зону субдукции сравнительно однородного пассивного края Алай-Таримского палеоконтинента. На Урале перед коллизией возникла новая обширная активная окраина Балтики. Она состояла из агломерации различных тектонических блоков, отличавшихся строением, составом, размером и мощностью, которые при столкновении с Казахстан-Киргизским палеоконтинентом стали нагромождаться и на него, и друг на друга. Затягивание в казахстанскую зону субдукции вслед за океанической корой такой разнородной аккреционной окраины оказалось невозможным. Направление тектонического сдвигания в сторону казахстанид было предопределено существованием заклиненной в начале серпуховского века зоной субдукции, которая погружалась в противоположную сторону – под Балтику.

Рост высокого дивергентного орогена обусловил появление Предуральского краевого прогиба, заполнявшегося с кунгурского века различными молассами. Аналогичная структура на Тянь-Шане отсутствует. Образование главной гранитной оси Урала было связано с палингенезом погребенных толщ в зоне с наиболее мощной корой, насыщенной микроконтинентальными блоками. Подобная гранитная ось в Тянь-Шане не сформировалась. Заключительные деформации коллизионного этапа и на Урале, и в Тянь-Шане проходили в транспрессивной геодинамической обстановке.

Сравнение геологической истории Урала и Тянь-Шаня показало, что в неопротерозое, раннем и среднем палеозое Уральский и Туркестанский океанические бассейны были частями одного океана. Тектонические события в его разных областях протекали по-разному. Балтийская окраина была активной, алай-таримская – пассивной. Приведенные данные свидетельствуют об автономии Алай-Таримского и Балтийского континентов в ранне-среднепалеозойском океане. В середине раннего карбона на краю Казахстан-Киргизского континента возник надсубдукционный краевой вулканический пояс, который прослежен по магнитным аномалиям из восточной зоны Южного Урала в Западный Тянь-Шань. Формирование этого пояса сопровождало процесс закрытия Урало-Туркестанского океанического пространства, закончившийся объединением в московском веке Урала, Тянь-Шаня и Казахстана.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты 06-05-64717 и 04-05-64899.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. 2006. Т. 14. № 3. С. 248–265.
2. Андричев В.Л. Изотопная геохронология ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций восточного склона Полярного Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 44 с.
3. Белякова Л.Т. Байкальская вулканогенная моласса севера Урала и Большеземельской тундры // Сов. геология. 1982. № 10. С. 68–78.
4. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: тектоника и геодинамика в палеозое. М.: ГЕОС, 2006. 215 с.
5. Буртман В.С., Гурарий Г.З., Дворова А.В. Положение микроконтинентов Северного Тянь-Шаня и Восточного Урала в ордовике и силуре по палеомагнитным данным // Геотектоника. 2003. № 5. С. 11–26.
6. Буртман В.С., Гурарий Г.З., Дворова А.В., Кузнецов Н.Б., Шипунов С.В. Уральский палеоокеан в девонское время (по палеомагнитным данным) // Геотектоника. 2000. № 5. С. 61–70.
7. Бухарин А.К., Брежнев В.Д., Масленникова И.А., Пятков А.К., Бурков Ю.К., Васильев И.А., Кириллова Г.Б., Моргунова С.Г. Тектоника Западного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1989. 152 с.

8. Бухарин А.К., Масленникова И.А., Пятков А.К. Домезозойские структурно-фациальные зоны Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1985. 152 с.
9. Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г., Перфильев А.С. Султан-Уиздаг и проблема соотношений Урала и Тянь-Шаня // Геотектоника. 1972. № 6. С. 88–96.
10. Гурская Л.И., Смелова Л.В. Платинометальное минералообразование и строение массива Сыум-Кей (Полярный Урал) // Геол. рудных м-ний. 2003. Т. 45. № 4. С. 353–371.
11. Дегтярев К.Е., Аристов В.А., Степанова М.М. Верхнедевонские кремнисто-туфогенно-терригенные комплексы Зауралья // Общие и региональные вопросы геологии. Вып. 2. М.: ГЕОС, 2000. С. 59–66.
12. Ефимов А.А. История древней глубинной зоны, записанная в метаморфических комплексах Главного габбро-ультрамафитового пояса Урала // X Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. С. 103–108.
13. Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Зиндерн С., Крамм У., Лепихина О.П., Попова О.Ю. К проблеме поздних событий в истории Платиноносного пояса Урала: новые U-Pb данные по цирконам плагиогранитов Кытлымского массива // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 299–308.
14. Иванов К.С. О возрасте офиолитов Кемпирсайско-Хабарнинской ассоциации Урала // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 65–74.
15. Иванов К.С. Оценка палеоскоростей субдукции и коллизии при формировании Урала // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 2. С. 231–234.
16. Иванушкин А.Г. Докембрийский возраст гипербазитовых массивов Южного Урала // XII Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: УрО РАН, 2006. С. 101–103.
17. Исаев В.А. Литология и условия образования нижнеордовикских отложений в Сакмарской зоне Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 83 с.
18. Каныгин А.В., Сараев С.В., Бахарев Н.К., Беляев С.Ю., Брехунцов А.М., Деценя Н.П., Клец А.Г., Хромых В.Г., Фомин А.Н. Палеозой Щучьинского выступа: модель геологического строения островодужных комплексов в фундаменте Западно-Сибирской геосинклизы // Геол. и геофиз. 2004. Т. 45. № 1. С. 59–78.
19. Карпущина Е.В., Первов В.А., Журавлев Д.З. Петрология субщелочного вулканизма – индикатора позднедевонского рифтогенеза, западный склон Урала // Петрология. 2001. Т. 9. № 5. С. 480–503.
20. Косарев А.М., Пучков В.Н., Светлакова А.Н. Геологическая интерпретация сейсмического профиля Уралсейс (Восточный домен) // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Тверь: ГЕРС, 2001. С. 165–171.
21. Краснобаев А.А., Беа Ф., Феритатер Г.Б., Монтеро П. Полихронность цирконов габброидов Платиноносного пояса Урала и проблема докембрия Тагильского мегасинклинория // Докл. РАН. 2007. Т. 413. № 6. С. 785–790.
22. Краснобаев А.А., Давыдов В.А. Возраст и происхождение ильменогорской толщи по данным цирконологии (Ильменские горы, Южный Урал) // Докл. РАН. 2000. Т. 372. № 1. С. 89–94.
23. Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Ленных В.И., Чередищенко Н.В., Козлов В.И. Возраст цирконов и рутилов максютовского комплекса (предварительные данные) // Ежегодник-1995. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. С. 13–16.
24. Курчавов А.М. Формационные ряды орогенных вулканических поясов и их значение для палеореконструкций // Геол. и геофиз. 2004. Т. 45. № 12. С. 1418–1426.
25. Литвин П.А., Мамаев Н.Ф. Объяснительная записка к геологической карте листа N-41-XXXIII. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 92 с.
26. Маегов В.И., Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. Первые результаты Sm-Nd изотопного датирования оливин-анортитовых габбро Платиноносного пояса Урала // XII Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: УрО РАН, 2006. С. 110–113.
27. Маслов А.В. Некоторые особенности ранневендской седиментации на Южном и Среднем Урале // Литология и пол. ископ. 2000. № 6. С. 624–639.
28. Монтеро П., Беа Ф., Феритатер Г.Б. и др. Изотопное датирование Сыростанского гранитоидного массива: вклад в изучение истории развития зоны Главного Уральского глубинного разлома (предварительные данные) // Проблемы петрогенезиса и рудообразования. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 106.
29. Нечухин В.М., Краснобаев А.А., Соколов В.Б. Террейны древней континентальной коры в аккреционно-коллизийных структурах Урала // Докл. РАН. 2000. Т. 370. № 5. С. 655–657.
30. Петров Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. Допалеозойские магматические комплексы Кваркушко-Каменногорского антиклинория (Средний Урал): новые данные по геохимии и геодинамике // Литосфера. 2005. № 4. С. 42–69.
31. Петров Г.А., Пучков В.Н. Главный Уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника. 1994. № 1. С. 25–37.
32. Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Попова О.Ю. Высокобарический метаморфизм севера Урала – два этапа? // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 97–102.
33. Петров Г.А., Свяжина И.А., Рыбалка А.В. Геодинамическая реконструкция Тагильской палеоостроводужной системы на основе геологических и геофизических данных // Отечеств. геология. 2000. № 4. С. 14–20.
34. Попов В.С., Беляцкий Б.В. Sm-Nd возраст дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала // Докл. РАН. 2006. Т. 409. № 1. С. 104–109.
35. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
36. Пучков В.Н. Уралиды и тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса // Геол. и геофиз. 2003. Т. 44. № 1–2. С. 28–39.
37. Пучков В.Н. Эволюция литосферы: от Печорского океана к Тиманскому орогену, от Палеоуральского океана к Уральскому орогену // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС, 2005. С. 309–342.
38. Пучков В.Н., Розен О.М., Журавлев Д.З., Бибилова Е.В. Контаминация вулканитов силура Тагильской синформы докембрийскими цирконами // Докл. РАН. 2006. Т. 411. № 6. С. 794–797.

39. *Пыстина Ю.И., Пыстин А.М.* Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 168 с.
40. *Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 171 с.
41. *Руженцев С.В., Самыгин С.Г.* Структура и тектоническое развитие области сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала // Геотектоника. 2004. № 4. С. 20–44.
42. *Русин А.И.* Карта метаморфизма северной части Кваркушского поднятия (Северный Урал) // Ежегодник–1995. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. С. 96–99.
43. *Рязанцев А.В., Борисенко Д.В., Дубинина С.В., Калинина Е.А., Кузнецов Н.Б., Матвеева Е.А., Аристов В.А.* Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений // Очерки по региональной тектонике. Т. 1: Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 84–134.
44. *Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Кузнецов Н.Б., Калинина Е.А., Дубинина С.В., Аристов В.А.* Геодинамическая природа серпентинитовых меланжей на Южном Урале // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82. Вып. 1. С. 32–47.
45. *Савельев А.А., Самыгин С.Г.* Офиолитовые аллохтоны Приполярного и Полярного Урала // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 9–30.
46. *Савельев Д.Е., Сначев А.В., Пучков В.Н., Сначев В.И.* Петрогеохимические и геодинамические особенности формирования ордовикско-силурийских базальтов восточного склона Южного Урала // Геол. сборник № 5: Информ. мат-лы Ин-та геологии УНЦ РАН. Уфа, 2006. С. 86–104.
47. *Савельева Г.Н., Суслов П.В., Ларионов А.Н., Бережная Н.Г.* Возраст циркона из хромитов рестиновых комплексов офиолитов как отражение магматических событий в верхней мантии // Докл. РАН. 2006. Т. 411. № 3. С. 384–389.
48. *Самыгин С.Г.* Дифференцированное смещение оболочек литосферы и эволюция формационных комплексов (Урал) // Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 29–63.
49. *Самыгин С.Г.* Уральский палеоокеан – время образования // Материалы XXXIII Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 2000. С. 449–453.
50. *Самыгин С.Г., Карякин Ю.В., Голионко Б.Г.* Особенности строения и магматизма зоны Главного Уральского разлома на севере Южного Урала: следы палеотрансформации // Материалы XXXVIII Тектон. совещ., Т. 2. М.: ГЕОС, 2005. С. 171–176.
51. *Самыгин С.Г., Кузнецов Н.Б., Павленко Т.И., Дегтярев К.Е.* Структура Кыштым-Миасского района Южного Урала и проблема сочленения магнитогорских и тагильских комплексов // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 73–92.
52. *Самыгин С.Г., Лейтес А.М.* Тектоническое развитие Урала и Аппалачей // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 67–84.
53. *Самыгин С.Г., Милеев В.С., Голионко Б.Г.* Зона Уралтау: геодинамическая природа и структурная эволюция // Очерки по региональной тектонике. Т. 1: Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 9–35.
54. *Самыгин С.Г., Руженцев С.В.* Уральский палеоокеан: модель унаследованного развития // Докл. РАН. 2003. Т. 392. № 2. С. 226–229.
55. *Самыгин С.Г., Федотова А.А., Бибикина Е.В., Карякин Ю.В.* Вендский надсубдукционный вулканизм в Уралтауской зоне (Южный Урал) // Докл. РАН. 2007. Т. 416. № 1. С. 81–85.
56. *Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Нижнеордовикские отложения Эбетинской антиформы (Южный Урал) // Лит. и пол. ископ. 2005. № 3. С. 292–306.
57. *Смирнов В.Н., Бороздина Г.Н., Десятниченко Л.И., Иванов К.С., Медведева Т.Ю., Фадеечева И.Ф.* О времени раскрытия Уральского палеоокеана (биостратиграфические и геохимические данные) // Геол. и геофиз. 2006. Т. 47. № 6. С. 755–761.
58. *Смирнов В.Н., Ферштатер Г.Б.* Тектоническое районирование территории восточного склона Среднего Урала // Отечественная геология. 2004. № 6. С. 53–61.
59. *Соболева А.А.* Вулканиды и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 146 с.
60. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1993. 151 л.
61. *Тевелев А.В., Дегтярев К.Е., Тихомиров П.Л., Кошелева И.А., Косарев А.М., Мосейчук В.М., Правикова Н.В., Сурин Т.Н.* Геодинамическая обстановка формирования каменноугольных вулканических комплексов Южного Урала и Зауралья // Очерки по региональной тектонике. Т. 1: Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 213–247.
62. *Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С. и др.* Палеозойды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья. М.: Изд-во МГУ, 2006. 300 с.
63. *Тевелев А.В., Рязанцев А.В., Кошелева И.А.* Состав и структурное положение ордовикских кремнисто-базальтовых комплексов Южного Урала // Общие и региональные вопросы геологии. Вып. 2. М.: ГЕОС, 2000. С. 25–45.
64. Тектоническая история Полярного Урала. М.: Наука, 2001. 191 с.
65. *Удуратина О.В., Соболева А.А., Кузнецов Н.А., Родионов Н.В., Пресняков С.Л.* Возраст гранитоидов Маньхембовского и Ильязского массивов (Северный Урал): U-Pb данные // Докл. РАН. 2006. Т. 406. № 6. С. 810–815.
66. *Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., Монтеро П., Бородин Н.С.* Геодинамические обстановки и история палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала (по результатам датирования цирконов) // Геотектоника. 2007. № 6. С. 52–77.
67. *Хашин Е.В., Бибикина Е.В., Душин В.А., Федотова А.А.* О возможных связях между Палеоазиатским и Палеоатлантическим океанами в вендское и раннепалеозойское время // Материалы XXXI Тектон. совещ., Т. 2. М.: ГЕОС, 1998. С. 244–246.
68. *Хашин Е.В., Федотова А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Яковлева С.З.* Новые U-Pb данные о возрасте офиолитов Полярного Урала и развитии окраин Палеоазиатского океана в позднем докембрии и раннем палеозое // X Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. С. 183–186.
69. *Шишкин М.А.* Корреляция магматических комплексов Полярного Урала // X Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. С. 84–88.

70. Шульц С.С. Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. М.: Недра, 1972. 208 с.
71. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Постколлизийный девонский магматизм Северного Урала // Геотектоника. 1993. № 4. С. 56–65.
72. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995. № 6. С. 32–44.
73. Belova A.A., Kuznetsov N.B., Ryazantsev A.V. The Vendian – Early Paleozoic tectonic evolution of the Southern Urals // Geophys. Research Abst. EGU, 2008. Vol. 10. № A–04788.
74. Burtman V.S. Nappes of the southern Tien Shan // Russian Journal of Earth Sci. 2008. Vol. 10. № 1. P. 1–35.
75. Burtman V.S. The Tien Shan Early Paleozoic tectonics and geodynamics // Russian Journal of Earth Sci. 2006. Vol. 8. № 3. P. 1–23.
76. Glasmacher U.A., Reynolds P., Alekseev A.A., Puchkov V.N., Taylor K., Gorozhanin V.M., Walter R. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology west of the Main Uralian Fault, Southern Urals, Russia // Geol. Rdsch. 1999. Bd. 87. P. 515–525.
77. Remizov D.N., Pease V.L. The Dzela complex, Polar Urals, Russia: a Neoproterozoic island arc // GSL Memoirs. 2004. Vol. 30. P. 107–123.
78. Ružencev S.V., Samygin S.G. Die tektonische Entwicklung des Sudurals im unteren und mittleren Paläozoikum // Z. geol. Wiss. 1979. H. 10. Teil II. S. 1173–1186.
79. Tessalina S.G., Bourdon B., Gannoun A., Capmas F., Birck J.-L., Allégre C.J. Complex Proterozoic to Paleozoic history of the upper mantle recorded in the Urals lherzolite massifs by Re-Os and Sm-Nd systematics // Chemical Geology. 2007. V. 240. № 1/2. P. 61–84.

Рецензенты: В.Е. Хаин, С.В. Руженцев

Tectonics of the Ural Paleozoides in Comparison with the Tien Shan

S. G. Samygin and V. S. Burtman

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

e-mail: samygin@ginras.ru

Received May 19, 2008

Abstract—The main differences and similarities between the tectonic features of the Urals and the Tien Shan are considered. In the Neoproterozoic and Early and Middle Paleozoic, the Ural and Turkestan oceanic basins were parts of one oceanic domain, with several distinct regions in which tectonic events took different courses. The Baltic continental margin of the Ural paleocean was active, whereas the Tarim–Alay margin of the Turkestan ocean, similar in position, was passive. The opposite continental margin in the Urals is known beginning from the Devonian as the Kazakh–Kyrgyz paleocontinent. In the Tien Shan, a similar margin developed until the Late Ordovician as the Syr Darya block with the ancient continental crust. In the Silurian, this block became a part of the Kazakh–Kyrgyz paleocontinent.

The internal structures of the Ural and Turkestan paleoceans were different. The East Ural microcontinent occurred in the Ural paleocean during the Early and Middle Paleozoic. No microcontinents are established in the Turkestan oceanic basin. Volcanic arcs in the Ural paleocean were formed in the Vendian (Ediacarian), at the Ordovician–Silurian boundary, and in the Devonian largely along the Baltic margin at different distances from its edge. In the Turkestan paleocean, a volcanic arc probably existed in the Ordovician at its Syr Darya margin, i.e., on the other side of the ocean in comparison with the Urals. The subduction of the Turkestan oceanic crust developed with interruptions always in the same direction. The evolution of subduction in the Urals was more complicated. The island arc–continent collision occurred here in the Late Devonian–Early Carboniferous; the continent–continent collision took place in the Moscovian simultaneously with the same process in the Tien Shan. The deepwater flysch basins induced by collision appeared at the Baltic margin in the Famennian and Viséan, whereas in the Bashkirian and Moscovian they appeared at the Alay–Tarim margin.

In the Devonian and Early Carboniferous, the Ural and Turkestan paleoceans had a common active margin along the Kazakh–Kyrgyz paleocontinent. The subduction of the oceanic crust beneath this paleocontinent in both the Urals and the Tien Shan started, recommenced after interruptions, and finally ceased synchronously. In the South Ural segment, the Early Carboniferous subduction developed beneath both Baltica and the Kazakh–Kyrgyz paleocontinent, whereas in the Tien Shan, it occurred only beneath the latter paleocontinent. A divergent nappe–fold orogen was formed in the Urals as a result of collision of the Kazakh–Kyrgyz paleocontinent with the Baltic and Alay–Tarim paleocontinents, whereas a unilateral nappe–fold orogen arose in the Tien Shan. The growth of the high divergent orogen brought about the appearance of the Ural Foredeep filled with molasse beginning from the Kungurian. In the Tien Shan, a similar foredeep was not developed; a granitic axis similar to the main granitic axis in the Urals was not formed in the Tien Shan either.