

УДК 551.73

## УРАЛЬСКИЙ ПАЛЕООКЕАН: МОДЕЛЬ УНАСЛЕДОВАННОГО РАЗВИТИЯ

© 2003 г. С. Г. Самыгин, С. В. Руженцев

Представлено академиком Ю.М. Пушчаровским 15.05.2003 г.

Поступило 13.05.2003 г.

Одним из наиболее дискуссионных вопросов тектоники Урала является проблема пространственно-временных соотношений прото- и палеоуральских структурно-формационных комплексов. На этот счет существуют две точки зрения. Согласно наиболее распространенной, палеоуральские океанические бассейны являются новообразованными, рифтогенными, согласно другой – они рассматриваются как унаследованные от протоуральских [1]. Рифтогенная модель предполагает, что Уральский палеоокеан сформировался в результате распада гипотетического суперконтинента (например, Евросибири). Обоснованием для такого предположения служат 1) несовпадение структурных планов доуралид и уралид, 2) рифтогенный характер верхнекембрийских–нижнеордовикских отложений вдоль уральской окраины Восточно-Европейского палеоконтинента (ВЕП), 3) отсутствие в пределах палеоуральских структур доордовикских офиолитов, 4) наличие внутриуральских микроконтинентов. Модель унаследованного развития сводится к утверждению, что океанический бассейн вдоль восточной окраины ВЕП существовал уже в рифее–венде и его развитие продолжилось в палеозое. Основные доводы в пользу этой точки зрения следующие: 1) несовпадение структурных планов доуралид и уралид не фиксируется в пределах собственно палеоокеанического сектора; 2) рифтогенные комплексы начинают разрез Сакмаро-Лемвинского прогиба – частной окраинно-континентальной структуры – и для более восточных зон Урала не характерны; 3) магнито-тектонические реконструкции показывают, что в позднем рифее–кембрии ВЕП и Палеосибирь отстояли друг от друга на значительные расстояния, следовательно, между ними располагалось океаническое пространство. Сказанное достаточно четко обозначает проблему, для решения которой на Южном Урале сейчас получены новые данные.

На Южном Урале с запада на восток выделяются следующие зоны. Бельская зона – шельф ВЕП ( $O_2$ – $D_3$ ), на который шарьированы разнообразные комплексы пород Сакмарской зоны, включающие терригенную ( $O_1$ ), кремнистую, вулканогенную и вулканогенно-эпикластовую серии ( $O_2$ – $D_2$ ). Уралтауская зона – выступ протоуральского основания, ограниченный с востока Присакмаро-Вознесенской зоной, которая образована офиолитами, в том числе базальтоидами, и кремнистыми толщами ( $O_1$ – $D_3$ ). Магнитогорская зона представлена островодужным комплексом (D) и синколлизонными образованиями, включая гранитоиды ( $D_3$ –C).

Протоуральские толщи вскрыты на территории Эбетинской (на юге) и Уралтауской антиформ. В пределах первой выделяются два структурно-формационных комплекса, перекрытых отложениями верхнего кембрия(?)–тремадока [2]. Западный – лушниковский – представлен вулканитами, относящимися к базальт-андезит-дацит-риолитовой и трахибазальтовой формациям, и разнообразными эпикластами. По своему положению, петрогеохимическим характеристикам вулканитов и особенностям строения разреза комплекс рассматривается как фрагмент вулканического пояса на краю ВЕП. Восточноэбетинский комплекс – пакет тектонических пластин, сложенных разнообразными породами, метаморфизованными в зеленосланцевой фации с локальным проявлением голубосланцевого метаморфизма. Здесь присутствуют реликты офиолитового разреза (ультрабазиты, базиты, микрокварциты по кремням), метаграувакки, метатейфроида, туфосилициты, углеродисто-кремнистые сланцы. Нами установлено, что все они в виде олистолитов встречаются в неметаморфизованном алевропелитовом матриксе, содержащем брахиоподы тремадока. Этот факт, а также формационный состав и внутренняя структура восточноэбетинского комплекса позволяют интерпретировать его как доордовикскую аккреционную призму. Порода различных пластин этой призмы накапливались в бассейне с корой океанического типа на разном удалении от Лушниковского вулканического пояса.

кого пояса, под который были пододвинуты в результате субдукции и тектонического расслоения океанской литосферы.

С расшифровкой тектонических условий формирования протоуральских толщ тесно связана проблема максютовского эклогит-глаукофан-сланцевого комплекса Уралтау. Ей посвящено много работ, по-разному трактующих строение комплекса, возраст протолита и метаморфизма. В рамках настоящего сообщения нет возможности рассмотреть все эти вопросы. Мы ограничимся лишь основными данными, полученными в результате наших исследований [2].

Максютовский комплекс, несмотря на разницу в метаморфизме, хорошо сопоставляется как в формационном, так и в структурном отношении с восточноэбетинским комплексом и имеет аналогичную геодинамическую природу. В аккреционной призме здесь тектонически были совмещены фрагменты океанической коры, вулканического пояса и фациально связанных с ним туфосодержащих периокеанических толщ, отторженцы чехла экзотического (палеогондванского?) микроконтинента, сложенные обломочными кварцитами и метариолитами с возрастом магматогенных цирконов  $1216 \pm 93$  млн. лет [3], а также субдукционные клинья с эклогитами и первыми проявлениями глаукофансланцевого метаморфизма. Призма образовалась в кембрии: в метатуфовой толще залегают линзы мраморов с остатками раннекембрийской органики [4]. Единичные находки более молодой палеозойской фауны [5] датируют, по нашему мнению, породы небольших тектонических чешуй, чуждые собственно максютовскому комплексу. Становление этого высокобарического комплекса началось уже в венде. Ранние генерации эклогитов имеют возраст  $650 \pm 15$  млн. лет [6] и  $547 \pm 40$  млн. лет [3], кластогенный глаукофан обнаружен в тремадокских песчаниках [7]. Последняя (и главная) фаза высокобарического метаморфизма произошла в интервале 385–375 млн. лет [5].

Таким образом, изложенный материал показывает, что в венде–кембрии вдоль края ВЕП существовал надсубдукционный вулканический пояс, восточнее которого располагался Протоуральский океанический бассейн. Фрагменты литосферы последнего сохранились в аккреционной призме в составе восточноэбетинского и максютовского комплексов.

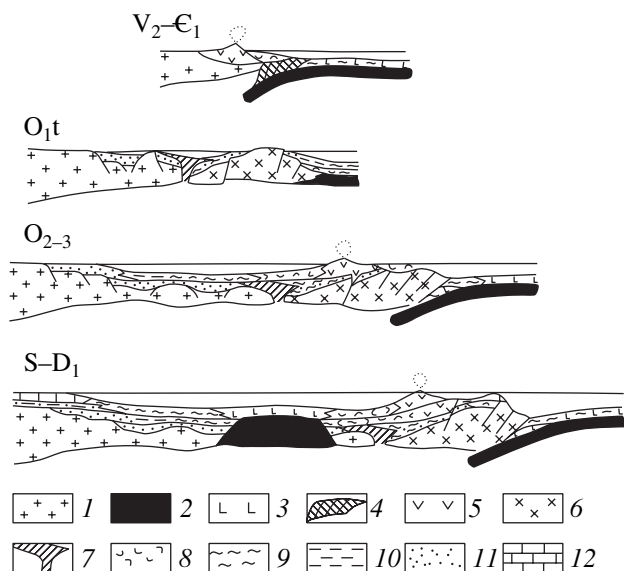
С тремадока (возможно, с конца кембрия) начинается новый этап развития Южного Урала. Вулканический пояс и аккреционная призма трансформируются в Уралтауское краевое поднятия (“бордерленд”), разделившее океаническую область и Сакмарский новообразованный прогиб. В качестве реликтовой структуры Палеоуральского океана мы рассматриваем Присакма-

ро-Вознесенскую зону, в которой распространены базит-ультрабазитовые массивы “Главного Уральского разлома”, базальты с петрогеохимическими характеристиками MORB [8] и кремни, слагавшие осадочный чехол. Доказанный возраст базальтов (поляковская, дергаишская свиты и их аналоги) охватывает интервал  $O_1a_2$ – $D_1e$ , кремней (сакмарская, мазовская, мукасовская свиты) –  $S_1l_2$ – $D_3f$ . Скользящий возраст раздела базальты–кремни в интервале  $S_1l$ – $D_1pg$  связан, по-видимому, со спрединговым механизмом развития Палеоурала.

Сакмарский прогиб, разрезы которого сохранились в одноименной зоне (аллохтоне) и частично в Эбетинской антиформе, представляет собой рифтогенную структуру, формирование которой началось к западу от Уралтауского “бордерленда” расколом фундамента ВЕП и появлением системы впадин, заполнявшихся преимущественно аркозами, местами ассоциирующими с щелочными базальтоидами (кидрясовская, куагачская свиты и их аналоги,  $O_1t$ – $a_1$ ). Выделяются мелководные прибрежные и относительно глубоководные (кремнисто-терригенные) фашии. Разрезы восточного борта прогиба в значительной степени возникли за счет размыва пород смежной части “бордерленда” – лушниковского вулканогенного комплекса и прорывающих его гранитоидов [2]. Позже произошло расширение этого прогиба, нивелировка условий седиментации на фоне общего его углубления (алевро-глинистые отложения кураганской свиты,  $O_1a$ – $O_2l_1$ ).

Важное значение для расшифровки геодинамической эволюции региона имеет выделение в Сакмарском аллохтоне губерлинского комплекса, участвующего в строении многих тектонических пластин. Этот комплекс представлен вулканогенно-эпикластовой серией, образованной сложным линзованием базальтоидов, средних и кислых туфов, различных по составу и гранулометрии вулканомиктов (губерлинская, блявинская, баулуская свиты,  $O_2l$ – $O_3$  [9, 10]). Силурийские отложения этого типа – базальты, разнообразные туфы, туффиты и эпикласты, содержащие тонкие пропластки углеродисто-кремнистых сланцев с граптолитами  $S_1l$  [11]. На правом берегу р. Киндерля нами недавно установлены туффитово-эпикластовые отложения с конодонтами  $D_1$ – $D_2$ . Следовательно, губерлинский тип разреза имеет стратиграфический диапазон  $O_2l$ – $D_2$ . По составу и строению, петрогеохимическим характеристикам вулканитов [12] он рассматривается как типично островодужный.

Губерлинская островная дуга зародилась, по-видимому, на западном склоне Уралтауского “бордерленда”. С ее возникновением усложняется внутренняя структура последнего (среди доуралид появляются чешуи уралид, возобновляются



**Рис. 1.** Схема тектонического развития области сочленения континент–океан на Южном Урале. 1 – континентальная кора (ВЕП); 2 – океаническая кора; 3 – толеитовые базальты; 4 – аккреционная призма; 5 – вулканиды островодужного типа; 6 – Уралтауский “бордерленд”; 7 – рифтогенные вулканиды; 8–12 – преобладающие типы отложений: 8 – туфогенно-эпикластовый, 9 – кремнистый, 10 – глинистый, 11 – терригенный, 12 – карбонатный.

метаморфические преобразования), а Сакмарский прогиб превращается в тыловой бассейн. Продолжается дальнейшее его расширение, выразившееся в смене существенно терригенной серии кремнисто-туфитовыми отложениями (новокурская толща,  $O_2I-S_1I_1$ ), которые представляют дистальную фацию туфогенно-эпикластовых образований губерлинской свиты. В раннем силуре начался новый этап раскрытия бассейна. В его осевой части оформилась зона, где происходили интенсивные излияния базальтов (сугралинская и ишмуратовская свиты,  $S_1I_2-D_2$ ). В это же время здесь сформировалась кора океанического типа: серпентинитовые меланжи, структурно связанные с базальтами, широко распространены в Сакмарском аллохтоне. Вдоль западной периферии бассейна накапливались глубоководные кремнистые осадки (сакмарская и кызылфлотская свиты,  $S_1I_2-D_2$ ), маркирующие континентальный склон и подножье ВЕП.

Общее изменение геодинамической обстановки на Южном Урале начинается в конце среднего девона, когда процессы тектонического суживания обусловили появление серии внутрибассейновых кордильер и сопряженных с ними мощных толщ микстит-олисторомовых образований. В дальнейшем эти процессы шли по нарастающей, достигнув максимума в позднем девоне и карбоне. Именно в это время в результате подо-

двигания ВЕП навстречу Магнитогорской островодужной системе возникло дивергентное Южноуральское покровно-складчатое сооружение с осевой Присакмаро-Вознесенской зоной, которая рассматривается нами как коллизионная сутура.

Суммируя сказанное, отметим основные положения предлагаемой схемы тектонического развития Южного Урала.

1.  $V-Є_1$  – на стыке ВЕП и Протоуральского океана располагается Лушниковский энсиалический вулканический пояс; по восточной периферии этого пояса формируется аккреционная призма (восточноэбетинский и максютковский комплексы), включающая наряду с чешуями метавулканидов и метаэпикластов фрагменты офиолитовой ассоциации Протоурала.

2.  $Є_{2-3}$  – “тектонпауза”; признаки закрытия Протоуральского океанического бассейна отсутствуют.

3.  $Є_3(?) - O_1$  – на месте вулканического пояса и сопряженной с ним аккреционной призмы образуется Уралтауское горстовое поднятие (“бордерленд”), отделившее океаническую область от заложившегося западнее Сакмарского рифтогенного прогиба.

4.  $O_2-D_2$  – новый (палеоуральский) импульс развития активной континентальной окраины, связанный с появлением на краю “бордерленда” Губерлинской островной дуги, в тылу которой формируется Сакмарский задуговой (окраинный) бассейн. Синхронное развитие обеих структур сейчас хорошо обосновано. Процесс поднятия мантийного диапира в тылу островной дуги достигает своего максимума в раннем силуре, в результате чего возникает осевая вулканическая зона с корой океанического типа.

5.  $D_3-C$  – коллизионные процессы, завершившиеся образованием покровно-складчатой структуры Южного Урала.

В рассмотренном временном интервале на Южном Урале выделяются три латеральных ряда палеоструктур (рис. 1): 1) ВЕП–вулканический пояс–аккреционная призма–Протоурал ( $V-Є_1$ ; первый импульс островодужного процесса); 2) ВЕП–Сакмарский рифтогенный прогиб–Уралтауское поднятие (“бордерленд”, объединивший структурно-формационные комплексы вулканического пояса и аккреционной призмы)–Палеоурал ( $Є_3?-O_1$ ); 3) ВЕП–Сакмарский задуговой бассейн–Губерлинская островная дуга–Палеоурал ( $O_2-D_2$ ; второй импульс островодужного процесса). Относительное пространственное положение этих рядов в целом совпадает, что предполагает их прерывисто-унаследованное развитие. Появление в лланвирне Губерлинской островной дуги предполагает субдукцию зрелой (остывшей) океанической коры, прошедшей путь от своего возникновения в срединно-океаническом хребте до

периферической приостроводужной части океанической области. Вместе с тем временной промежуток между поздним аренигом и лланвирном (3–5 млн. лет) слишком мал, чтобы такая кора успела заново здесь сформироваться. С этим выводом согласуется и вычисленная по палеомагнитным данным [13] минимальная ширина западной части океанической области Палеоурала, равная в позднем арениге 2000–2100 км. Все это предполагает существование океанического бассейна к востоку от ВЕП в течение очень длительного времени (V–D). Выделение прото- и палеоуральского этапов отражает лишь прерывистость тектонического развития восточно-европейской активной окраины Уральского океана.

Предлагаемая модель применима не только для Южного Урала. С ней вполне согласуются материалы, полученные на Полярном Урале. В ордовике вдоль края ВЕП там также существовала активная континентальная окраина андийского типа, представленная толщей мелководных, местами субаэральных вулканитов (базальты, андезиты, дациты, риолиты, их туфы), разнообразных эпикластов, аркозовых песчаников (игядейский комплекс, O<sub>1</sub>–S? [14]). В ее тыловой – западной – части с позднего тремадока начинает формироваться Лемвинский прогиб, развитие которого в интервале O–D сходно с развитием Сакмарского прогиба (смена мелководных рифтогенных отложений глубоководными кремнистыми). Здесь также существовала осевая вулканическая зона, отражающая этап максимального расширения Лемвинского прогиба. Основное отличие Сакмарского прогиба от Лемвинского заключается в том, что в первом случае была сформирована кора океанического типа, во втором такой коры нет: отсутствуют породы ультрабазит-базитового комплекса, а базальтоиды среднего ордовика и силура залегают непосредственно на терригенной толще нижнего ордовика.

Проблема соотношения прото- и палеоуральских комплексов имеет фундаментальное значение. Подобная проблема стоит перед исследователями многих складчатых поясов. По существу возникает вопрос – не является ли развитие палеоокеанических бассейнов в соответствии с “циклом Вилсона” отвлекающей схемой, тогда как часто их раскрытие является лишь активизацией процессов океанического корообразования, сопровождавшегося перестройкой структурного плана уже существующих бассейнов. Анализ строения и развития Индийского океана, например, показывает [15], что его структура имеет крайне сложный, гетерогенный характер. Формирование шло в несколько этапов с наложением молодых деформаций на более древние талассогены и не укладыва-

ется в стандартный “цикл Вилсона” ни в смысле последовательности отдельных стадий такого цикла, ни в смысле их продолжительности. Применительно к Уралу мы полагаем, что океанический бассейн вдоль восточного края ВЕП существовал как минимум в течение 250–270 млн. лет (V–D<sub>2</sub>). “Тектонопаузу” мы рассматриваем как рубеж, когда мог быть перестроен структурный план Уральского океана. Приведенный материал позволяет пересмотреть вопрос о стандартной продолжительности океанической и островодужной стадий “цикла Вилсона” – одного из непрелюбимых постулатов тектоники литосферных плит.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 02–05–64283 и 02–05–64503).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ružencev S.V., Samygin S.G.* // *Z. Geol. Wiss.* 1979. Н. 10. S. 1173–1186.
2. *Самыгин С.Г., Милеев В.С., Голионко Б.Г.* В сб.: *Тектоника и геодинамика континентальной литосферы.* М.: ГЕОС, 2003. Т. 2. С. 168–171.
3. *Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Ленных В.И. и др.* В сб.: *Ежегодник-95.* Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. С. 13–16.
4. *Стратиграфия СССР. Кембрийская система.* М.: Недра, 1965. 596 с.
5. *Захаров О.А., Пучков В.Н.* О тектонической природе максютовского комплекса зоны Уралтау. Уфа: УНЦ РАН, 1994. 28 с.
6. *Дук Г.Г.* Глаукофансланцевые, глаукофанзеленосланцевые и офиолитовые комплексы Урало-Монгольского складчатого пояса. СПб.: ИГГД РАН, 1995. 272 с.
7. *Исаев В.А., Малахов И.А., Воронина Л.К.* // *ДАН.* 1984. Т. 278. № 5. С. 1205–1209.
8. *Тевелев А.В., Кошелева И.А., Рязанцев А.В.* В сб.: *Общие и региональные вопросы геологии.* М.: ГЕОС, 2000. Т. 2. С. 25–45.
9. *Кориневский В.Г.* В сб.: *Ежегодник-86.* Свердловск: ИГГ УрО РАН, 1987. С. 7–8.
10. *Борисёнок Д.В., Рязанцев А.В., Дубинина С.В. и др.* В сб.: *Современные вопросы геологии.* М.: Науч. Мир, 2002. С. 157–161.
11. *Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллохтоны. М.: Наука, 1976. 171 с.
12. *Рязанцев А.В., Борисёнок Д.В., Дубинина С.В.* В сб.: *Тектоника и геодинамика континентальной литосферы.* М.: ГЕОС, 2003. Т. 2. С. 165–168.
13. *Свяжина И.А., Пучков В.Н., Иванов К.С.* // *Геология и геофизика.* 1992. № 4. С. 17–22.
14. *Диденко А.Н., Руженцев С.В.* В кн.: *Тектоническая история Полярного Урала.* М.: Наука, 2001. С. 137–169.
15. *Пуцаровский Ю.М.* // *Геотектоника.* 1996. № 5. С. 3–14.