

## МИКСТИТОВЫЕ (ОЛИСТОСТРОМОВЫЕ) ОБРАЗОВАНИЯ В ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЕ ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА

© 2002 г. С. В. Руженцев

Представлено академиком А.Л. Книппером 08.04.2002 г.

Поступило 10.04.2002 г.

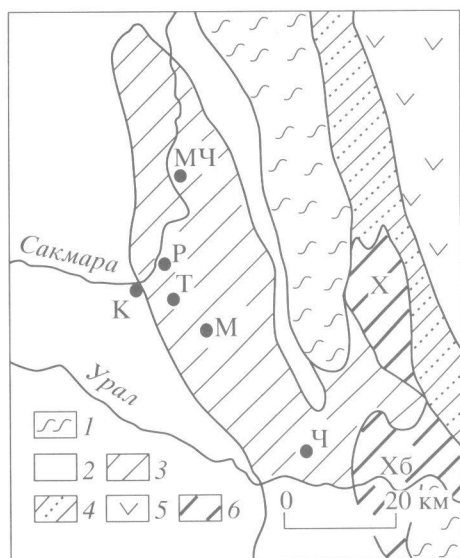
В области сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала выделяются две тектонические зоны: западная, Елецкая–Бельская, и восточная, Лемвинская–Сакмарская (Зилаирская). Первая образована шельфовыми, преимущественно карбонатными, вторая – кремнисто-сланцевыми и вулканогенно-осадочными отложениями континентального склона и его подножья. Работами К.Г. Войновского-Кригера на Полярном Урале установлено, что отложения лемвинского типа надвинуты на елецкие. Позднее сходные данные получены на Южном Урале (М.А. Камалетдинов, С.В. Руженцев и др.). Было показано, что Елецкая–Бельская зона представляет собой относительный автохтон, Лемвинская–Сакмарская – систему “фациальных” покровов, в пределах которой тектонически совмещены разнообразными по составу комплексы пород (включая офиолиты). Следует отметить продольную выдержанность основных структурных элементов западного склона Урала практически на всем его протяжении. Вместе с тем наблюдаются и различия, одним из которых является широкое развитие на территории Южного Урала хаотических микститовых толщ. Состав и возраст таких толщ играют важную роль при расшифровке истории становления покровно-складчатой структуры, фиксируя время и последовательность совмещения “фациальных” аллохтонов, а также пространственные связи последних. Анализ этой проблемы посвящена предлагаемая работа.

Полярный Урал. Лемвинская зона представляет собой систему покровов, каждый из которых сложен породами, образующими непрерывные серии со стратиграфическим диапазоном ордовик–фамен. С запада на восток это покровы: Западно-Лемвинский (карбонатно-кремнисто-сланцевый), Погурейский (сланцево-кремнистый), Грубешорский (вулканогенно-кремнистый), Нелкин-

ский (эпикласты, дифференцированные вулканы) [1]. За исключением нелкинского разреза здесь преобладают глубоководные конденсированные осадки. Только в среднем девоне накапливались значительные объемы терригенного материала (пагинская свита), отразившего некоторое оживление тектонических процессов, которые не получили, впрочем, дальнейшего развития, так как уже в конце живета и в позднем девоне продолжилось формирование преимущественно глинисто-кремнистых осадков. Показано [2], что именно в это время на Полярном Урале происходило становление Урало-Арктического бассейна, с чем связано появление соответствующих офиолитов, базальтовая часть разреза которой имеет франско-фаменский, а перекрывающий осадочный чехол – фаменско-турнейский возраст. Лишь со среднего карбона процессы тектонического скупивания привели к образованию флишевой серии. Специально отметим полное отсутствие в разрезах (в том числе и флишевых) микститовых образований.

Южный Урал. Сакмарская зона – сложно построенный аллохтон, в общем виде соответствующий покровам Лемвинской зоны. В структурном отношении он представляет собой синформ, ограниченную с востока Уралтауским выступом протоуральского основания. Считается [3, 4], что корневой областью Сакмарского аллохтона является Присакмаро-Вознесенская зона, расположенная уже восточнее Уралтау (рис. 1).

В пределах Сакмарской зоны тектонически сгружены отложения следующих структурно-формационных комплексов [3, 5, 6]: 1) сакмарского (O–D<sub>1</sub>; сланцево-кремнистого); 2) сугралинского (O–D<sub>3</sub>; вулканогенно-кремнистого); 3) херсонковского (S<sub>1</sub>–D<sub>2</sub>; кремнисто-терригенного); 4) губерлинско-косистекского (O–D; вулканогенно-эпикластового); 5) сарбаевского (кремни сарбаевской свиты, D<sub>1</sub>l–D<sub>3</sub>f; граувакки зилаирской свиты, D<sub>3</sub>fm–C<sub>1</sub>). В девонской части разреза большинства комплексов широко представлены микститы. Ниже дается их краткая характеристика.



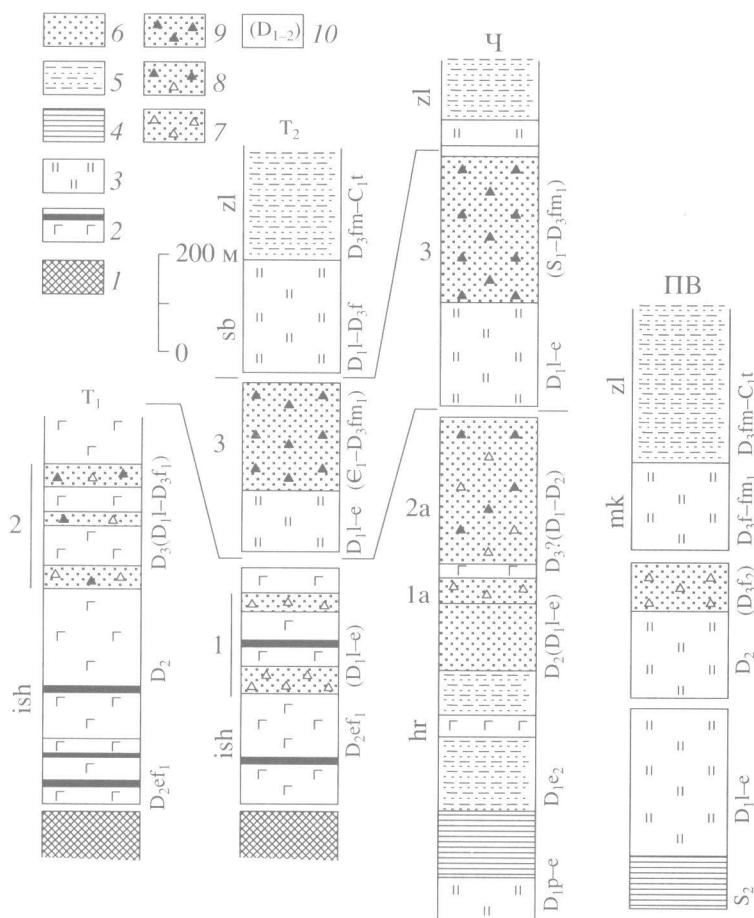
**Рис. 1.** Схема тектонической зональности западного склона Южного Урала. Тектонические зоны: 1 – Уралтауская, 2 – Бельская (Зилаирская), 3 – Сакмарская, 4 – Присакмаро-Вознесенская, 5 – Магнитогорская, 6 – офиолитовые массивы. Обозначения на схеме: К – г. Кувандык, М – г. Медногорск, Т – бассейн р. Тунеряк (Кураганская антиформа), МЧ – д. Малое Чураево, Р – д. Рамазаново, Ч – бассейн р. Чебаклы, Х – Халиловский и Хб – Хабарнинский массивы.

В разрезе сакмарского комплекса выше силурийских фтанитоидов залегают микститы, сложенные глыбами кремней, разнообразных вулканитов, габброидов, реже серпентинизированных ультрабазитов, сцементированных полимиктовыми песчаниками. Характерной особенностью этих образований является широкое распространение глыб нижедевонских известняков. Местами известняки переслаиваются с песчаниками, что позволяет определить возраст всей толщи, выделяемой как шандинская свита (шандинская олистострома) в интервале прагий–ранний эйфель [3, 4]. Это наиболее древние олистостромовые образования зоны.

Сугралинский комплекс в общем виде состоит из двух толщ. Нижняя (собственно сугралинская свита и ее аналоги,  $O-S_2$ ) образована базальтами с прослоями и линзами кремней; верхняя (ишмуратовская свита и ее аналоги,  $D_1-D_3f$ ) – базальты, андезито-базальты, реже андезиты и риолиты с прослоями и линзами кремней; здесь же появляются горизонты микститов. Вулканогенно-микститовая толща специально изучалась нами на правом берегу р. Кураган (бассейн р. Тунеряк). Здесь установлены две пластины, разрезы которых представлены на рис. 2. Верхняя образована базальтами с прослоями яшм (конодонты  $D_{2ef}$  – зона *costatus*). Кроме того, в лавах присутствуют горизонты микститов с олистолитами кремней (конодонты  $D_{1l-e}$ ). Нижняя пластина также сложена базальтоидами с прослоями

яшм (конодонты  $D_{2ef}$  [7]). В верхней части ее разреза (выс. 421.2 м) среди базальтов появляются горизонты микститов. В основном это кремневые конглобрекции с глыбами кремней. Здесь же встречены линзы олигомиктовых микститов (олистолиты кремней и базальтов). Из кремневых олистолитов наряду с нижедевонскими конодонтами выделены (здесь и далее определения В.А. Аристов) *Polygnathus angustidiscus* Youngq., *Pol. xylus* Stauff., *Pol. dubius* Hinde ( $D_{2gv_2}-D_{3f_1}$ ). Аналогичные данные получены в ряде других мест (например, на левобережье Сакмары – районы деревень Рамазаново и Малое Чураево, а также в Чебаклинском районе – разрезы по р. Казачья Вязовка), где из кремневых глыб в лавах наряду с нижедевонскими конодонтами были собраны среднедевонские полигнатиды. Сказанное позволяет наметить два уровня олистостромобразования: эйфельский – мономиктовые микститы (тунерякская олистострома) и живетско-франский – олигомиктовые микститы (акчуринская олистострома, соответствующая в основном акчуринской толще В.Т. Тищенко [7]).

Херсонковский комплекс также состоит из двух толщ (см. рис. 2). Нижняя, образованная фтанитоидами, имеет стратиграфический диапазон силура–эмса (до зоны *gronbergi* включительно). Верхняя выделяется как херсонковская свита (по-видимому, соответствует кызылфлотской свите К.С. Иванова). Ее разрез изучен в бассейне р. Чебаклы. Снизу вверх здесь обнажаются: 1) кремни (до 30 м) с конодонтами *Polygnathus dehisces* Phil. et Jacks., *Pandorinellina steinhornensis* (Ziegl.), *Pseudooneotodus beckmanni* (Bisch. et Ziegl.) –  $D_{1e}$ ; 2) пачка (50–60 м) глинистых сланцев и тонкоплитчатых кремней (конодонты *Polygnathus gronbergi* Klapp. et Johns., *P. pirenea* Boer. –  $D_{1e}$ ); 3) алевролиты, глинистые сланцы (300–350 м) с единичными потоками базальтов и силлами диабазов; 4) ритмично наслоенные песчаники и алевролиты (120–150 м) с линзами конглобрекций, включающих глыбы кремней, из которых выделены конодонты *Panderinollina steinhornensis* (Ziegl.), *P. st. miae* (Bult.), *Polygnathus dehisces* Phil. et Jacks. и др. ( $D_{1p-e}$ ); 5) микститы (чебаклинская олистострома, до 500 м), представляющие собой хаотическую массу гравелитов, конгломератов и конглобрекций, переполненных глыбами кремней, реже габбро-диабазов и базальтов. Количество глыб и их размеры увеличиваются вверх по разрезу, в верхней части которого появляются олистоплаки мощностью до 100 м и протяженностью 500–700 м. Они настолько насыщают разрез, что по сути образуют сплошную брекчированную массу. Из кремневых глыб выделены конодонты ( $D_{1l}-D_2$ ). Возраст слоев 2 и 3 – эмский, 4 – среднедевонский (переотложение пород эмса), 5 – по аналогии с олигомик-



**Рис. 2.** Схема сопоставления девонских разрезов Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зон. 1 – серпентинитовый меланж; 2 – базальтоиды с прослоями яшм; 3 – кремни; 4 – глинистые и глинисто-кремнистые сланцы; 5 – флиш, турбидиты; 6 – песчаники; 7 – мономиктовые, 8 – олигомиктовые, 9 – полимиктовые микститы; 10 – стратиграфический диапазон пород, слагающих олистолиты. ish – ишмуратовская, hr – херсонковская, sb – сарбайская, mk – мукасовская, zl – зилаирская свиты; 1 – тунерякская, 1а – херсонковская, 2 – акчурина, 2а – чебаклинская, 3 – рысаевская олистостромы; разрезы: Т<sub>1</sub> – нижней пластины и Т<sub>2</sub> – верхних пластин Кураганской антиформы, Ч – Чебаклинского района, ПВ – сводный разрез девона Присакмаро-Вознесенской зоны.

товыми микститами Тунеряка мы условно считаем живетско-франским.

Рысаевская олистострома характеризуется наиболее сложным строением, значительной (до 1 км) мощностью и широким распространением. Выходы полимиктовых микститов широкой полосой прослеживаются от долины р. Урал к северу до окрестностей г. Кувандыка и далее вдоль левого берега р. Сакмары. В составе рысаевских микститов представлены фрагменты пород практически всех перечисленных ранее комплексов Сакмарской зоны. Они образуют “прокладки” между отдельными “фациальными” покровами, однако основные их массы сосредоточены в верхней части покровного пакета, где структурно подстилают сарбайский комплекс (Сарбайский покров).

Рысаевская олистострома впервые была описана в окрестностях станций Рысаево и Сарбаево [8]. Ее строение рассмотрено в более поздних ра-

ботах [6, 9, 10]. Показано, что олистостромовые толщи представляют собой хаотические массы граувакковых песчаников, насыщенных блоками кристаллосланцев, офиолитов, вулканогенных, терригенных, эпикластовых и кремнистых пород ордовика, силура и девона. Экзотическая составляющая представлена глыбами нижнекембрийских известняков. Возраст рысаевских микститов считается позднедевонским [11]. Новые исследования [12] показали – микститы содержат глыбы кремней фамена (зона triangularis), что позволяет утверждать, что рысаевская олистострома по крайней мере частично имеет фаменско-турнейский возраст, являясь возрастным аналогом зилаирского флиша.

Заканчивая характеристику олистостромовых толщ Сакмарской зоны, отметим следующее:

1. Формирование микститовых образований началось в раннем девоне (шандинская олистострома). В среднем девоне режим тектонического

скупивания сместился к востоку, во внутренние части зоны. Здесь в общем виде намечаются следующие этапы олистостромообразования: эйфельский (тунерьякская и херсонковская олистостромы – мономиктовые микститы с глыбами кремней,  $D_1l-e$ ), живетско-франский (акчуринская и чебакинская олистостромы – олигомиктовые микститы с глыбами кремней и базальтоидов,  $D_1l-D_3f_1$ ), фаменско-раннекаменноугольный (рысаевская олистострома – полимиктовые микститы с глыбами пород,  $E_1-D_3fm_1$ ). Иными словами, формирование олистостромовой серии шло практически непрерывно в течение всего девона.

2. Становление олистостромовых образований определялось контрастностью тектонического рельефа, который обусловил сосуществование системы кордильер и компенсационных ванн, заполнявшихся грубым обломочным материалом. Высокие темпы погружения создавали условия для быстрого захоронения олистолитов, а надвигание аллохтонных пластин – их консервации. Тектоническое расслоение аллохтонных масс образовало серию “фациальных” покровов, а их совмещение и перетасовка определили крайне сложное строение зоны. В результате в тектоническую и эрозионную переработку вовлекались все более разнообразные по составу, уровню выведения и стратиграфическому диапазону толщи (смена мономиктовых микститов полимиктовыми).

3. К турнейскому веку Сакмарская зона сформировалась как покровно-складчатое сооружение, к западу и востоку от которого располагались прогибы, заполнявшиеся граувакковым флишем [13]. На этом, однако, развитие структуры не закончилось. Флишевые серии восточного прогиба (включая подстилающие их кремни сарбайской свиты,  $D_{1-3}$ ) были шарьированы к западу, образовав Сарбайский покров (верхний в системе покровов Сакмарского аллохтона). По-видимому, в связи с началом его формирования в состав рысаевской олистостромы и попали глыбы кремней, в том числе франского и раннефаменского возраста. Сейчас существование последних (зона *triangularis in situ* доказано только в разрезе мукасовской свиты корневой Присакмаро-Вознесенской зоны [14]. Общее выдвигание Сакмарского аллохтона в пределы восточного края платформы происходило позднее, вероятно уже в среднем карбоне. Шарьирование в основном шло в наземных условиях и не сопровождалось олистостромообразованием.

Анализ тектонического развития Урала показывает, что становление среднепалеозойской покровно-складчатой структуры его западного склона, наиболее полно проявленное на Южном Урале, на Полярном Урале было прервано в связи с заложением Урало-Арктического бассейна. Магнитотектонические данные позволяют считать [15], что в среднем девоне происходит сбли-

жение Балтии, Сибири и Казахстанского континента. В это же время меняется знак и скорость вращения Балтии, в результате чего начинается пространственное отделение северо-западной части Сибири от Тимано-Печорской области Балтии, собственно и определившее возникновение Урало-Арктического бассейна. Наоборот, в силу тех же причин юго-западный край Казахстанского континента сближается с юго-восточным Балтии, что и обусловило формирование здесь покровно-складчатого сооружения, сопровождавшееся накоплением олистостромовых и граувакковых серий. Иными словами, модель, построенная на палеомагнитных материалах, в целом согласуется с геологическими данными.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 02–05–64283).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Тектоническая история Полярного Урала / Под ред. Н.В. Короновского. М.: Наука, 2001. 177 с.
2. Руженцев С.В., Аристов В.А., Кучерина П.М. // ДАН. 1999. Т. 365. № 6. С. 802–805.
3. Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны. М.: Наука, 1976. 171 с.
4. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.
5. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд. лет) и строение Урала. Екатеринбург, 1998. 252 с.
6. Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Борисёнок Д.В. В сб.: Общие и региональные вопросы геологии. М.: ГЕОС, 2000. В. 2. С. 5–24.
7. Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медно-колчеданных районов Южного Урала / Под ред. В.А. Маслова. Уфа: Принт, 1993. 215 с.
8. Руженцев С.В., Хворова И.В. // Литология и полезные ископаемые. 1973. № 6. С. 21–32.
9. Аристов В.А., Руженцев С.В., Дегтярев К.Е. и др. В сб.: Общие и региональные вопросы геологии. М.: ГЕОС, 2000. В. 2. С. 46–58.
10. Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Борисёнок Д.В. // ДАН. 2001. Т. 380. № 2. С. 233–236.
11. Руженцев С.В., Аристов В.А., Дегтярев К.Е., Карякин Ю.В. В сб.: Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 2001. Т. 2. С. 159–163.
12. Борисёнок Д.В., Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Разницына Е.В. В сб.: Современные вопросы геологии. М.: Науч. мир, 2002. С. 157–159.
13. Мизенс Г.А. В сб.: Геология и полезные ископаемые Республики Башкортостан. Уфа: УНЦ РАН, 1999. С. 53–55.
14. Руженцев С.В., Кузнецов Н.Б., Карякин Ю.В. и др. В сб.: Тектоника и геофизика литосферы. М.: ГЕОС, 2001. Т. 2. С. 149–153.
15. Руженцев С.В., Диденко А.Н., Лубнина Н.В. // ДАН. 2001. Т. 380. № 1. С. 94–97.