

Г. А. СМЕРНОВ, О. В. БЕЛЛАВИН

**ПОКРОВНЫЕ СТРУКТУРЫ В УФИМСКОМ АМФИТЕАТРЕ
НА УРАЛЕ**

(Представлено академиком А. В. Пейве 14 XI 1973)

Тектонические нарушения типа надвигов впервые были показаны на геологической карте Уфимского амфитеатра, составленной О. Ф. Нейман-Пермяковой еще в 30-х годах. При последующем их изучении возникло много новых вопросов. Для решения некоторых из них мы, кроме традиционного рассмотрения структурных данных, использовали результаты литолого-фациального анализа и геофизические материалы.

В интересующем нас районе есть три или даже четыре чешуи, надвинутые с востока на запад.

Первая (с запада) чешуя сложена силуро-девонскими карбонатными отложениями. Она надвинута на верхнепалеозойские образования. Наличие этого надвига никем не оспаривается. Амплитуда его горизонтального смещения точно пока неизвестна. Однако весь надвинутый комплекс изначально образовался в данной же зоне западного склона хребта, так как по составу слагающих его пород является типичным миогеосинклиналим.

Вторую, самую восточную, чешую образуют породы, отнесенные в свое время О. Ф. Нейман-Пермяковой⁽¹⁾ к свите М, а теперь считающиеся ордовикскими⁽²⁾. Они также залегают в виде пологого надвига, перекрывая синклиналию структуру, сложенную девонскими отложениями, остатки которой лучше всего наблюдаются в долине р. Уфы, ниже Нижнего Уфалея, а также в северной части этого надвига, в окрестностях пос. Билимбай.

Наковец, третья чешуя, залегающая между двумя указанными, сложена комплексом пород бардымской свиты⁽³⁾. Стратиграфически она разделяется на нижнесергинскую (О) и ургалинскую (O₃—S₁) толщи. Нижнесергинская сложена преимущественно вулканогенно-осадочными породами, причем вулканогенная составляющая представлена эффузивами основного состава; присутствуют в ней серпентиниты, пироксениты и габбро. Ургалинская толща представлена кремнистыми сланцами. Таким образом, бардымская свита в целом — это типичная офиолитовая формация. Залегание ее в миогеосинклиналим комплексе загадочно и нуждается в объяснении. Заметим, что в современной структуре нижнесергинская толща надвинута на ургалинскую, так что третья чешуя может быть разделена еще на две.

Кремнистые сланцы ургалинской толщи, обнажающиеся в ряде изолированных мест (например, на горе Маяктау), структурно лежат выше окружающих их более молодых отложений. Впервые это было описано М. А. Камалетдиновым⁽⁴⁾. Однако местами такие соотношения были известны и ранее. Например, на территории курорта Нижние Серги Г. А. Смирновым еще в 1950 г. было закартировано залегание кремнистых сланцев силура на среднедевонских известняках в виде изолированных остатков некогда единого тектонического покрова. Это явление было продемонстрировано в натуре группе геологов во главе с А. В. Пейве летом 1972 г. и не вызвало возражений.

Анализ тектонических отношений между соприкасающимися отмеченными комплексами приводит к выводу о верхнепалеозойском возрасте

фиксирующихся здесь надвигов. Однако сопоставление такого вывода с другими данными обнаруживает противоречия. В частности, Г. А. Смирновым установлено, что в фамене изолированные выходы ургалинской толщи уже находились примерно на тех же местах, на каких они фиксируются ныне, и, подвергаясь размыву, давали обломочный материал для накопления азамской свиты⁽³⁾, фаменский возраст которой теперь можно считать твердо установленным, поскольку в верхней части ее разреза в прослоях запесоченных известняков у дер. Матвеевки был обнаружен комплекс фораминифер, характерный для самых низов карбона или даже верхов девона. Иными словами, первые надвиги проявились здесь уже в позднем девоне. В позднепалеозойское время они подновлялись и усложнялись. Это позволяет говорить о полициклическом образовании надвиговых структур в данном районе.

Ход наших рассуждений о времени проявления покровных структур базируется на данных литолого-фациального анализа, а не на изучении тектонических отношений между толщами, что не совсем обычно. В связи с этим укажем, что скудная обнаженность, чрезвычайно сложное геологическое строение затрудняют понимание и выявление проявившихся здесь отдельных этапов тектонических движений. Изучение тектонической структуры района, проводившееся на протяжении длительного времени рядом авторов, не дало возможности подойти не только к решению, но даже к постановке вопроса о полициклическом проявлении пологих надвигов. Структурные исследования района позволили сделать лишь тот вывод, что фиксирующиеся здесь надвиги по времени их образования относятся к верхнему палеозою. Использование литолого-фациального анализа (метод литологической корреляции событий) для решения тектонических задач дало возможность по-прежнему подойти к решению вопроса о возрасте надвигов и получить, на первый взгляд, довольно неожиданный ответ.

Аллохтонное залегание кремнистых сланцев ургалинской толщи в настоящее время не может подвергаться сомнению, структурное же положение нижнесергинской толщи до сих пор оставалось неясным: находится ли вся эта толща в автохтонном залегании или она тоже является аллохтонной. Вопрос этот давно интересует исследователей Урала, но до последнего времени не находил решения из-за недостаточности твердо установленных фактических данных. Решение, в частности, зависит от определения вертикальных размеров и формы массивов габбро, залегающих среди пород бардымской свиты северо-восточнее и юго-восточнее Нязепетровска. Мнения на этот счет высказывались разные, однако объективных данных в распоряжении исследователей до последнего времени не было. Это же можно сказать и о форме залегания всего бардымского комплекса и его мощности. Несмотря на то что в Нязепетровском районе за последние годы были повторно проведены детальные геологические съемки, оставалось неясным, в виде какой структурной формы залегает здесь эффузивный комплекс. Для выяснения морфологии массивов габбро и характера залегания нязепетровского комплекса эффузивов О. В. Беллавиным были проведены специальные гравиметрические исследования.

Габбро обладает значительной избыточной плотностью относительно вмещающих пород; то же можно сказать и о эффузивах бардымской свиты по отношению к окружающим их осадочным породам девона. Границы этих образований на дневной поверхности хорошо определены при детальном геологическом картировании. При таких условиях вертикальные размеры тела и направление падения контактных поверхностей по данным гравиметрии устанавливаются весьма надежно.

Исследования проводились на трех субширотных профилях, пересекающих три крупных тела габбро (рис. 1). Установлено, что наибольшими вертикальными размерами характеризуется северное тело, хотя по площади оно заметно меньше центрального. Массив имеет здесь в вертикальном сечении форму чаши и уходит на глубину 1200—1500 м (рис. 2А). Следу-

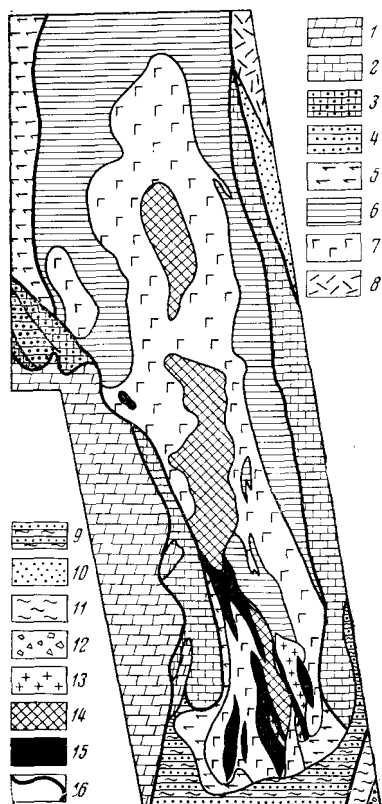


Рис. 1

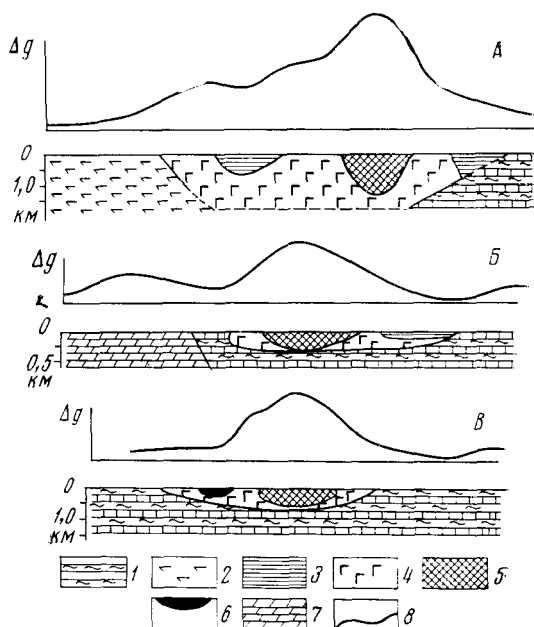


Рис. 2

Рис. 1. Схематическая геологическая карта. 1 — известняки (С); 2 — известняки, частично глинистые сланцы песчаники (D_{2+3}); 3 — известняки (S_2); 4 — песчаники и известняки (S_2); 5 — фтаниты и кремнистые сланцы бардымской свиты (ургалпская толща, $S_1 - O_{2+3}$); 6 — кремнисто-туфогенные сланцы бардымской свиты (нижне-сергинская толща, O_{2-3}); 7 — основные эффузивы бардымской свиты (O_{2-3}); 8 — ливаритовые порфиры и туфы (O_{1-2}); 9 — флишоподная толща — зилапрская свита ($D_3 - C_1$); 10 — песчаники и филлиты тельпосской свиты (O_1); 11 — песчаники и филлиты зильмердакской свиты (Pt_2); 12 — породы айской свиты (Pt_2); 13 — сиениты; 14 — габбро; 15 — гипербазиты; 16 — тектонические нарушения южной части краевого оффиолитового аллохтона Уфимского амфитеатра

Рис. 2. Схематические разрезы южной части краевого оффиолитового аллохтона Уфимского амфитеатра, построенные без внутренней складчатости по гравиметрическим данным. 1 — осадочный комплекс — известняки и песчано-глинистые отложения; 2 — слоистые силициты бардымской свиты; 3 — кремнисто-туфогенные сланцы бардымской свиты; 4 — основные эффузивы бардымской свиты; 5 — габбро; 6 — гипербазиты; 7 — известняки карбона; 8 — кривая силы тяжести (Δg). Объяснение — в тексте

ет подчеркнуть, что интерпретационные профили проходят через эпицентры аномалий силы тяжести, соответствующие выходам габбро, и оценка вертикальных размеров дается по максимуму.

Общее направление падения восточного контакта бардымского комплекса уверенно определяется как западное. Угол падения $\sim 30^\circ$. Западный контакт круто падает на восток. Наибольшая мощность пород нижнесергинской толщи достигает здесь, по расчетам, 1500—1800 м.

В принципе аналогичные результаты были получены по профилям, пересекающим нязелетровский комплекс южнее и проходящим через центральный и южный массивы габбро (рис. 2Б, В). только мощность эффузивных пород бардымской свиты и вертикальные размеры массивов габбро там еще меньше — не более 700—800 м.

Таким образом, рассмотрение разрезов, построенных по данным гравиметрии на участке от широты Нязепетровска до южной границы структуры, показывает, что эффузивные образования ордовикского возраста, залегающие в окаймлении более молодых пород, не образуют здесь антиклинальной структуры. Толща эффузивов бардымский свиты (без учета внутренней складчатости), включающая массивы габбро, залегает в виде плоской субгоризонтальной линзы, выклинивающейся к бортам. Максимальная мощность ее в различных разрезах колеблется от 600 до 1800 м. При таких условиях наблюдаемое взаимоотношение пород лучше всего объясняется аллохтонным залеганием бардымской свиты.

В заключение укажем, что упомянутые выше восточная и западная чешуи имеют, вероятно, небольшую амплитуду горизонтального перемещения; слагающие их породы являются типично миогеосинклинальными и характерны для данного региона. Изначально они образовались несомненно на западном склоне Урала, где-то неподалеку от мест их теперешнего залегания. В составе же бардымского комплекса наблюдаются типичные эвгеосинклинальные образования. Весь этот комплекс, слагающий среднюю чешую, перемещен, по-видимому, на довольно значительное расстояние с востока на запад и представляет собой краевой офиолитовый аллохтон⁽³⁾.

Описываемая область центральной части Уфимского амфитеатра по литологии, набору формаций, стратиграфии и ряду других особенностей геологического строения во многом сходна с Сакмарским районом западного склона Южного Урала. В последние годы убедительно доказано^(6, 7), что в этом районе существуют крупные тектонические покровы и что эффузивно-кремнистые образования бетринской свиты вместе с заключенными в них ультраосновными массивами залегают в крупном надвиге, а не выступают из-под плаща зилаирской свиты. Наши исследования показывают, что и в Уфимском амфитеатре также наблюдаются крупные надвиговые структуры. Таким образом, сходство в геологическом строении двух отмеченных районов Урала оказывается более глубоким, чем предполагалось прежде.

Институт геологии и геохимии
им. А. Н. Заварицкого и
Институт геофизики
Уральского научного центра
Академии наук СССР
Свердловск

Поступило
13 XI 1973

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ О. Ф. Нейман-Пермякова, Тез. докл. XVII сессии Междунар. геол. конгр., 1937. ² Г. А. Смирнов, Уфимский амфитеатр, М., 1956. ³ Стратиграфический словарь СССР, М., 1956. ⁴ М. А. Камалетдинов, ДАН, т. 146, № 5, 1169 (1962). ⁵ А. С. Перфильев, С. В. Руженцев, Геотектоника, № 3, 14 (1973). ⁶ М. А. Камалетдинов, Ю. В. Казанцев, Т. Т. Казанцева, Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 135 (1970). ⁷ С. В. Руженцев, Сб.: Проблемы теоретической и региональной тектоники, М., стр. 25, 1971.