

УДК 551.24

DOI: 10.31040/2222-8349-2020-0-4-46-52

**О ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ И ПОДВОДНО-ОПОЛЗНЕВЫХ ДЕФОРМАЦИЯХ  
В УЛУТАУСКОЙ СВИТЕ**

© Т.Т. Казанцева

Для познаний особенностей геодинамики при накоплении систем геологического вещества земной коры формационного уровня палеозойского Урала приводятся авторские фактические материалы о структурных характеристиках кластических образований флишевой формации улутауской свиты живетского яруса среднего девона в пределах площади картирования Уртазымской зоны Магнитогорского синклинория. Здесь, западнее деревни Таш-Тугай, в районе нижнего течения р.Таналык, развиты ритмиты, в которых наблюдаются весьма информативные подводные межслоевые дислокации: косослоистые, шаровидные и складчатые, являющиеся определяющим признаком одновременности осадконакопления и дислоцирования. Они характеризуют деформационный период тектонического становления складчатой области в соответствии с основными положениями шарьяжно-надвиговой теории формирования земной коры и научным направлением «структурный фактор в теоретической геологии».

Ключевые слова: туфы, флиш, ритмиты, вулканогенно-обломочные породы, туфопесчаники, туфоалевролиты, псаммиты, подводные межслоевые дислокации, косая слоистость, шаровидные структуры.

**Научное обоснование.** В геодинамическом аспекте шарьяжно-надвиговой теории формирования земной коры Уральская складчатая область сформировалась в две тектонические стадии, сменяющие друг друга во времени: растяжения и сжатия (Ю.В. Казанцев, Т.Т. Казанцева, М.А. Камалетдинов, 1978–2020 гг.). В стадию растяжения, охватывающую в основном рифей и венд, образовались рифтогенные комплексы Башкирского антиклинория, океаническая кора Уральского палеоокеана, а также платформенные осадки окраины Восточно-Европейского континента. В стадию сжатия, соответствующую палеозойскому периоду, накапливались и деформировались вулканогенно-осадочные серии восточного склона Урала, субплатформенные западного, платформенные Предуралья и окраины сопредельной платформы (Казанцева, 1981, 1985, 1990, 2020 и др.). На материале Урала показано, что обе стадии представлены несколькими тектоническими циклами, каждый из которых двухэтапен. Один из них развивается по эволюционному принципу, другой – по деформационному. Вещественное выполнение эволюционного этапа выражено серией формаций осадочно-магматического происхождения, а в деформационный период, характеризующийся возросшими значениями

геодинамических условий, накапливаются терригенные либо вулканогенно-терригенные формации флиша и олистостром, происходит массовое надвигание и смятие возникших аллоктонов в складки. В предлагаемой статье с использованием положений структурного фактора в теоретической геологии (Казанцева, Казанцев, 2010) и соответствующей методики геодинамических реконструкций рассматриваются авторские материалы по характеру развития весьма информативных синседиментационных структур в вулканогенных и туфогенно-осадочных образованиях флишевой формации живетского яруса среднего девона Магнитогорского синклинория.

**К истории изученности.** Эти довольно однообразные ритмично переслаивающиеся комплексы впервые под названием улутауской свиты выделены Л.С. Либровичем [1], которого по праву следует считать основоположником расчленения образований палеозоя данного района. Впрочем, как и многих других регионов. Им свита делилась на две толщи: А и В. Вторая с преобладанием туфов кварцевых порфиритов, содержащих в верхних горизонтах кремнистые туфосланцы и известняки. Одним из замечательных башкирских геологов М.Ш. Биковым

и др. [2] в составе улутауской свиты, кроме бугулыгырского горизонта яшм, выделяются нижняя и верхняя толщи. Нижняя толща представлена ритмичным комплексом, состоящим из туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов и кремнистых туффитов. Мощность ее 500–600 м. Верхняя характеризуется наличием грубообломочных брекчий, залегающих в основании ритма. Мощность верхней толщи около 500 м. По мнению А.В. Кузнецова и др. (1963 г.), улутауская свита также подразделяется на 3 толщи. Нижняя из них состоит из слоистых туфов преимущественно кислого состава, которые выше по разрезу сменяются туфами смешанного состава. В прослоях отмечаются туффиты и туфобрекчии. Средняя толща сложена туфобрекчиями плагиоклазовых порфиритов андезитового и смешанного состава с прослоями туффитов. Верхняя представлена туфами кислого и смешанного состава, туфопесчаниками, кремнистыми и глинистыми сланцами.

**Основное содержание.** Изученные нами разрезы улутауской свиты находятся в пределах Уртазымской структурно-формационной зоны Магнитогорского синклиория восточного склона Южного Урала. Конкретнее, это восточная часть Хайбуллинского района, западнее деревни Таш-Тугай, нижнее течение реки Таналык. Здесь по литологическому составу образования свиты расчленены нами также на 3 толщи, в каждой из которых среди ритмитов (как двух-, так и трехчленных) нередко наблюдались хорошо выраженные подводные деформации, в образовании которых, согласно геологическим словарям, «наиболее допустимым стимулом... являются землетрясения. Поэтому подводные дислокации наиболее распространены в геосинклинальных толщах, несущих следы сейсмотектоники» (1973 г., с. 34). Как известно, в геологии понятие «деформация» соответствует «изменению формы геологических тел под влиянием тектонических сил». Нижняя толща представлена переслаиванием кремнистых туффитов, туфоалевролитов и псаммитовых туфов кислого, реже смешанного состава. Образование ее слагают своды Султангужинской, Подольской и Восточно-Подольской антиклиналей, а также обнажены на западном крыле Малятинской синклинали. Здесь, на левом берегу р. Таналык, в 700 м западнее д. Таш-Тугай (рис. 1), нами произведено послойное описание разреза, дающего полное представление о лито-

логическом составе и характере напластования. Снизу вверх обнажаются туфы зелено-серого цвета, псаммитовые, мелко-среднезернистые. В составе кластического материала отмечены единичные окатанные обломки кремнистых пород размером до 10 см. Отдельные участки обладают пятнистой текстурой. Залегание слоев почти горизонтальное. Мощность 29 м.



Рис. 1. Обнажение туфов верхней толщи улутауской свиты в 1.5 км западнее д. Таш-Тугай

Переслаивание туфоалевролитов и туфоаргиллитов со слоями мощностью от 2 мм до 1 см. Слоистость слабоволнистая. Залегание почти горизонтальное. Мощность 2 м.

Туфы мелко-среднезернистые, пятнистые. Пятнистость обусловлена наличием узорчатых и лапчатых образований темно-зеленого и черного цвета. Мощность 6 м.



Рис. 2. Межслоевые дислокации в туфах нижней толщи улутауской свиты

Слоистые породы, аналогичные интервалу 2, но с характерными причудливыми наслоениями (рис. 2) и заворотами течения (рис. 3), вызванные подводными деформациями. Залегание слоев от горизонтального до крутого (азимут падения 60°, угол 12–17°). Мощность 30 м.



Рис. 3. Подводные завороты течения в псаммитовых туфах



Рис. 4. Сложные подводные деформации



Рис. 5. Антиклинальная складка подводно-надвигового типа

Грубозернистые туфы эффузивов среднего состава. Мощность 17 м.

Породы, аналогичные описанным в слое 2 и 4, с редкими прослоями массивных среднезернистых туфов мощностью в 1–3 м. Элементы залегания слоев: азимут падения  $70^\circ$ , угол  $16\text{--}18^\circ$ . Мощность 173 м.

Тонкослоистые породы, в которых присутствуют подводные деформации сложного состава (рис. 4) и с мелкой складчатостью (рис. 5). Слои изменяют свое залегание от почти горизонтального до наклонного, вплоть до  $45^\circ$ , при азимуте их падения  $85^\circ$ . Мощность 92 м.

В деформированном слое хорошо выражена приуроченность малых антиклинальных форм к локальным разрывам сплошности пород (см. рис. 2), подчеркивая первичность вторых по отношению к первым. Это свидетельство тектонического происхождения складчатости, зависимой от дизъюнктивных деформаций.

Здесь фиксируются несколько двухчленных ритмов по повторяемости разноразмерного вулканогенно-осадочного материала. Это:

1. *туфоалевролиты* светло-зелено-серые, окремнелые. Мощность 0.5 м.

*кремнистый туффит*, пятнистый, от светло- до темно-серого цвета. Мощность 0.05 м.

2. *туф мелкозернистый*, точно-пятнистый, почти белого цвета. Мощность 0.01 м.

*кремнистый туффит* светло-серого цвета. Мощность 0.08 м.

3. *туфоалевролит* зеленый и *туф мелкозернистый*, слоистый. Мощность 0.08 и 0.1 м. Далее повторения подобных ритмов из туфов мелко- и среднезернистых, участками косослоистых, трещиноватых, общей мощностью 99 м.

К характерным особенностям нижней толщи относятся присутствие различного типа косой слоистости, комковатость текстуры, подводные межслоевые дислокации с различной формой мелких складок, в числе которых закрученные, коробчатые, веерообразные (рис. 2–5). Отмечаются завороты течения и волноприбойная рябь.

Вторая (средняя) толща сложена псаммитовыми и псефопсаммитовыми туфами андезитового, реже дацитового составов. В средней части толщи присутствует слой туфокогломератов, в составе кластического материала которого отмечаются гальки известняков. Породы этой толщи хорошо обнажены (рис. 6). Полное представление о литологическом составе и характере напластования осадков дает описанный нами разрез на западном крыле Малятинской синклинали.

Здесь, снизу вверх, залегают:

1. Туфы мелкозернистые, массивные, желтовато-зеленой окраски. Отмечаются прослои (около 1 м) туфов грубозернистых, реже туфоаргиллитов. Мощность 180 м.

2. Туфы псаммитовые, грубозернистые, участками псефитовые, переходящие в туфо-конгломераты. В составе кластического материала преобладают кремнистые туффиты, туфоалевролиты, эффузивы среднего состава; отдельные участки содержат обломки известняков с редкой фауной кораллов. Мощность 18 м.

3. Переслаивание псаммитовых туфов грубозернистых, со среднезернистыми и мелкозернистыми. Мощность 25 м.

4. Псефито-псаммитовые туфы смешанного состава. Отдельные обломки достигают 5 см. Они представлены туффитами и туфоалевролитами. Мощность 30 м.

5. Туфы мелкозернистые, слоистые. Азимут падения слоев  $85^\circ$ , угол  $56^\circ$ . Мощность 8 м.

6. Туфы среднезернистые, с голубоватым оттенком, с отдельными обломками кремнистых туффитов, достигающих 10–15 см. Мощность 19 м.

7. Туфы мелкозернистые, пятнистые, с голубоватым оттенком, слоистые. Азимут падения слоев  $100^\circ$ , угол  $32^\circ$ . Мощность 76 м.

8. Туфы крупнозернистые, желто-зеленого цвета, участками железненные, и рыхлые. Преобладают обломки размером 2–5 мм. Мощность 18 м.

9. Туфы от средне- до мелкозернистых, пятнистые, с единичными линзовидными образованиями кремнезема. Мощность 12 м.

10. Туфы алевролитов слоистые. Азимут падения слоев  $75^\circ$ , угол  $70-72^\circ$ . Мощность 1.2 м.



Рис. 6. Левый берег руч. Аранташ. Характер обнаженности грубообломочных туфов средней толщи улутауской свиты

Ритмичный характер переслаивания туфов грубозернистых, затем от средне- и мелкозернистых до кремнистых туффитов (рис. 7). Мощности в ритмах имеют примерно такие со-

отношения: 20:10:3; 15:4:1. Слои залегают с углами  $30-45^\circ$ , при азимуте падения  $80^\circ$ . Мощность 80 м. 11. Туфы псаммитовые, грубозернистые, зелено-серой окраски. Мощность 30 м. 12. Туфы псаммитовые средне- и мелкозернистые, пятнистые. Мощность 7 м. 13. Туфы псаммитовые грубозернистые, с отчетливой крупношаровой отдельностью (рис. 8).



Рис. 7. Деталь обнажения. Кремнистые туффиты среди грубообломочных туфов



Рис. 8. Деформации шарового типа среди слоистых туффитов

Размеры шаров достигают 30–40 см. Мощность 10 м. 14. Туфы псефитовые с прослоями псаммитовых грубо- и среднезернистых пятнистых разностей. Мощность 40 м. 15. Туфы мелкозернистые, пятнистые, с редкими прослоями туфоаргиллитов и кремнистых туффитов мощностью от 0.5 до 3 м. Мощность 162 м. 16. Туфы псефитовые, с шаровой отдельностью. Мощность 15 м. 17. Туфы псаммитовые, мелкозернистые, участками пятнистые, содержат прослой кремнистых туффитов. Мощность 35 м. 18. Пачка флишoidalного переслаивания

псаммитовых туфов от грубо- до мелкозернистых. В грубозернистых слоях отмечается шаровая отдельность. Мощность 53 м. 19. Псаммитовые туфы грубо- и среднезернистые, с шаровой отдельностью. Размер шаров достигает 2 м в поперечнике. Мощность 81 м.

Из приведенного выше описания следует, что отличительными чертами второй толщи являются преобладание грубообломочных разностей туфов и наблюдаемость подводных шаровых структур (рис. 8). Прослои туффитов редки и, как правило, маломощны.

В составе верхней толщи возрастает количество туфов кислых эффузивов. Породы этой толщи слагают Таш-Тугайскую синклиналь, выполняют ядра Кульназской и Гадилевской синклиналей, а также обнажаются на западном крыле Малятинской синклинали, где наиболее полно представлены в разрезе Таш-Тугай, в 1 км восточнее одноименной деревни. Снизу вверх здесь записан следующий разрез:

Пачка ритмичного переслаивания псаммитовых туфов от крупно- до тонкозернистых. В среднезернистых туфах преобладают пятнистые разности с бугорчатой поверхностью наслоения. Мощности в ритмах распределены следующим образом: крупнозернистые – 2–7 м, среднезернистые – 20–40 м, мелкозернистые – 10–15 м, тонкозернистые – 0–3 м. Часто выпадают крупно- либо тонкозернистые слои, при неизменном присутствии среднезернистых. В подошве пачки появляются редкие тонкочередующиеся слои туфоалевролитов и кремнистых туффитов. Они залегают под углами от 40 до 50°, азимут падения их около 80°. Мощность 408 м.

Туфы псаммитовые, среднезернистые, пятнисто-бугорчатые, голубовато-серого цвета. Содержат прослои крупнозернистых туфов мощностью около 1 м. Азимут падения слоев 86°, угол 55°. Мощность слоя 92 м.

Отличительной особенностью этой толщи является наличие пачек пятнистых пород с бугорчатой поверхностью напластования в среднезернистых псаммитовых туфах смешанного и кислого состава. Часто наблюдается ритмичное чередование от крупно- до тонкообломочных образований. В ритмах среднеобломочные разности преобладают. Мощность до 500 м. Общая мощность описанной в этом районе улутауской свиты составляет более 1900 м.

В нижней толще туфы чаще представлены литокластическими типами кислого (кварцевые

альбитофиры и дацитовые порфириты) состава. В средней преобладают кристаллолитокластические туфы андезитовых порфиритов. В верхней – смешанного и кислого состава.

При изучении распространенных в улутауской свите пирокластических образований установлены конкретные названия пород петрографическим методом. Полевые определения очень часто следует менять на названные под микроскопом, что связано с количественными соотношениями компонентов, составляющими породу. Именно они и приводятся в тексте.

Обобщенное петрографическое описание наиболее распространенных типов пород улутауской свиты приведено ниже.

Туфы кварцевых альбитофиров. Породы состоят из обломков и цемента. Обломки неправильной, чаще угловатой формы (без следов окатанности). Представлены они в основном кварцем и плагиоклазом с добавлением обломков кварцевых альбитофиров. Реже в составе кластического материала отмечаются кремнистые туффиты, андезитовые и дацитовые порфириты. Размер обломков от 0.2 мм до 2–3 см. В составе кварцевых альбитофиров фенокристаллы представлены кварцем и плагиоклазом. Основная масса микрофельзитовая. Кварц водянопрозрачный, изредка с оплавленными гранями. Иногда вокруг него образуется сферолитовая каемка. Плагиоклаз представлен призматическими и таблитчатыми кристаллами и их обломками от альбита до олигоклаза. Изредка отмечаются единичные зерна слабо зонального андезина первых номеров. Цемент состоит из скоплений тонкозернистых агрегатов кварца, альбита и разложенного вулканического стекла. Из вторичных минералов наблюдаются хлорит, эпидот, пренит, пумпеллит, кальцит, присутствующие в основной массе. Плагиоклаз серицитизирован.

Туфы андезитовых порфиритов представлены литокристаллокластическими, кристаллокластическими и литокластическими разностями. Сложены они неокатанными обломками минералов и пород из андезитовых порфиритов и цемента. Размер обломков от 0.2 мм до 2 см. Среди минералов присутствуют плагиоклазы и из темноцветных, вероятно, пироксен, судя по скоплениям разложенных вторичных минералов. Плагиоклаз чаще зонален, среднего состава. Иногда замещается скоплениями хлорита, серицита, реже эпидота. В андезитовых порфиритах порфиритовые выделения представлены

плагиоклазами и псевдоморфозами эпидота, пренита и хлорита по темноцветному минералу. Основная масса этих пород перекристаллизована. Представлена скоплениями лейст плагиоклаза, хлорита, эпидота, пренита и пумпеллиита. Цемент туфов фельзитовый, кварц-полевошпатовый, участками полностью замещен вторичными минералами.

О живетском возрасте свиты свидетельствует стратиграфическое положение ее между фаунистически охарактеризованными свитами: карамалыташской эйфельского времени, с одной стороны, и колтубанской франского возраста – с другой. В литературе есть много ссылок на находки в верхах свиты *Stringocephalus burtini*, характерных для живетского яруса среднего девона. В том числе и в фондовых отчетах автора. По нашим данным, верхняя часть улутауской свиты согласно наращивается глыбовыми образованиями колтубанской свиты в районе д. Таш-Тугай. Здесь в обломках известняков определена собранная нами многочисленная фауна брахиопод верхнефранского возраста [3–5]. Через несколько лет О.В. Артюшковой и В.А. Масловым [5] верхняя часть улутауской свиты (наша третья толща) названа таштугайской свитой. В их монографии верхняя часть улутауской свиты стратотипического разреза представлена вулканотерригенными породами полимиктового состава с конодонтами: *Polygnathus cf. ansatus* Zieg., Klapp. et John., *P. linguiformis linguiformis* Hinde morphotype «gamma» Bult., *P. linguiformis linguiformis* Hinde morphotype «epsilon» Zieg Klapp. et John., *P. cf. timorensis* Zieg., Klapp. et John., характерными для зон *varcus – hermanni-cristatus*, выделенном в верхнем живете.

**Выводы.** 1. Показаны хорошо выраженные межслоевые дислокации, без сомнения, тектонического происхождения. Разнообразие форм их строения, характер обнаженности и частоту встречаемости среди ритмитов флишевой формации улутауской свиты трудно не заметить при детальном осмотре достаточно открытой местности. Странно, что в публикациях, как постоянно, на протяжении десятилетий работающих здесь стратиграфов, так и в трудах молодых коллег, на эти факты не обращено внимания. И когда тексты публикаций начинаются с фраз «о проведенных детальном изучении», возникают большие сомнения в качестве работ и профессионализме авторов.

2. Межслоевые деформации являются диагностическим признаком флишевой формации, характеризуя особенности геодинамического режима ее накопления.

3. Они объяснимы периодическими резкими возрастаниями тектонических напряжений сжатия, выражаясь нарушениями в чередованиях импульсной ритмичности.

4. Режим геодинамических условий, обусловленный направленными силами тектонического сжатия, как это отображено нами в шарьяжно-надвиговой теории формирования земной коры, является доминантным для большинства геологических процессов.

5. Представляется основополагающим, на наш непрофессиональный в механике взгляд геолога, вывод из [6] о «последовательной реализации сценария сжатия пузырька по мере увеличения давления жидкости».

*Работа выполнена по Государственному заданию № 0246-2019-0087. План НИР на 2019–2021 гг.*

#### Литература

1. Либрович Л.С. Основные черты геологической истории Кизило-Уртазымского района на Южном Урале // Зап. Мин. об-ва. Серия 2. Ч. XII. Вып. 1. 1933.
2. Биков М.Ш., Анисимов И.С., Захаров А.А., Косарев А.М., Кузнецов А.В., Жданов Г.Ш., Александров Ю.В., Петров Ю. Промежуточный отчет по геологической съемке масштаба 1:50000 в Бурибай-Маканском и Баймакском рудных районах за 1968 год. Фонды БТГУ. 1969.
3. Казанцева Т.Т., Петровский Д.Л. Результаты геологических исследований бассейна нижнего течения р. Таналык. Т. 1. 1973. 98 с. Фонды БТГУ.
4. Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Петровский Д.Л. Новые данные об объеме колтубанской свиты в Магнитогорском синклинии // Геология и нефтеносность Башкирии. Уфа: БФАН СССР, 1975. С. 88–94.
5. Артюшкова О.В., Маслов В.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов. Уфа, 1998. 156 с.
6. Нигматулин Р.И., Аганин А.А., Топорков Д.Ю. Коллапс кавитационного пузырька в тетрадекане при высокой температуре // Известия Уфимского научного центра Российской академии наук. 2020. № 2. С. 5–13.

**References**

1. Librovič L.S. Major features of the geological history of the Kizil-Urtazym region in the South Urals. *Zapiski Mineralogicheskogo obshchestva*, 1933, ser. 2, part 12, no. 1.
2. Bikov M.Sh., Anisimov I.S., Zakharov A.A., Kosarev A.M., Kuznetsov A.V., Zhdanov G.Sh., Aleksandrov Yu.V., Petrov Yu.P. Intermediate report on 1:50,000 scale geological survey in the Buribay-Makan and Baymak mining regions for 1968. Fondy BTGU. 1969.
3. Kazantseva T.T., Petrovsky D.L. Results of geological studies in the Lower Tanalyk River basin. Vol. 1. 1973. 98 p. Fondy BTGU.
4. Kazantseva T.T., Kamaletdinov M.A., Petrovsky D.L. New data on the volume of the Koltuban Formation in the Magnitogorsk Synclinorium. *Geologiya i neftenosnost Bashkirii*. Ufa, BFAN SSSR, 1975, pp. 88–94.
5. Artyushkova O.V., Maslov V.A. Paleontological substantiation of stratigraphic division of pre-Famennian volcanogenous complexes in the Verkhneuralsk and Magnitogorsk districts. Ufa, 1998. 156 p.
6. Nigmatulin R.I., Aganin A.A., Toporkov D.Yu. Cavitation bubble collapse in tetradecane at a high temperature. *Izvestiya Ufimskogo nauchnogo tsentra RAN*, 2020, no. 2, pp. 5–13.



**ON GEODYNAMIC CONDITIONS AND UNDERWATER-LANDSLIDE DEFORMATIONS  
IN THE ULUTAU FORMATION**

© T.T. Kazantseva

Institute of Geology – Separate Structural Subdivision of the Federal State Budgetary  
Scientific Institution Ufa Federal Research Centre of the RAS,  
16/2, ulitsa K. Marksa, 450077, Ufa, Russian Federation

To understand the features of geodynamics during the accumulation of the systems of geological matter in the Earth's crust at the formation level of the Paleozoic Urals, this paper presents the author's factual materials on structural characteristics of clastic rocks of the flysch sequence of the Ulutau Formation (Middle Devonian Givetian) within the mapping area of the Urtazym zone of the Magnitogorsk Synclinorium. Here, to the west of the village of Tash-Tugay, rhythmities are developed in the lower reaches of the Tanalyk River that show very informative underwater interlayer dislocations: cross-bedding, spherical and folded structures serving as a decisive marker for the synchronism of sedimentation and dislocation. They characterize the deformation period in the tectonic development of the folded region, according to the main points of the thrust-nappe theory of the formation of the Earth's crust and the scientific research area «structural factor in theoretical geology».

Key words: tuffs, flysch, rhythmities, volcanic-detrital rocks, tuff sandstones, tuff siltstones, psammities, underwater interlayer dislocations, cross-bedding, spherical structures.