

УДК 551.24+552.4 (470.5)

Ал.В. Тевелев¹, Арк.В. Тевелев², В.А. Федорчук³, А.О. Хотылев⁴, И.А. Кошелева⁵

ТАРАТАШСКИЙ ИНДЕНТОР И ЕГО РОЛЬ В СТРОЕНИИ УРАЛА

Приводятся результаты изучения зон, ограничивающих архейский и ранне-протерозойский Тараташский блок. Он нарушает меридиональную структуру Урала, пережимая его структурные зоны на широте г. Миасс. Изучены мезоструктуры зон разрывов, микроструктуры тектонитов, анизотропия магнитной восприимчивости и скорости прохождения сейсмических волн в бластомилонитах. Кинематическая история Тараташского блока складывается из двух фаз: 1) эксгумация в середине рифея в условиях растяжения; 2) формирование индентора в позднем палеозое в условиях сжатия.

Ключевые слова: Южный и Средний Урал, тараташская серия, структурный анализ, бластомилониты, сопряженные сдвиги.

The article presents the new data concerning the bounding zones of the Archean — Early Proterozoic Taratash block. It breaks the longitude structure of the Urals, squeezing all structural zones at a latitude of the town Miass. There were studied the meso- and microstructures of the boundary zones, anisotropy of magnetic susceptibility of faulted rocks and distribution of seismic waves velocities in to blastomylonites. We suggest that kinematic history of the Taratash block consists of two phases: 1) Middle Riphean exhumation of Taratash rocks in tension environment; 2) Late Paleozoic formation of Indenter due regional shortening setting.

Key words: Southern and Middle Urals, the Taratash series, structural analysis, blastomylonite, conjugate strike-slips.

Введение. Архейско-раннепротерозойский фундамент Восточно-Европейской платформы (ВЕП) выходит на поверхность в пределах Балтийского и Украинского щитов, перекрывается полого залегающими комплексами чехла. Специфический случай представляет собой самый восточный выход фундамента — Тараташский блок, отделенный от ВЕП Предуральским краевым прогибом. Этот блок сложен интенсивно мигматизированными породами архейского и раннепротерозойского возраста, метаморфизованными в гранулитовой фации [Ленных, Петров, 1974; Тевелев и др., 2015]. Тараташский блок расположен на севере Башкирской мегазоны, сложной рифейскими образованиями, и занимает особое место в покрывно-складчатой структуре Южного Урала (рис. 1). Он вдается далеко на восток, на широте г. Миасс пережимая все меридиональные структурные зоны западного и восточного склонов Урала. Самое узкое место этого пережима — Миасский синтаксис.

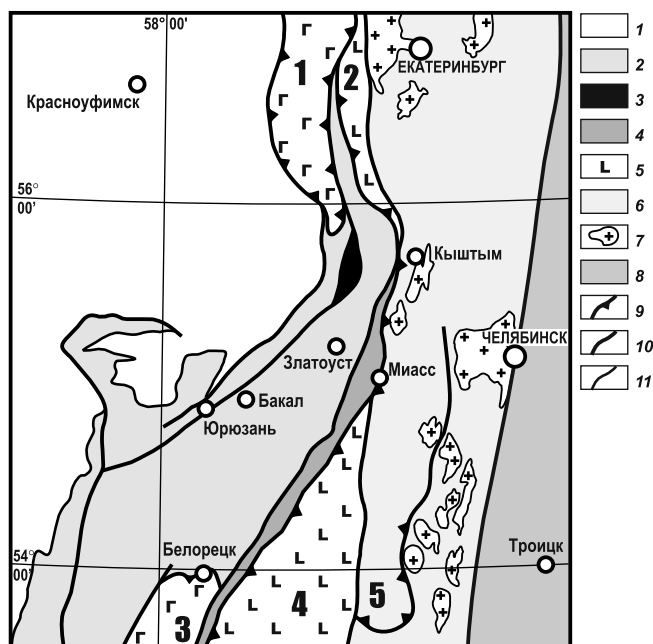


Рис. 1. Схема строения области сочленения Южного и Среднего Урала:

1 — Предуральский краевой прогиб (карбон-пермь); 2 — Башкирская и Уралтауская зоны (рифей); 3 — Тараташский блок (архей-ранний протерозой); 4 — Главный Уральский разлом (серпентинитовый меланж); 5 — палеозойские островодужные комплексы (палеозой); 6 — Восточно-Уральская мегазона; 7 — массивы гранитоидов; 8 — Зауральская мегазона; 9 — крупные надвиги; 10, 11 — прочие разрывы. Цифрами на схеме обозначены: 1, 3, 5 — аллохтоны (1 — Нязепетровский, 3 — Кракинский, 5 — Сухтелинский); мегазоны (2 — Тагильская, 4 — Магнитогорская)

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор, докт. геол.-минерал. н.; e-mail: atevelev@rambler.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор, докт. геол.-минерал. н.; e-mail: arctevlev@rambler.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, магистрант; e-mail: vitfedorchuk@gmail.com

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, аспирант; e-mail: akhotylev@gmail.com

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, вед. инженер, канд. геол.-минерал. н.; e-mail: foxalbit@rambler.ru

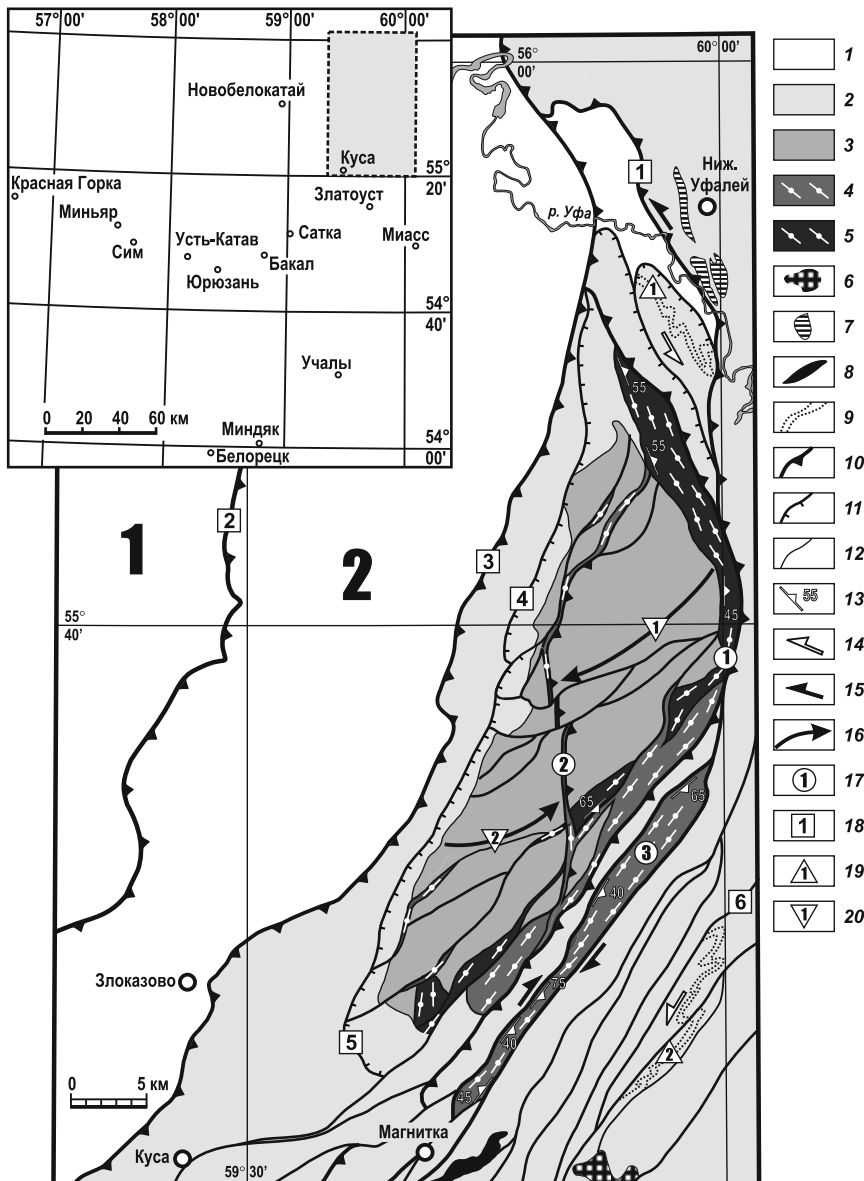


Рис. 2. Схема строения Тараташского индентора: 1 — палеозой; 2 — рифей; 3 — архей и ранний протерозой; 4, 5 — бельдишский комплекс (4 — милониты второго подкомплекса, 5 — бластомилониты первого подкомплекса); 6–8 — плутонические комплексы (6 — тургоякско-сыростанский среднекаменноугольный гранитовый, 7 — козлингорский ордовикский щелочных гранитоидов, 8 — кусинско-копанский среднерифейский габбро-пироксенитовый); 9 — маркирующие пласты кварцитов; 10, 11 — надвиги (10 — крупные, 11 — прочие); 12 — несогласные контакты; 13 — элементы залегания тектонической полосчатости; 14, 15 — направления смещения по сдвигам (14 — первой фазы, 15 — второй фазы); 16 — оси складок в тараташской серии; 17 — номера зон тектонитов (1 — Бельдишко-Куватальская, 2 — Тагаякско-Тахтинская, 3 — Александровская); 18 — номера разрывов (1 — Мерзелинский сдвиг-надвиг, 2 — Карантравский надвиг, 3 — Каратауский взброс, 4 — Ушатский надвиг, 5 — Миасский надвиг, 6 — Юрминский взброс); 19 — номера зон складок (1 — Курминская, 2 — Таганайская); 20 — номера осей складок (1 — Куватальско-Льсогорская, 2 — Тураташская). Цифрами на схеме показаны: 1 — Предуральский краевой прогиб, 2 — Западно-Уральская зона складок

Тараташский блок имеет в плане форму неправильного тупоугольного треугольника, длинная сторона которого ориентирована меридионально, а тупой угол обращен на восток. С востока Тараташский блок ограничен мощной зоной тектонитов, которые мы предлагаем называть бельдишским комплексом. Этот комплекс тектонитов был выделен В.И. Петровым с коллегами при проведении крупномасштабного геологического картирования [Ленных, Петров, 1974]. Он не имел собственного названия и выделялся как серия разномасштабных зон милонитов, которые ограничивают Тараташский выступ с востока, а также пересекают слагающие его архейско-раннепротерозойские метаморфиты.

По положению в структуре выделены три главные зоны распространения тектонитов бельдишского комплекса (рис. 2): Бельдишко-Куватальская фронтальная, Тагаякско-Тахтинская тыловая и Александровская краевая. Небольшие по протяженности и маломощные зоны тектонитов

прослеживаются по всей территории Тараташского выступа. По данным крупномасштабных геологосъемочных работ мощность отдельных зон бластомилонитов может колебаться от нескольких дециметров до нескольких десятков метров. Согласно данным В.И. Ленных и В.И. Петрова [1974], в строении комплекса участвуют диафторированные в разной степени тектониты, которые в нашем понимании относятся к двум фазам тектонизации, т.е. к двум подкомплексам:

- первый подкомплекс сложен бластомилонитами по мигматизированным метаморфическим породам, диафторированными до эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма;

- второй подкомплекс представлен милонитами и ультрамилонитами по метаморфическим породам, диафторированными до зеленосланцевой фации метаморфизма.

Для изучения состава и физических свойств бластомилонитов были отобраны пробы из керна скважин 311, 319 и 323 (рис. 3), пробуренных Гео-

логоразведочной партией Магнитогорского металлургического комбината на железорудном проявлении Куватал, которое расположено в восточной вершине Тараташского треугольного блока.

Краткая петрографическая характеристика тектонитов. В некоторых местах в зонах бластомилонитов присутствуют мигматиты. Бластомилониты наряду с новообразованными эпидотом, сине-зеленой роговой обманкой, альбитом и олигоклазом содержат реликты первичных метаморфических пород — мелкие порфиробласты пироксенов, кварца, плагиоклаза. Поздние милониты состоят из тонкоперетертого материала, сильно хлоритизированного.

Микроскопически бластомилониты представляют собой тонкополосчатые породы, сложенные параллельными тонкими (до волосяной толщины) ленточками (ширина от 1 до 10 мм) чередующегося состава — часть ленточек сложена практически прозрачным микроагрегатом зерен кварца и, возможно, полевого шпата, почти неразличимого; среди кварц-полевошпатового агрегата довольно равномерно рассеяны более крупные (до 0,5 мм) линзовидные порфиробласты кварца. Эти кварцево-полевошпатовые ленточки-полоски переслаиваются с более темными непрозрачными ленточками, сложенными коричневатым пелитовым материалом, в котором так же, как и в кварц-полевошпатовых полосках, рассеяны линзовидные порфиробласты кварца, а также овальные, изометричные и неправильной формы выделения кальцита. Преобладают очень мелкие зерна. Полосчатость в породе, помимо параллельнополосчатых участков, создает весьма прихотливые завихренные, закрученные участки, где выделения кварца или кальцита достигают 3–5 мм, образуя раздувы и пересечения с замещением полевошпатового агрегата карбонатом (рис. 4).

Часть бластомилонитов имеет лепидобластовую структуру и сланцеватую текстуру, они состоят из биотита, кварца, полевых шпатов и эпидота. Все эти минералы образуют мелкозернистые агрегаты, вытянутые в цепочки, полоски и линзы. Размер минералов от 0,01 до 0,5 мм. На фоне этих полосок присутствуют крупные порфиробласты плагиоклаза размером до 2 мм, изъеден-

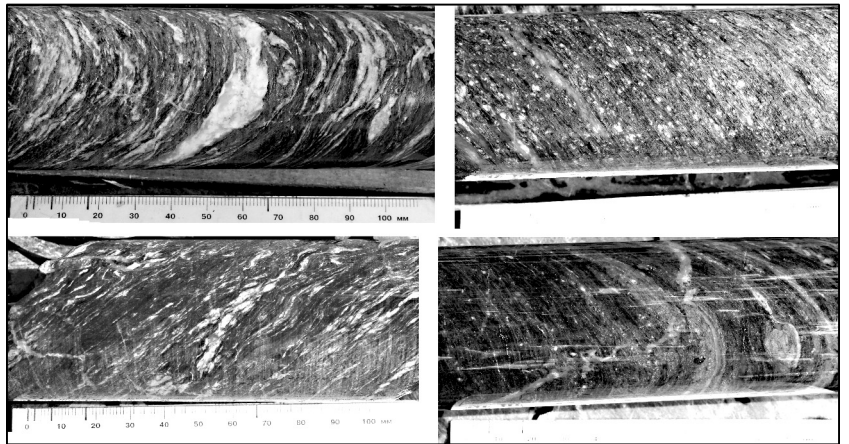


Рис. 3. Фото керн бластомилонитов бельдишского комплекса (скважина № 323)

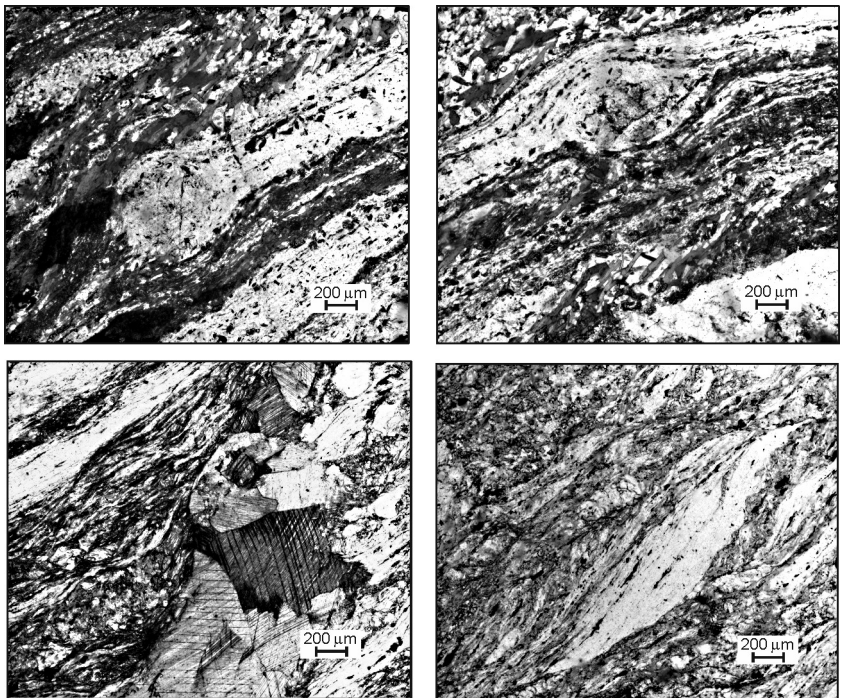


Рис. 4. Микрофотографии бластомилонитов бельдишского комплекса (николи параллельны)

ные кварц-биотитовым матриком, удлиненные листочки биотита с соотношением сторон 1:10 и размером до 1 мм, а также таблитчатые зерна, вероятно, эпидота и амфибола с келифитовыми каймами. Количество бластопорфировых выделений составляет ~10%, листочков биотита — до 30%. Эпидот дает непрерывный ряд по размерам зерен от 0,01 до 1 мм. Листочки биотита часто выстраиваются в кулисные зоны, параллельные полосчатости.

Милониты кварц-хлорит-карбонатные представляют собой тонкополосчатые породы, в которых незакономерно чередуются полоски и ленточки, сложенные параллельно-ориентированными листочками хлорита, иногда составляющими единый листочек, и полоски, сложенные мелко- и микрозернистыми агрегатами кварца. Эти полоски

переслаиваются с линзовидными выделениями карбоната.

Строение зон тектонитов. *Бельдишско-Куватальская фронтальная зона* тектонитов почти непрерывной широкой (1,5–3 км) дугообразной полосой, выгнутой на восток, ограничивает весь Тараташский выступ с востока. Плоскопараллельные элементы бластомилонитов и вся зона в целом погружаются в восточных румбах под углами 70–30°, в южном сегменте — более круто, в северном — более полого. В целом наклонная в восточных румбах ориентировка полосчатости сохраняется во всей Бельдишско-Куватальской зоне, однако в некоторых местах отмечены мелкие изоклинальные складки западной vergentности, а также зеркала скольжения со штриховкой сбросо-взбросового типа. В ориентированных шлифах из скважины № 319 обнаружены структуры вращения порфиорокластов и кинк-зоны, причем и правосторонние, и левосторонние, т.е. и сбросового, и взбросового характера. Аналогичные, но только взбросовые микроструктурные элементы (SC-текстуры и порфиорокласты σ -типа) упомянуты Ю.Л. Ронкиным с коллегами [Ронкин и др., 2012], но, к сожалению, эти авторы не указывают конкретное местоположение и не приводят их описания.

В строении зоны участвуют тектониты обоих подкомплексов бельдишского комплекса, причем ранние бластомилониты распространены во всей зоне, а поздние — известны только в ее южном сегменте. Правда, не исключено, что в северном сегменте они не обнаружены из-за плохой обнаженности. Тектониты второй фазы слагают относительно маломощные ветвящиеся и выклинивающиеся тела, а местами выходят за пределы Бельдишско-Куватальской зоны.

Тагаякско-Тахтинская тыловая зона милонитов и бластомилонитов узкой (до 0,5 км) дугообразной полосой, выгнутой на запад, сечет метаморфиты Тараташского выступа в меридиональном направлении. Она также погружается на восток. Тагаякско-Тахтинская зона бластомилонитов представлена вторым подкомплексом бельдишского комплекса и по строению и составу пород мало отличается от аналога в Бельдишско-Куватальской зоне. Структурно эта зона разделяет две крупные антиклинали в пределах Тараташского выступа — Куватальско-Лысогорскую и Тураташскую. Центральная часть Тагаякско-Тахтинской зоны расположена практически ортогонально к осям этих антиклиналей, а на концах косо срезает северо-западное крыло первой и юго-восточное крыло второй. Скорее всего, Тагаякско-Тахтинская зона имеет левосдвиговую компоненту, за счет которой ось Куватальско-Лысогорской антиклинали оказалась смещенной на 7,5 км на север относительно оси Тураташской антиклинали. По данным В.И. Ленных и В.И. Петрова [1974], в

пределах Тагаякско-Тахтинской зоны бластомилониты бывают смяты в складки второй фазы, наложенные на складки первой фазы. Простирающие шарниры складок 20–40°, так же ориентирована и метаморфическая линейность. Такие структуры в меридиональных зонах возникают в условиях левосторонней транспрессии. Кроме описанных выше двух крупных зон тектонитов, в пределах Тараташского блока присутствует серия маломощных и непротяженных зон милонитов, ориентированных преимущественно на запад-северо-запад (азимут 300°) [там же].

Александровская краевая зона тектонитов протягивается юго-восточнее Тараташского выступа в северо-северо-восточном направлении приблизительно на 30 км при ширине от 0,8 до 2,5 км, параллельно южному сегменту Бельдишско-Куватальской зоны. Как правило, все породы в Александровской зоне исследователи относят к единому александровскому метаморфическому комплексу [Пыстин, 1976]. Проведенные нами исследования и анализ литературных материалов показали, что в этот комплекс объединены породы, имеющие разный генезис и возраст. Все эти образования в разной степени тектонизированы и погружены в матрикс, состоящий из динамосланцев и бластомилонитов. Фрагмент разреза Александровской зоны вскрыт в стенках канала Изранда–Куса, который пересекает зону с запада на восток. Строение разреза весьма неоднородно и сильно изменяется в этом направлении. Выделяется несколько интервалов, имеющих принципиально разную структуру:

1) 0–100 м — практически моноклинально падающая на северо-восток (азимут падения 120–140°, угол 70°) «пачка» интенсивно рассланцованных гнейсов, отдельные участки которых разделены зонами сплошных динамосланцев и единичными телами (крупными будинами) амфиболитов (рис. 5, слева (1));

2) 100–170 м — сложнопостроенная «пачка», представляющая собой чередование небольших линзообразных тел, или «будин», гнейсов и амфиболитов, погруженных в метабазитовые динамосланцы;

3) 170–225 м — гнейсы и амфиболиты, в меньшей степени тектонизированные, в амфиболитах иногда сохраняется габбровая структура.

В середине второго интервала в динамосланцах присутствуют мезоструктурные элементы, идентифицируемые как SC-текстуры [Кирмасов, 2011]. Они представляют собой зоны изгиба сланцеватости (S-текстура), разделенные между собой зоной микроразрывных нарушений (C-система), и свидетельствуют о левостороннем сдвиге-надвиге субширотного простираения. Кроме того, в начале второго интервала рассланцованные гранито-гнейсы слагают асимметричную складку волочения (рис. 5, в центре (2)) с осевой поверхностью,



1 Рис. 5. Мезоструктуры Александровской зоны тектонитов (объяснения см. в тексте)

падающей на восток под углом 55°, и шарниром, падающим на северо-северо-восток под углом 50°, которая сформировалась в обстановке левостороннего взбросо-сдвига. Милониты иногда смяты в асимметричные кулисные складки волочения, связанные с взбросами, круто падающими на восток (рис. 5, справа (3)). На аналогичные по кинематике взбросовые микроструктурные элементы указывают и Ю.Л. Ронкин с коллегами [2012].

По данным В.И. Петрова с коллегами [Ленных, Петров, 1974], мощные зоны бластомилонитов расположены параллельно западному контакту Александровской зоны, а, кроме того, несколько

субпараллельных полос бластомилонитов общей мощностью 25–30 м косо секут кристаллические сланцы (азимут падения 30°, угол 70–75°).

Возраст милонитов. Относительный возраст милонитов определяется тем, что милонитизации подвержены метаморфиты архейско-раннепротерозойской тараташской серии, а их галька содержится в конгломератах нижнерифейской айской свиты, перекрывающей тараташскую серию со структурным несогласием. Вместе с тем соотношения бластомилонитов с мигматитами до последнего времени оставалось дискуссионным. Возраст мигматизации тараташской серии известен достаточно

Таблица

Измеренные изотопные характеристики цирконов из бластомилонитов бильдишского комплекса (проба № К-311)

Номер точки замера	²⁰⁶ Pb _c , %	U, ppm	Th, ppm	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*, ppm	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U, млн лет (1)		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb, млн лет (1)		D, %	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb* (1)	±%	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb* (1)		±%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U (1)		±%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U (1)		±%	Rho
						±1σ	±1σ	±%	±%				±%	±%								
9.1	2,60	137	33	0,25	32,8	1545	±20	1740	±94	13	3,677	1,5	0,1064	5,1	3,97	5,3	0,2708	1,5	0,279			
3.1	3,22	104	102	1,01	29,1	1749	±23	1943	±92	11	3,188	1,5	0,119	5,1	5,12	5,4	0,3117	1,5	0,285			
13.1	0,34	559	267	0,49	163	1878	±15	2010	±19	7	2,954	0,94	0,1237	1,1	5,768	1,4	0,3383	0,94	0,653			
8.2	0,00	541	25	0,05	175	2061	±15	2037	±16	-1	2,654	0,85	0,1256	0,88	6,525	1,2	0,3767	0,85	0,695			
15.1	0,00	96	88	0,94	31,2	2062	±26	2054	±34	0	2,653	1,5	0,1268	1,9	6,59	2,4	0,3769	1,5	0,607			
6.1	0,09	131	102	0,81	42,4	2061	±23	2057	±31	0	2,654	1,3	0,127	1,7	6,6	2,2	0,3768	1,3	0,609			
11.1	0,00	869	268	0,32	282	2064	±13	2058	±12	0	2,65	0,74	0,12706	0,66	6,61	1,0	0,3773	0,74	0,746			
16.1	0,00	100	95	0,98	32,5	2059	±30	2060	±34	0	2,657	1,7	0,1272	1,9	6,6	2,6	0,3764	1,7	0,660			
1.1	0,00	1717	52	0,03	557	2064	±11	2061,5	±7,6	0	2,65	0,62	0,12733	0,43	6,625	0,76	0,3774	0,62	0,823			
18.1	0,05	203	106	0,54	65,4	2053	±19	2063	±24	0	2,667	1,1	0,1274	1,3	6,59	1,7	0,375	1,1	0,623			
2.1	0,00	70	116	1,72	23	2090	±29	2067	±41	-1	2,611	1,6	0,1277	2,3	6,74	2,8	0,3829	1,6	0,568			
17.1	0,00	134	144	1,11	43,3	2052	±24	2069	±30	1	2,668	1,4	0,1279	1,7	6,61	2,2	0,3748	1,4	0,625			
8.1	0,00	114	123	1,11	37,1	2064	±23	2070	±30	0	2,65	1,3	0,128	1,7	6,66	2,1	0,3774	1,3	0,604			
5.2	0,00	85	87	1,06	28,4	2126	±43	2076	±62	-2	2,56	2,4	0,1284	3,5	6,92	4,2	0,3906	2,4	0,563			
4.1	0,01	1127	48	0,04	392	2193	±12	2182,9	±8,8	0	2,468	0,66	0,13648	0,5	7,626	0,83	0,4052	0,66	0,795			
14.1	0,12	219	31	0,15	80,4	2292	±19	2280	±25	-1	2,341	1	0,1443	1,4	8,5	1,8	0,4271	1	0,571			
5.1	0,01	1203	107	0,09	471	2420	±14	2424,3	±7,4	0	2,196	0,68	0,15707	0,44	9,864	0,81	0,4555	0,68	0,840			
7.1	0,08	2592	153	0,06	1140	2661	±14	2719,4	±8,3	2	1,957	0,63	0,18739	0,5	13,2	0,81	0,511	0,63	0,781			
10.1	0,18	624	704	1,17	292	2796	±20	2795,9	±9,6	0	1,84	0,88	0,1963	0,59	14,7	1,1	0,5431	0,88	0,833			
12.1	0,01	556	720	1,34	259	2789	±21	2797,9	±9	0	1,847	0,91	0,1966	0,55	14,67	1,1	0,5414	0,91	0,856			

Примечания: Pb_c — нерадиогенный свинец; Pb* — радиогенный свинец; (1) — скорректировано по ²⁰⁴Pb; D — дискордантность; Rho — коэффициент корреляции отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U–²⁰⁶Pb/²³⁸U.

хорошо и подтвержден многочисленными совпадающими датировками — 2050 ± 10 млн лет [Тевелев и др., 2015]. Изотопный возраст бластомилонитов изучен пока недостаточно. Единственная датировка в 1847 ± 4 млн лет (U-Pb SRIMP-II, по цирконам [Ронкин и др., 2012]) показывает, что милониты могут быть моложе примерно на 200 млн лет. Изучение цирконов из пробы № К-311 (милониты, керн скважины № 311) не подтвердило и не опровергло эти данные (таблица, рис. 6). Возраст по конкордии — 2061 ± 8 млн лет (U-Pb, SRIMP-II, по цирконам, Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) совпадает и с дискордантным возрастом (2057 ± 16 млн лет), и с возрастом мигматизации. При этом очевидно, что такие значения получены для краевых зон цирконов, а их ядра часто имеют архейский возраст. Поскольку проба отобрана из бластомилонитов без видимых участков лейкомы, полученные результаты можно интерпретировать следующим образом: эти бластомилониты образовались по мигматитам, которым и принадлежат изученные цирконы.

Анизотропия физических свойств бластомилонитов. Поскольку изучение мезоструктурных элементов зон тектонитов затруднено из-за плохой обнаженности, нами изучена анизотропия скоростных и магнитных свойств бластомилонитов, для чего отобраны ориентированные образцы (34 шт.) из керна скважин № 311, 319 и 323. Вертикальная ось ориентирована вниз по керну (по данным инклинометрии стволы скважин вертикальны), а направление на восток выбрано соответственно направлению падения полосчатости бластомилонитов, поскольку таково их общее падение, зафиксированное наземными наблюдениями и разрезами по серии скважин. Из образцов выпилены ориентированные кубики с длиной ребра 2 см (рис. 7, J).

Измерение скорости прохождения сейсмических волн выполнено в лаборатории волновых процессов геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова на акусто-полярископе. Прибор состоит из двух ультразвуковых датчиков. Один из них производит поляризованный ультразвуковой импульс, другой — его принимает. Фиксируется время прихода продольной и поперечной волн, по которому вычисляется их скорость. Измерения производились по трем направлениям, перпендикулярным граням кубика.

Измерение анизотропии магнитной восприимчивости проводилось на каппа-мосте «AGICO MKF1-A» в петромагнитной лаборатории геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Магнитную восприимчивость измеряли по трем направлениям, соответствующим эллипсоиду анизотропии. Программное обеспечение прибора создает файл с данными, по которым строятся диаграммы Йолинека [Jelinek, 1973].

Диаграммы Йолинека (рис. 7, 2–4) представляют данные измерения анизотропии магнитной восприимчивости. На стереограмму (*нижняя полу-сфера*) наносятся оси эллипсоидов анизотропии: K_1 — длинная ось, K_2 — средняя и K_3 — короткая ось эллипсоида. На графиках внизу построены зависимости степени анизотропии (P) от средней магнитной восприимчивости (Km), а также параметра, отражающего форму эллипсоида (T), от степени анизотропии. Параметры вычисляются по следующим формулам:

$$P = P_2 = K_1/K_3; Km = (K_1 + K_2 + K_3)/3,$$

$$T = (\ln L - \ln F) / (\ln L + \ln F),$$

где $L = P_1 = K_1/K_2$, $F = P_3 = K_2/K_3$.

В нашем случае (для образцов из скважин № 311, 319, 323) обычно $T > 0$, т.е. эллипс имеет сигарообразную форму (одноосный эллипсоид растяжения): $K_1 > K_2 \approx K_3$, а степень анизотропии (P) при этом невелика. Считается, что эллипсоид анизотропии магнитной восприимчивости подобен эллипсоиду напряжений, которые действовали на породу [Borradaile, Henry, 1997; Tarling, Hroudá, 1993]. Короткая ось эллипсоида анизотропии (K_3) соответствует оси максимального сжатия, а длинная (K_1) — оси максимального растяжения. Принимая это положение, мы можем интерпретировать диаграммы следующим образом.

Если включить в диаграмму все образцы (рис. 7, 2), разброс значений оказывается очень большим, чем объясняются широкие доверительные интервалы определения положения главных осей эллипсоида на стереограмме. Исключение составляет короткая ось эллипсоида (K_3), интерпретируемая как ось сжатия, которая определяется достаточно уверенно. Она погружается на юг под углом $\sim 40^\circ$.

Построение стереограммы отдельно для образцов из скважины № 311 (рис. 7, 3) позволило существенно уменьшить доверительные интервалы. Короткая ось эллипсоида (K_3) — ось сжимающего напряжения — под углом $\sim 40^\circ$ погружается на юг, а длинная ось (K_1) — ось растягивающего напряжения — имеет падение на север под углом $50-55^\circ$.

На стереограмме для образцов из скважин 323 и 319 (рис. 7, 4), которые расположены на 650 м восточнее скважины 311, сжатие также действует вдоль меридиана, ось сжатия тоже погружается на юг под углом 55° . Плоскости же среднего и растягивающего напряжения слегка повернуты относительно тех же осей для скважины 311. Ось максимального растяжения, соответствующая длинной оси эллипсоида (K_1), падает на северо-восток под углом $\sim 30^\circ$, а средняя ось под таким же углом — на северо-запад.

Изучение анизотропии скорости прохождения сейсмических волн отличалось тем, что значения

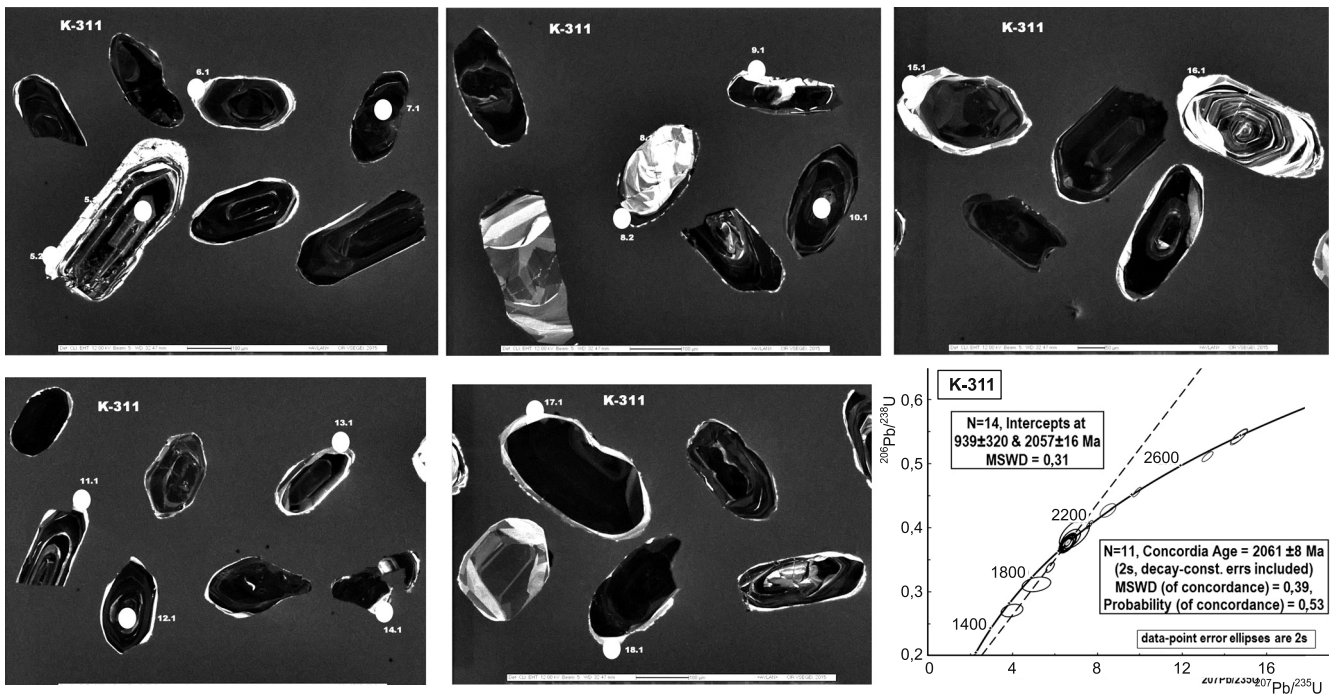


Рис. 6. Катодолуминесцентные фото цирконов из бластомилонитов (проба № К-311) и диаграмма с конкордией и дискордией для цирконов из бластомилонитов

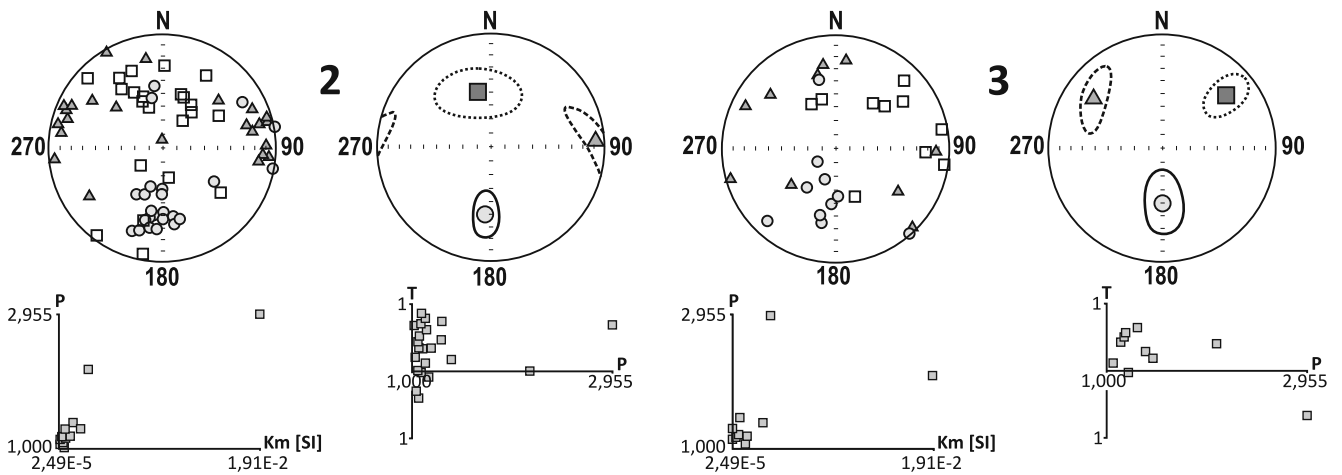
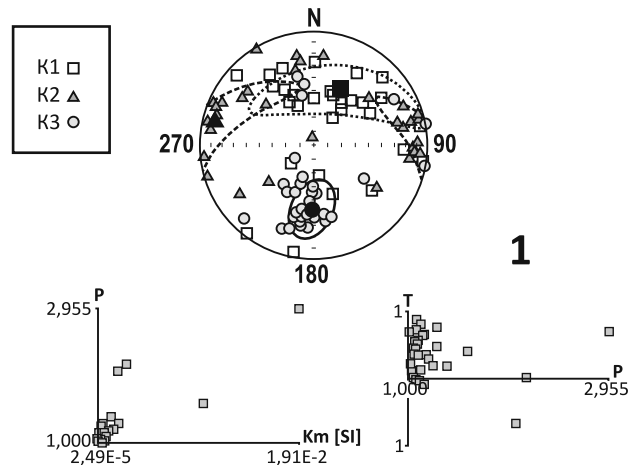
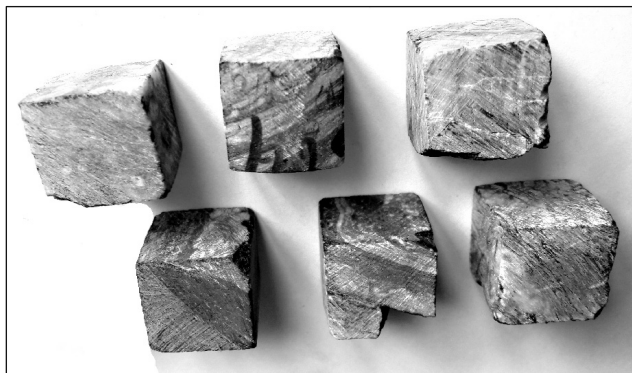


Рис. 7. Фото кубиков для изучения анизотропии магнитной восприимчивости и скорости сейсмических волн, диаграммы Йолинека для бластомилонитов и средние значения для них с доверительными эллипсами: 1 — для всех образцов, 2 — для образцов из скважины № 311, 3 — для образцов из скважин № 319 и 323

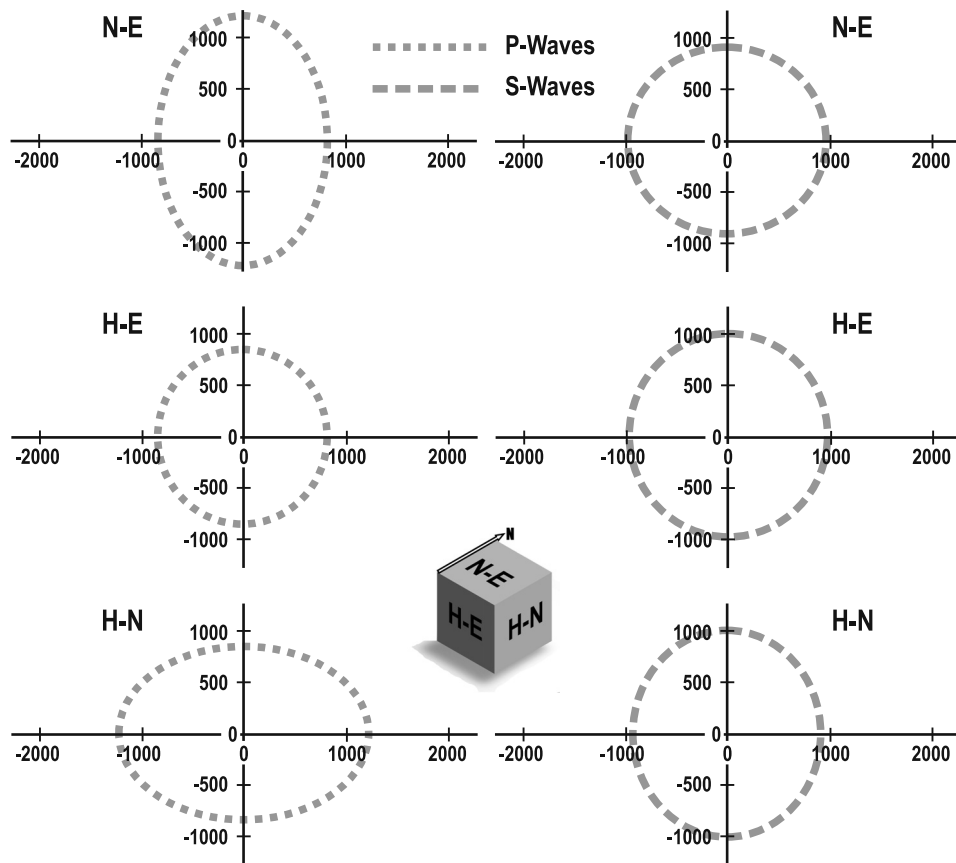


Рис. 8. Проекция эллипсоидов анизотропии скорости продольных и поперечных волн на ортогональные плоскости: N–E — горизонтальная, H–E — вертикальная широтная, H–N — вертикальная меридиональная; P-Waves — продольные волны, S-Waves — поперечные волны

скорости измеряли только относительно граней кубика, поэтому полученный эллипсоид может быть несколько искажен относительно истинного, оси которого могут быть расположены под острым углом к граням кубика, тем не менее основные закономерности определяются и в этом случае. Считается, что максимальные значения скорости продольных волн (длинная ось эллипсоида) соответствуют направлению главной оси сжатия, а минимальное (короткая ось эллипсоида) — направлению оси растяжения. Интерпретация анизотропии скорости поперечных волн обратная — максимальной скорости соответствует направление оси сжатия, а минимальной — оси растяжения.

На рис. 8 изображены проекции средних эллипсоидов анизотропии скорости продольных (P) и поперечных (S) волн, рассчитанные для всех образцов. Для удобства изображения показаны не сами значения скорости, а их превышения над условным уровнем. Продольные волны имеют максимальную скорость в меридиональном направлении, что хорошо видно на двух сечениях — на горизонтальном (N–E) и меридиональном вертикальном (H–N). Значения скорости продольных волн в широтном и вертикальном направлениях (сечение H–E) примерно одинаковы. Таким образом, распределение скорости продольных сейсмических волн можно аппроксимировать сигарообразным (одноосным) эллипсоидом, длинная

ось которого, указывающая направление сжатия, ориентирована меридионально.

Анизотропия скорости поперечных волн (S) проявлена незначительно. Тем не менее распределение их скорости подтверждает выявленную закономерность — максимальная по вертикали и минимальная по меридиану.

Кинематическая модель эволюции Тараташского индентора. Идея о том, что Тараташский блок представляет собой индентор, пережимающий все основные зоны Уральской складчатой системы, довольно очевидна и неоднократно описана. Известно, что Главный Уральский надвиг на отрезке, расположенном севернее Тараташского блока, имеет левостороннюю компоненту, а южнее его — правостороннюю [Пучков, 2010]. Кинематическая эволюция Тараташского блока во многом связана с тем, что он расположен в крупной широтной зоне, разделяющей главные структурные элементы Среднего и Южного Урала — Тагильскую и Магнитогорскую палеоостровные дуги. В современной структуре Урала эта широтная зона фиксируется по градиенту гравитационного поля. В пределах Восточно-Уральского поднятия в ней расположен крупный Челябинский плутон.

Вместе с тем кинематика зон тектонитов и разрывов, ограничивающих Тараташский блок, разработана еще недостаточно. Имеющиеся данные позволяют считать, что движения по разрывам

происходили неоднократно. Например, отметим, что зоны бластомилонитов и филлонитов установлены и в породах нижнерифейской саткинской свиты. По мнению В.И. Петрова, формирование зон зеленосланцевого рассланцевания происходило при кинематике смещения, обратной той, при которой формировались зоны бластомилонитов первой фазы. Основанием для такого вывода послужило обнаружение в бластомилонитах первой фазы реликтов мезоструктур сбросового характера, т.е. структур растяжения, а не сжатия.

Таким образом, разные исследователи в пределах зон тектонитов обнаруживают мезоструктурные и микроструктурные элементы преимущественно сбросового или взбросового характера, а сдвиговые структуры редки. Кроме того, наши данные изучения анизотропии физических свойств бластомилонитов показывают отсутствие признаков широтного сжатия, т.е. в милонитах первой фазы бельдишского комплекса нет существенных признаков сдвиговых дислокаций. Это означает, что они вряд ли могли сформироваться при движении индентора с запада на восток (здесь и далее — в современных координатах).

В соответствии с имеющимися данными можно предположить, что первая фаза бельдишского комплекса сформировалась в середине рифея в условиях растяжения при эксгумации Тараташского блока. Скорее всего, Бельдишко-Куватальская зона в это время имела более или менее прямолинейную форму и представляла собой пологий сброс с выраженной левосдвиговой компонентой. В пользу такого предположения свидетельствует и то, что в структуре среднерифейских комплексов, расположенных северо-восточнее (хр. Курма) и юго-восточнее (хр. Бол. Таганай) Тараташского блока, картируются практически одинаковые присдвиговые левокулисные складки (рис. 2). Если бы эти складки образовались за счет движения индентора, то на хр. Бол. Таганай они должны были бы быть правокулисными. Кроме того, на хр. Курма кварциты таганайской свиты среднего рифея смяты в мелкие изоклинные складки волочения, связанные с пологим сбросом (рис. 9), т.е. со структурой растяжения. Таким образом, структуры субширотного и северо-восточного растяжения фиксируются в восточном обрамлении метаморфитов Тараташского блока и на микроуровне, и на мезоуровне, и в анизотропии физических свойств бластомилонитов. Из этого следует, что образование фронтальной зоны бластомилонитов, скорее всего, соответствовало времени эксгумации и всплывания Тараташского блока из-под расплывающейся покрывки.

Возраст эксгумации исследователи трактуют по-разному. По данным В.И. Ленных и В.И. Петрова [1974], зоны бластомилонитов возникли 1200–1100 млн лет назад (л. н.) в условиях эпидотамфиболитовой фации метморфизма. По пред-



Рис. 9. Фото опрокинутых складок юго-западной вергентности, хр. Курма (кварциты таганайской свиты среднего рифея)

ставлениям С. Синдерна с коллегами [Синдерн и др., 2006], возраст зон милонитов оценивается в 1200–1350 млн лет. По мнению Ю.Л. Ронкина с коллегами [2012], эксгумация произошла около 300 млн лет, а зоны бластомилонитов сформировались около 1800 млн лет. Все эти представления основаны на изучении P – T характеристик минеральных парагенезов и изотопного возраста метаморфитов, однако они не всегда соответствуют данным о структурной эволюции. Вероятнее всего, время эксгумации совпадает со временем средне-рифейского рифтинга.

Примерно 315 млн л. н., на границе башкирского и московского веков, началась орогенная история Урала. Вероятно, с этого времени Тараташский блок существовал уже только в обстановке субширотного сжатия. Важно, что и с востока, и с запада он ограничен надвигами, имеющими восточное падение, причем Каратауский, Ушатский и Миасский надвиги более пологие, чем Бельдишко-Куватальская зона, т.е. в разрезе Тараташский блок имеет форму клина, погружающегося на восток. Бельдишко-Куватальская зона тектонитов, первоначально маркировавшая более или менее прямолинейный пологий сброс, была деформирована (изогнута) и превратилась в зону надвига, расположенного во фронтальной части Тараташского индентора. По отношению к ней Тагаякско-Тахтинская зона представляется тыловой, компенсирующей напряжение сжатия. На этом этапе разрывы в деформируемых индентором комплексах, параллельных южному сегменту Бельдишко-Куватальской зоны, должны были иметь правосдвиговую кинематику, а в параллельных северному сегменту — левосдвиговую. Мезоструктуры, указывающие на левосдвиговую кинематику, отчетливо выражены в зоне Мерзелинского разрыва в береговых обрывах р. Уфа в дер. Уфимка. Здесь девонские тонкослоистые известняки смяты в мелкие наклонные и опрокинутые складки волочения западной вергентности (рис. 10), по которым Мерзелинский разрыв опознается как левый сдвиг-надвиг. Мезоструктуры



Рис. 10. Фото опрокинутых складок северо-западной вергентности в зоне Мерзелинского правого сдвига-надвига (девонские известняки)

правосдвиговой кинематики описаны в Александровской зоне [Хотылев, 2014].

Благодарности. Авторы искренне благодарны, ведущему специалисту рудника ГОП ОАО «ММК» А.Б. Власову за помощь в организации изучения

керна поисковых скважин, Р.В. Веселовскому за помощь в измерении анизотропии магнитной восприимчивости и интерпретации результатов, А.Н. Ошкину за помощь в измерении скорости прохождения сейсмических волн.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРА

Кирмасов А.Б. Основы структурного анализа. М.: Научный мир, 2011. 368 с.

Ленных В.И., Петров В.И. Гранулитовый метаморфизм и этапы диафтореза пород тараташского комплекса // Тез. докл. Третьего Уральского петрографического совещания. Т. 1. Свердловск, 1974. С. 49–52.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Пыстин А.М. Александровский гнейсово-мигматитовый комплекс // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН, 1976. С. 3–32.

Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Лепихина О.П. Изотопная геология древнейших образований Южного Урала // Литосфера. 2012. № 5. С. 50–76.

Синдерн С., Ронкин Ю.Л., Хетцель Р. и др. Тараташский и александровский метаморфические комплексы (Южный Урал): Т-*t* ограничения // Ежегодник–2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 322–330.

Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Тевелев Арк.В. и др. Новые данные об изотопном возрасте тараташского и александровского метаморфических комплексов (Южный Урал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 1. С. 27–42.

Хотылев А.О. Строение, состав и история развития раннепротерозойского александровского комплекса (Южный Урал) // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения: Мат-лы XLVI Тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 2014. С. 276–280.

Borradaile G.J., Henry B. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy // Earth Sc. Rev. 1997. Vol. 42. P. 49–93.

Jelinek V. Precision AC Bridge set for measuring magnetic susceptibility of rocks and its anisotropy // Studia Geoph. et Geod. 1973. Vol. 17. 36 p.

Tarling D.H., Hrouda F. The magnetic anisotropy of rocks. N.Y.: Chapman and Hall, 1993. 217 p.

Поступила в редакцию
01.04.2016