

Б.Г. ГОЛИОНКО, О.А. АРТЕМОВА

МЕЗОСТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЭБЕТИНСКОЙ АНТИФОРМЫ (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)

Приведены данные о геологическом строении и эволюции мезоструктурных комплексов юго-восточной части Эбетинской антиформы. Установлен многоэтапный характер деформаций и метаморфизма мамытского метаморфического комплекса и его обрамления. Ранние этапы деформаций мамытского и метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фации комплекса связаны с его внутренней эволюцией. В обрамлении комплекса установлены три этапа деформаций. Первый, связанный с образованием колчановидных и изоклинальных складок, происходил до становления структуры района и, возможно, имеет позднедокембрийский возраст. Второй, маркируемый образованием асимметричных складок западной вергентности, отвечает палеозойскому этапу выведения мамытского комплекса, обдукции офиолитов и формирования чешуйчато-надвиговой структуры района. Третий, наиболее поздний – этап сдвиговых движений, фиксируемый как в мамытском метаморфическом комплексе, так и в его обрамлении, приведший к образованию поздних сдвиговых складок с крутопадающими шарнирами, усложнивших ранее сформированную структуру.

Ключевые слова: метаморфизм; амфиболиты; офиолиты; мезоструктуры; складки; этап деформации; Эбетинская антиформа.

Изучение структурной эволюции метаморфических комплексов, слагающих подошву офиолитовых аллохтонов Южного Урала и их обрамления важно для лучшего понимания истории становления структуры района и связи между деформационными и метаморфическими процессами. Применение анализа складчатых мезоструктур, т. е. структур развитых в пределах обнажения, не получило достаточно широкого применения на Урале. Есть только несколько работ, описывающих структурную эволюцию Башкирского антиклинория и зоны Уралтау [5, 10, 11]. Данная статья, посвященная строению одного из районов казахстанской части Южного Урала, призвана в какой-то мере восполнить этот пробел.

Краткий очерк геологического строения изучаемого района

Эбетинская антиформа, расположенная в пределах Орь-Илекского поднятия, является южным продолжением антиклинория Урал-Тау. Структура состоит из нескольких тектонических пластин, залегающих одна на другой, сложенных позднедокембрийскими и палеозойскими комплексами, прилегающих с востока к Кемпирсайскому офиолитовому массиву [8]. Вдоль его восточного контакта, на западном крыле антиформы, развиты метаморфические комплексы, сложенные преимущественно амфиболитами динамотермального происхождения, связанного с движениями офиолитового аллохтона [7]. На юго-восточном крыле Эбетинской антиформы сходные образования представлены мамытским метаморфическим комплексом. Породы комплекса слагают тектонические пластины, зажатые среди ультраосновных пород Мамыт-

ского гипербазитового массива (рис. 1), являющегося северным продолжением юго-восточной части Кемпирсайского офиолитового аллохтона, отделенным от последнего серией разломов субмеридионального простираения [6, 9].

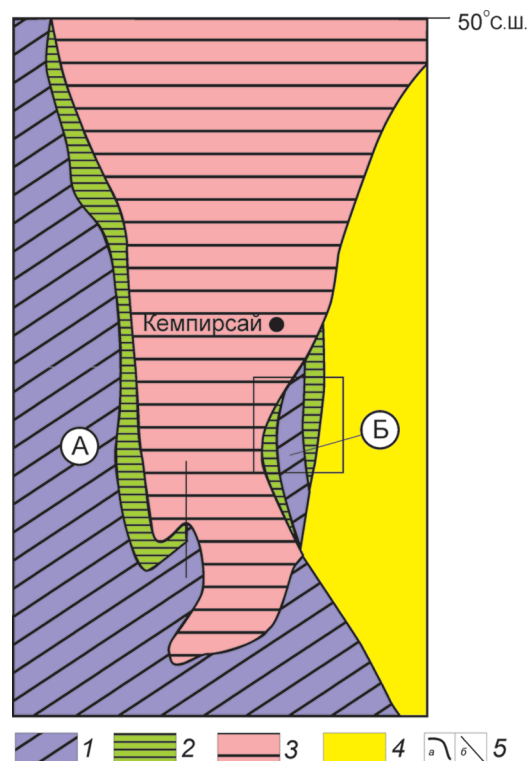


Рис. 1. Схема тектонического строения южной части Эбетинской антиформы [7], с изменениями: 1 – гипербазиты: А – Кемпирсайского, Б – Мамытского массивов; 2 – амфиболиты; 3 – верхнедокембрийско-палеозойские образования Эбетинской антиформы; 4 – чехол мезокайнозойских отложений; 5 – тектонические контакты: а – основные, б – второстепенные

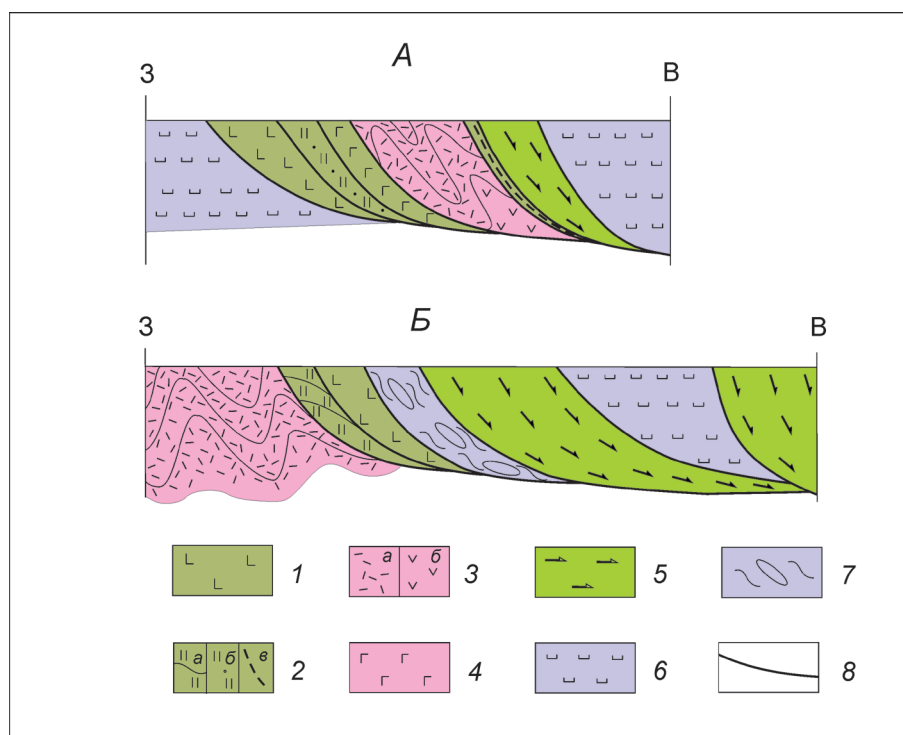


Рис. 2. Структурные профили по долинам рек Супельсай и Мамыт: 1–2 – образования раннепалеозойского возраста, 1 – метавулканыты, 2 – кремнистые породы: *а* – черные кремни, *б* – метаморфизованные кремни (микрокварциты), *в* – кремнисто-графитовые сланцы; 3 – породы эбетинской свиты (Pt₃?): *а* – метариолиты, *б* – метабазиты; 4 – габброиды; 5 – амфиболиты, 6 – гипербазиты, 7 – зона меланжа, 8 – надвиги

Мезоструктурные парагенезы мамытского комплекса и его обрамления и их эволюция изучались в верховьях р. Мамыт и в долине левого притока — руч. Супельсай. Здесь породы мамытского комплекса слагают пакеты тектонических пластин преимущественно западной вергентности.

В долине руч. Супельсай на серпентиниты мамытского массива надвинуты метабазиты, предположительно раннепалеозойского возраста, тектонически перекрытые метакремнями, превращёнными в микрокварциты (рис. 2). Структурно выше последних, по-видимому, с тектоническим контактом залегают сильно дислоцированные габброиды, возможно относящиеся к дайковому комплексу. С востока на них надвинуты метавулканыты кислого и реже среднего—основного состава, эбетинской свиты, относимой к позднему протерозою [4], превращённые в ходе метаморфизма в хлорит-серицит-кварцевые, серицит-кварц-хлоритовые и серицит-хлорит-биотит-кварцевые сланцы. Вблизи надвигового контакта с породами мамытского комплекса степень метаморфизма метавулканытов возрастает до эпидот-амфиболитовой фации, в составе пород появляется гранат и сине-зелёная роговая обманка. Породы метаморфического комплекса представлены в основном гранатовыми амфиболитами, в породах локально проявлены процессы мигматизации. С востока на пластину амфи-

болитов надвинуты серпентиниты мамытского массива. В зоне катаклаза и милонитизации мощностью около 10 м, маркирующей тектонический контакт, развиты сильно дислоцированные кремнисто-графитовые сланцы.

Долина р. Мамыт характеризуется несколько иным геологическим строением. Здесь породы одноименного метаморфического комплекса слагают две тектонические пластины — восточную и западную, разделенные серпентинизированными породами полосчатого комплекса мамытского массива ультрабазитов. С метаморфитами тектонически совмещены пластины метавулканытов эбетинской свиты, относимой к позднему докембрию, а также относительно слабометаморфизованных метабазитов и чёрных кремней, предположительно раннепалеозойского возраста. Эти метабазиты и кремни петрографически сходны с образованиями соответственно дергайшской и сакмарской свит силурийского возраста, развитыми на южном обрамлении зоны Уралтау и в Сакмарской зоне Южного Урала. В центральной части Эбетинской антиформы, в бассейне р. Эбета, в подобных породах были обнаружены конодонты палеозойского возраста [3]. Кроме того, метаморфические породы комплекса слагают несколько более мелких пластин, приуроченных к контактам массива.

В целом строение обнаженного вдоль р. Мамыт участка представляется следующим образом (рис. 2). Западная часть участка сложена вулканогенно-осадочными породами кислого состава, метаморфизованными в условиях высокотемпературной субфации зеленосланцевой фации, которые здесь относятся к эбетинской свите. Породы, представленные серицит-хлорит-биотитовыми сланцами, смяты в асимметричные складки западной вергентности. На метавулканыты надвинуты слабометаморфизованные чёрные кремни. Эти породы срезают складчатые структуры, развитые в эбетинской свите и отличаются по элементам залегания от нижележащих метавулканидов (азимут падения северо-восток 45° , угол 10° для кремней и юго-восток 105° , угол 40° для метавулканидов), что позволяет предположить, что перед началом надвигания кремней породы эбетинской свиты были дислоцированы. На кремни надвинуты зеленокаменно-изменённые вулканыты основного состава. На эти породы в свою очередь надвинуты образования серпентинитового меланжа, сложенные блоками гипербазитов, кремней и метавулканидов, погруженных в серпентинитовый матрикс. С востока на образования серпентинитового меланжа надвинуты породы западной пластины мамытского метаморфического комплекса, сложенной мигматизированными амфиболитами с гранатом, габбро-амфиболитами, реже гранатовыми амфиболитами. Пластина, образованная серпентинизированными породами полосчатого комплекса Мамытского гипербазитового массива, отделяет эти метаморфиты от пород восточной зоны мамытского метаморфического комплекса, сложенной преимущественно гранатовыми амфиболитами, здесь отмечены реликты диафторированных эклогитов [1, 2, 6].

По нашим данным, на мамытском и супельсайском участках в амфиболитах комплекса наиболее ранние реликтовые минеральные парагенезисы соответствуют границе амфиболитовой и гранулитовой фаций и представлены гранатом, клинопироксеном, высокотемпературной бурой роговой обманкой и основным плагиоклазом (An_{60}). Соотношение этих парагенезисов с реликтами пород эклогитовой фации [1, 2, 6] не ясно, поскольку в ходе наших работ эклогиты встречены не были. Более поздние ассоциации зелёной роговой обманки и среднего плагиоклаза (An_{35}) отвечают амфиболитовой фации. Жилы мигматитов также образовывались в условиях амфиболитовой фации. На супельсайском участке вышеупомянутые парагенезисы являются реликтовыми. Зелёная роговая обманка здесь часто замещена сине-зелёной разновидностью, что отвечает переходу к эпидот-амфиболитовой фации. На мамытском участке ассоциации эпидот-амфиболитовой фации пользуются меньшим распространением.

Данные структурного анализа

Пликативные дислокации наблюдались в основном в толще метавулканидов, обрамляющих мамытские амфиболиты. В амфиболитах мамытского комплекса складчатые структуры развиты спорадически, что, по-видимому, связано с массивными текстурами последних. Наиболее ранними из них являются мелкие, сжатые, асимметричные птигматитовые складки, образованные деформированными жилами мигматитов в амфиболитах. Осевые поверхности таких складок субпараллельны кристаллизационной сланцеватости пород. Это типичные пассивные складки ламинарного течения. Несколько более поздними являются пологие плавные волнообразные изгибы сланцеватости, при которых локально, при сохранении общего падения в восточных румбах наблюдаются переходы от юго-восточных и восточных залеганий к северо-восточным и северо-западным. Значительно чаще в амфиболитах наблюдались структуры будинажа, причем длинные оси будин субпараллельны основным складчатым структурам исследуемого района.

Среди метавулканидов, обрамляющих мамытский комплекс, также отмечены складчатые структуры нескольких генераций. К первой, наблюдаемой лишь в метавулканидах эбетинской свиты, принадлежат замкнутые в плане складки, относящиеся к типу колчановидных, наблюдавшиеся в толще метариолитов в русле р. Супельсай. Очевидно, что складки претерпели последующие деформации, в результате чего они часто имеют изогнутую в плане форму (рис. 3). Длинные оси этих складок ориентированы параллельно общему падению пород. Иногда складки данного типа наблюдались на крыльях складок следующей генерации. К этой генерации относятся наблюдаемые здесь, а также на мамытском участке пакеты ранних, сжатых изоклинальных складок, деформированных в более поздние асимметричные складчатые структуры. Не исключено, что колчановидные и изоклинальные складки являются одними и теми же структурами, наблюдаемыми в разных сечениях. На диаграммах отчетливо видно, что шарниры складок первой генерации рассеиваются по дуге большого круга, близкой к той, по которой рассеиваются полюса сланцеватости в складках второй генерации (рис. 4). Последнее также свидетельствует, что складки первой генерации были деформированы в ходе образования складок второй генерации.

Складки второй генерации наиболее широко представлены на исследуемой территории и доминируют в её структуре. В деформациях этого этапа участвуют все комплексы в районе работ. Отмечены асимметричные и реже изоклинальные складки. Наблюдаются как микроскладки 2-й генерации, так и складки с размахом крыльев в несколько



Рис. 3. Колчановидная складка в метариолитах эбетинской свиты р. Супельсай

десятков метров (рис. 5). Данные структуры являются подобными и, как пликативные дислокации первой генерации, относятся к складкам ламинарного течения. В долине Супельсай преобладают юго-восточные падения и соответственно северо-западная вергентность изучаемых толщ. Падения на крыльях меняются в среднем от 30 до 60°, редко достигая 80—85°. Угол между крыльями варьирует от 80 до 30°, сжатые складки преобладают. Характерна ундуляция шарниров асимметричных складок, при этом падение шарниров в большинстве случаев меняется от юго-западных до северо-восточных румбов. Углы падения — от 5 до 25—30° (рис. 6). Падение осевых плоскостей складок совпадают с общим падением сланцеватости. Характерна как *b*-линейность, параллельная шарнирам складок этой генерации, так и *a*-линейность. Последняя, перпендикулярная шарнирам этих складок, образована уплощенными кристаллами сине-зелёной роговой обманки и развита в зоне, прилегающей к контакту с амфиболитами. Иногда среди обломков мелких складочек наблюдаются асимметричные складки конического типа, пока неясно, насколько они распространены в пределах района. К этой генерации, по-видимому, относятся лежащие изоклинальные приразломные пликативные структуры, развитые вдоль тектонического контакта с гипербазитами мамытского массива и структуры будинажа в амфиболитах, в которых ориентировка длинных осей будин близка к ориентировке шарниров складок второй генерации.

В долине р. Мамыт складки менее сжатые. При сохранении общей вергентности в западных рум-

бах элементы залегания на крыльях характеризуются пологими (15—35°) падениями на юго-восток и крутыми (50—80°) падениями на северо-запад. В ядерных частях таких складок наблюдаются деформированные ранние изоклинальные складчатые структуры.

В осадочных и вулканогенных комплексах пакеты складок второй генерации деформируются и образуют складки третьей генерации с крутопадающими шарнирами (60—80°), представленные как

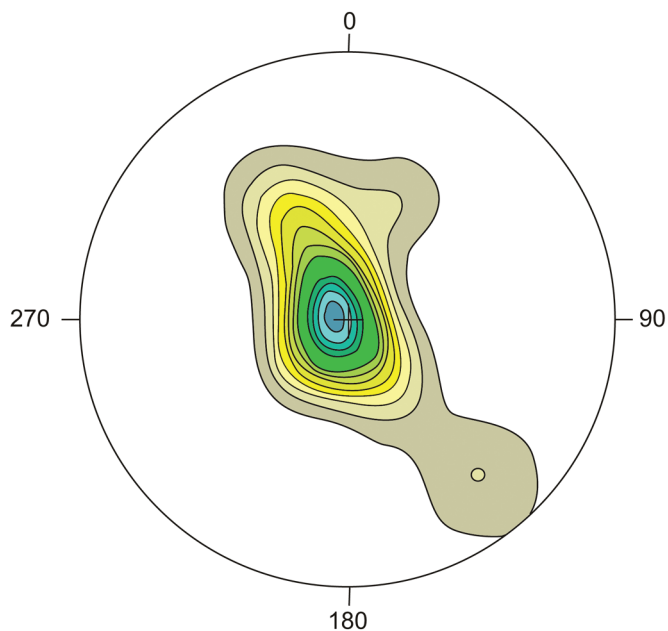


Рис. 4. Стереодиаграмма ориентировок шарниров ранних колчановидных и изоклинальных складок; равноугольная проекция, верхняя полусфера



Рис 5. Асимметричная складка в породах эбетинской свиты

открытыми, так и сжатыми формами. Гораздо реже складки 3-й генерации встречаются в амфиболитах мамытского комплекса. Размах крыльев данных структур варьирует от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. Это типичные сдвиговые складки, среди которых встречены пликативные дислокации как с правым, так и с левым рисунком. Однако среди крупных складок, выраженных в масштабе обнажения, встречены лишь

структуры с правым рисунком, что позволяет предположить, что мелкие складки с левым рисунком лишь осложняют крылья крупных складок. Падения на крыльях сдвиговых складок меняются от юго-восточных к юго-западным, и от северо-западных до северо-восточных. По-видимому, в пределах изучаемого района присутствуют и более крупные складки этого типа. Вероятно, именно с ними связано наблюдаемое изменение падений на крыльях более ранних складок 2-й генерации соответственно от юго-восточных до южных и юго-западных и от северо-западных до северо-восточных.

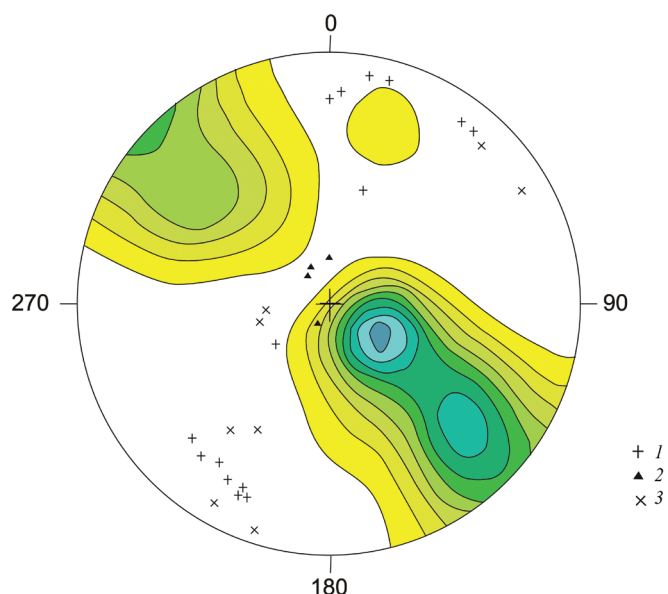


Рис. 6. Стереогрaмма полюсов слоистости и шарниров складок второй генерации на мамытском и супельсайском участках; равноугольная проекция верхняя полусфера, изолинии — полюса сланцеватости: 1 — шарниры асимметричных складок второй генерации, 2 — шарниры поздних сдвиговых складок, 3 — линейность, параллельная шарнирам асимметричных складок второй генерации

Обсуждение результатов

Обобщая вышесказанное, можно предложить следующую схему структурной эволюции мамытского комплекса и его обрамления. Птигматитовые складки в мигматитах маркируют деформации, связанные с этапом метаморфизма амфиболитовой фации. Этому этапу отвечают, по-видимому, пологоволнистые изгибы сланцеватости в амфиболитах. Данные деформации и этапы метаморфизма отражают внутреннюю автономную эволюцию амфиболитов мамытского комплекса. Возраст этапа внутренних деформаций и ранних этапов метаморфизма мамытского комплекса, неясен, как и временные соотношения с ранним этапом деформаций обрамления данного комплекса. Представляется, что ранние колчановидные и деформированные изоклинальные складки в метавулканитах эбетинской свиты сформировались до становления структуры района. Отсутствие достоверных радиогеохронологических данных о возрасте метавулка-

нитов эбетинской свиты затрудняет датирование раннего этапа складкообразования. Если верен принятый сейчас позднедокембрийский возраст свиты, то, по аналогии с центральной частью Эбетинской антиформы [8], ранний этап деформации имеет вендский возраст. В последующих этапах деформаций участвуют все комплексы, слагающие изучаемый район, включая палеозойские. Соответственно эти этапы относятся к палеозойской деформационной истории региона. Формирование асимметричных складок преимущественно западной vergentности и будинаж амфиболитов отвечает этапу выведения мамытского комплекса, обдукции офиолитов и формирования чешуйчато-надвиговой структуры района. Поскольку парагенезисы эпидот-амфиболитовой фации наблюдаются не только в амфиболитах мамытского комплекса, но и в граничащих с ними породах эбетинской свиты, а также тот факт, что сине-зелёная роговая обманка формирует линейность, перпендикуляр-

ную шарнирам складок второй генерации, логично связать метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации с вышеописанным этапом структурной эволюции района. На супельсайском участке, где амфиболиты непосредственно граничат с породами эбетинской свиты, в зоне, прилегающей к тектоническому контакту, наблюдается резкий переход от пород метаморфизованных в зеленосланцевой фации к породам, претерпевшим метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации. В долине р. Мамыт, где амфиболиты отделены от метавулканитов зонной серпентинитового меланжа, служившего своеобразным экраном, подобного резкого перехода не отмечено. Наиболее поздним, фиксируемым по пликативным дислокациям, является этап сдвиговых движений, приведший к образованию поздних сдвиговых складок с крутопадающими шарнирами усложнившим ранее сформированную структуру.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-05-00052.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бекмухаметова З.А. Природа и степень проявления локального метаморфизма ультрабазитов и метаморфогенного оруденения в Кемпирсайском и Мамытском массивах Мугоджар и геодинамика их становления. Ст. II // Известия Национальной академии наук Республики Казахстан. Сер. Геол. 2007. № 6. С. 4–18.
2. Бирюков В.М. Высокобарические комплексы подвижных поясов. М.: Наука, 1988. 207 с.
3. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд. лет) и строения Урала. Автореферат дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1998. 252 с.
4. Институт Геологических наук им. К.И. Сатпаева — 2003–2005 гг. Результаты исследований // Известия Национальной академии наук Республики Казахстан. Сер. Геол. 2006. № 1. С. 5–19.
5. Миллер Ю.В. Максютковский комплекс Южного Урала // Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л., 1977. С. 104–114.
6. Панеях Н.А., Соболев С.Ф., Петрова Т.Л., Меламедов С.В. Природа амфиболитов Кемпирсайского и Мамытского массивов. // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1983. № 2. С. 25–37.
7. Савельева Г.Н., Дегтярев К.Е., Борисенко Д.В. Офиолиты Южного Урала: реликты единой океанической структуры? // Очерки по региональной тектонике Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 154–178.
8. Самыгин С.Г., Милеев В.С., Голионко Б.Г. Зона Уралтау: геодинамическая природа и структурная эволюция // Очерки по региональной тектонике Т. 1. Южный Урал М.: Наука, 2005. С. 9–35.
9. Херасков Н.П. Тектоника и формации. М. Наука, 1967. 404 с.
10. Brown D., Alvarez-Marron J., Perez-Estaun A., Gorozhanina Ye., Baryshev V., Puchkov V. Geometric and kinematic evolution of the foreland thrust and fold belt in the Southern Urals // Tectonics. 1997. V. 16. P. 551–562.
11. Hetzel R., Echtler H., Seifert W. Subduction — and exhumation-related fabrics in the Paleozoic high pressure/low temperature Maksyutov complex, Antingan area, Southern Urals, Russia // GSA Bull. 1998. V. 110. P. 916–930.

ФГБУН Геологический институт РАН
(19017, г. Москва, Пыжевский пер., 7;
e-mail: golbor62@yandex.ru;
kb.artemova@gmail.com)