

Складчатые структуры юго-восточной и западной вергентности максютовского метаморфического комплекса Южного Урала*

Б. Г. Голионко, А. В. Рязанцев

Геологический институт Российской академии наук,
Российская Федерация, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

Для цитирования: Голионко Б. Г., Рязанцев А. В. (2020). Складчатые структуры юго-восточной и западной вергентности максютовского метаморфического комплекса Южного Урала. *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*, 65 (3), 506–527.

<https://doi.org/10.21638/spbu07.2020.306>

Рассмотрена структурная эволюция южной части зоны распространения максютовского метаморфического комплекса на Южном Урале. Выделены несколько этапов деформации. Первый этап деформации связан с образованием складок F_1 , к которым относятся складчатые структуры юго-западной вергентности и колчановидные складки. Второй этап выразился в формировании складок юго-восточной вергентности F_2 , наиболее распространенных в области развития максютовского метаморфического комплекса. Альтернативная модель предполагает формирование колчановидных складок как основных структур максютовского метаморфического комплекса, фронтальные части которых были представлены складками юго-западной вергентности, а крылья основных колчановидных структур — складками юго-восточной вергентности. Образование этих структур происходило в условиях тектонических движений, происходивших в направлении с северо-востока на юго-запад. Выбор между двумя моделями требует дополнительных исследований. Ранние этапы деформационной истории комплекса связаны с эксгумацией его образований из зоны субдукции Магнитогорской дуги, а также маркируют процесс смятия ранее эксгумированных образований в ходе косой коллизии дуги с окраиной палеоконтинента Балтика. Следующий этап выразился в формировании складок западной вергентности F_3 . Ассоциация этих структур с надвигами идентичными по ориентировке с разрывными нарушениями того же типа, развитыми в зоне Главного Уральского разлома, однозначно указывает на связь образования всех структур данного этапа деформации с движениями в этой зоне в ходе позднепалеозойской коллизии, завершившей геодинамическую эволюцию Уральского палеоокеана. Постколлизийные сдвиговые движения, маркированные складками F_4 с крутопадающими шарнирами, завершили главный этап структурной эволюции региона.

Ключевые слова: зона Уралтау, структурная эволюция, этап деформации, асимметричные складки, колчановидные складки, шарнир, линейность, максютовский метаморфический комплекс, вергентность.

* Работа проведена в соответствии с госзаданием по теме 0135-2016-0009 и при поддержке РФФИ (грант № 20-05-00308).

© Санкт-Петербургский государственный университет, 2020

1. Введение

В формировании современных представлений о строении и геологической истории метаморфических комплексов существенную роль играет изучение складчатых деформаций. Познание структурной эволюции метаморфических комплексов Южного Урала — важная задача, позволяющая уточнить геодинамическую эволюцию региона. Максютковский эклогит-глаукофансланцевый комплекс является индикатором девонских коллизионно-аккреционных процессов на окраине кратона Балтики (Пучков, 2010). Комплекс достаточно хорошо исследован в петрологическом и изотопно-геохронологическом отношении (Dobretsov et al., 1996; Leech and Willinshofer, 2004; Beane and Connelly, 2000), в то время как его структурные элементы требуют дополнительной характеристики. Проведенные ранее структурно-геологические исследования максютковского комплекса (Hetzl et al., 1998; Hetzel, 1999; Кузнецов и Езекиа, 2011) охватывали в основном южную часть территории его распространения. Работы, проведенные нами в северной и южной части зоны распространения максютковского комплекса, позволили существенно уточнить характер его деформационной истории.

Данная статья посвящена анализу структурной эволюции максютковского комплекса.

Изучение истории формирования структур максютковского комплекса проводилось на основе мезоструктурного анализа, т. е. исследования складок, развитых в масштабе обнажения, установления взаимоотношений разновозрастных складок. При построении структурных диаграмм авторами использовалась программа Stereo32.

2. Краткий очерк геологического строения района

Максютковский эклогит-глаукофансланцевый метаморфический комплекс занимает восточную и центральную часть зоны (антиформы) Уралтау, протянувшись с севера на юг более чем на 200 км (рис. 1). С запада он отделен Янтышевско-Юлукским разломом от относительно слабо метаморфизованных метатерригенных палеозойских и допалеозойских толщ суваянского комплекса (Пучков, 2010; Голионко, 2018). С востока максютковский комплекс ограничен зоной Главного Уральского разлома (ГУР). Комплекс характеризуется сложной, многоэтапной эволюцией складчатой структуры и метаморфизма, присутствием в его составе разнообразных метаматических и метаосадочных пород (Захаров и Пучков, 1994; Краснобаев и др., 2015). Ранее (Ленных, 1977) в составе комплекса выделялось четыре свиты последовательно сменяющие друг друга вверх по разрезу: 1) галеевская, существенно кварцитовая; 2) кайраклинская, с чередованием графитовых и безграфитовых парасланцев, кварцитов и ортосланцев основного состава с прослоями гранат-глаукофановых сланцев; 3) юмагузинская, представленная переслаиванием преобладающих фенгитовых кварцитов и метааркозов; 4) карамалинская, с чередующимися графитовыми и безграфитовыми парасланцами, кварцитами и основными метавулканитами. Впоследствии (Вализер и Ленных, 1988) была принята тектоно-метаморфическая концепция, в соответствии с которой выделены две тектонически совмещенные структурно-формационные единицы: нижняя метатерригенная (субконтинентальная) и верхняя метавулканогенная (субофиолитовая). К нижней единице отнесены

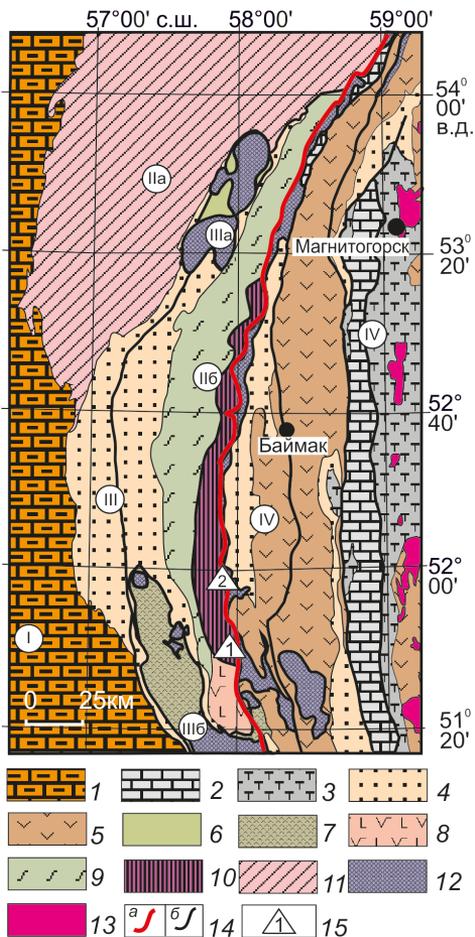


Рис. 1. Основные структурные элементы Южного Урала и положение исследованных участков

1 — нижнекаменноугольно-пермские флиш, молассы и карбонатные отложения, 2 — каменноугольные карбонатные и терригенно-карбонатные отложения, 3 — нижнекаменноугольные вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи; 4 — граувакки фаменского яруса верхнего девона, 5 — девонские вулканогенные надсубдукционные толщи, 6 — терригенные и терригенно-кремнистые комплексы среднего ордовика — нижнего девона, 7 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи нижнего-среднего палеозоя, 8 — вулканогенно-осадочная толща венда, 9 — суваянский метатерригенный комплекс, 10 — максютовский эклогит-глаукофансланцевый комплекс, 11 — рифейско-вендские терригенные и ордовикско-среднедевонские терригенно-карбонатные чехлы пассивной континентальной окраины; 12 — мафит-ультрамафитовые комплексы и серпентинитовый меланж, 13 — позднедевонские-раннекаменноугольные интрузии габбро-тоналит-гранодиорит-гранитного комплекса, 14 — тектонические границы (а — ГУР, б — прочие), 15 — районы работ (1 — верховья р. Губерля, 2 — верховья р. Дергамыш).

Римскими цифрами в кружках обозначены: I — Предуральский краевой прогиб; II — Центрально-Уральская мегазона: Башкирский антиклинорий (IIa), зона (антифома) Уралтау (IIб); III — Зилаирский синклинорий, Кракинский аллохтон (IIIa), Сакмарский аллохтон (IIIб); IV — Магнитогорская мегазона.

галеевская, юмагузинская и часть кайраклинской свиты, а в состав верхней — часть кайраклинской и карамалинская свита. Нетрудно заметить, что в обоих подразделениях присутствуют сходные по составу породы. Захаров и Пучков (1994) к нижней единице, выделенной как юмагузинская серия, отнесли галеевскую и юмагузинскую, а к верхней — кайраклинскую и карамалинскую свиты, которые авторы объединили в карамалинскую серию. Галеевские кварциты, по нашему мнению, следует относить к карамалинской серии, так как в стратотипическом районе, в окрестностях д. Верхнее Галеево, они залегают внутри разреза тонкоплитчатых углеродистых кварцитов кайраклинской свиты, а не лежат в ее основании. Таким образом, мы предлагаем оставить в составе юмагузинской серии лишь кварциты юмагузинской свиты. Отмечавшееся ранее (Самыгин и др., 2005) резкое различие складчатых структур в галеевских и кайраклинских кварцитах объясняется, по нашему мнению, дисгармоничным смятием, обусловленным реологическими свойствами массивных и тонкоплитчатых кварцитов. Нами установлено, что юмагузинская серия часто залегают структурно выше карамалинской и наоборот.

Ранее возраст максютовского комплекса считался позднедокембрийским (Ленных, 1977), однако позже появились данные о находках палеозойской фауны на площади его распространения (Захаров и Пучков, 1994). Не исключено, что линзы мраморизованных известняков, содержащие палеозойские конодонты, не принадлежат разрезу максютовского комплекса, а слагают тектонические клинья, представляя инородные фрагменты разреза (Самыгин и др., 2005). Предполагается (Hetzl, 1999), что юмагузинская серия может быть отнесена к позднему докембрию, а кармалинская — к палеозою.

Sm-Nd возраст эклогитов максютовского комплекса составляет 650 ± 15 млн лет (Дук, 1995). В то же время данные, полученные различными методами (Пучков, 2010), свидетельствуют о более молодом возрасте метаморфизма — 420–370 млн лет, что хорошо сопоставляется с прежними K-Ar датировками — 400 ± 20 млн лет (Ленных, 1977). Метаморфизм связывают (Hetzl et al., 1998; Пучков, 2010) с погружением утоненного края пассивной континентальной окраины в зону субдукции под Магнитогорской островной дугой. Минералого-петрографические и изотопно-геохронологические исследования (Краснобаев и др., 2015) предполагают несколько этапов метаморфической эволюции комплекса.

Изучение структурной эволюции максютовского комплекса началось в 70-х годах прошлого столетия. В работах (Миллер, 1977; Ленных, 1977; Дук, 1995) охарактеризованы основные структуры комплекса, указана важная роль складок юго-восточной вергентности и намечены схемы структурной эволюции. Следующий этап связан с работами по программе Европробы в 1992–2001 годах, когда был проведен огромный объем геологических, геофизических, геохимических и изотопно-геохронологических работ на территории Южного Урала. В работах (Hetzl et al., 1998; Hetzel, 1999) утверждается ведущая роль складок северо-западной вергентности, образование которых авторы связывают с поддвигом в зону субдукции Магнитогорской островной дуги. Складки юго-восточной вергентности, наиболее распространенные в максютовском комплексе, без достаточных доказательств объясняются процессами ретрошарьирования. Согласно модели (Hetzl et al., 1998; Hetzel, 1999) ГУР является сбросом, хотя существующие данные свидетельствуют в пользу того, что это надвиг (Пучков, 2010). Наши исследования (Голионко и Рязанцев, 2018) показали, что складки юго-восточной вергентности предшествуют складкам западной вергентности, которые связаны с позднепалеозойской континентальной коллизией.

3. Результаты структурного анализа

Для максютовского комплекса характерна неоднородность структуры на площади его распространения. На севере преобладают структуры западной, а в центральной юго-восточной вергентности (Миллер, 1977; Голионко, 2002; Голионко и Рязанцев, 2018). На юге характерно развитие структур как юго-восточной, так и западной и северо-западной вергентности (Hetzl, 1999; Самыгин и др., 2005).

На юге зоны Уралтау наиболее представительные участки изучены в верхнем течении р. Губерля и в верхнем течении р. Дергамыш (рис. 2). На обоих участках основным плоскостным элементом является сланцеватость, совпадающая с метаморфической полосчатостью.

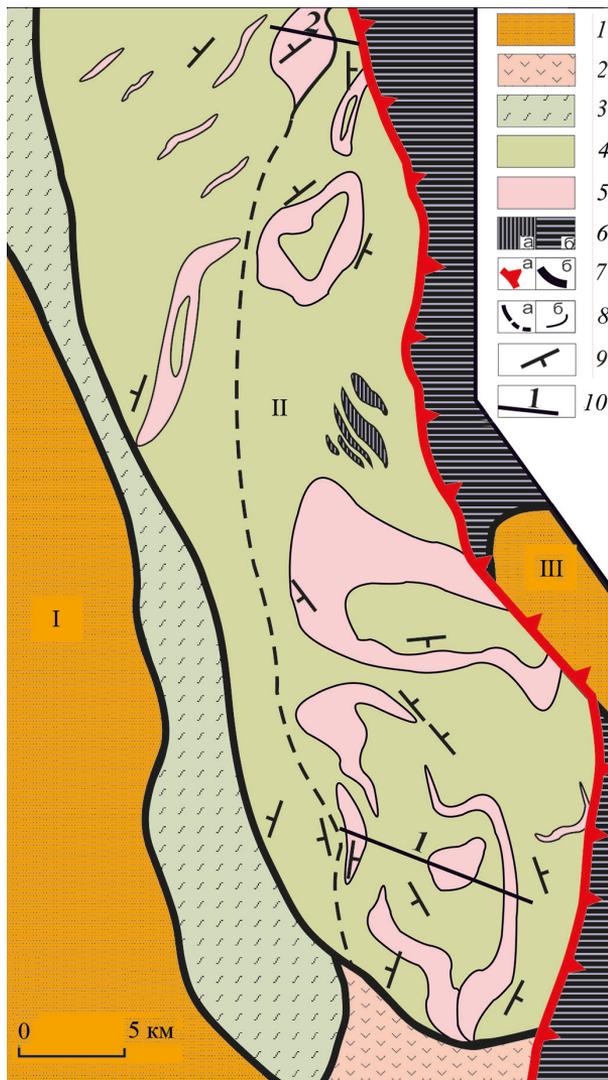


Рис. 2. Структурная схема южной части зоны (антиформы) Уралтау и ее обрамления

1 — палеозойские отложения нерасчлененные, 2 — вулканогенно-осадочная толща венда, 3 — суваянский зеленосланцевый метатерригенный комплекс, 4 и 5 — максютовский эклогит-глаукофансланцевый комплекс (4 — юагузская серия, 5 — карамалинская серия), 6 — мафит-ультрамафитовые комплексы и серпентинитовый меланж (а — в зоне ГУР, б — в максютовском комплексе), 7 и 8 — тектонические границы (7 — структурно-формационных зон и комплексов: а — ГУР, б — прочие, 8 — внутри максютовского комплекса: а — граница областей преимущественного распространения структур западной и юго-восточной вергентности, б — границы юагузинской и карамалинской серии), 9 — преимущественные падения сланцеватости в максютовском комплексе, 10 — линии геологических профилей на рис. 3 и районы работ (1 — верховья р. Губерля, 2 — верховья р. Дергамыш).

Римскими цифрами обозначены: I — Зилаирский синклиниорий, II — зона (антиформа) Уралтау, III — Магнитогорская мегазона.

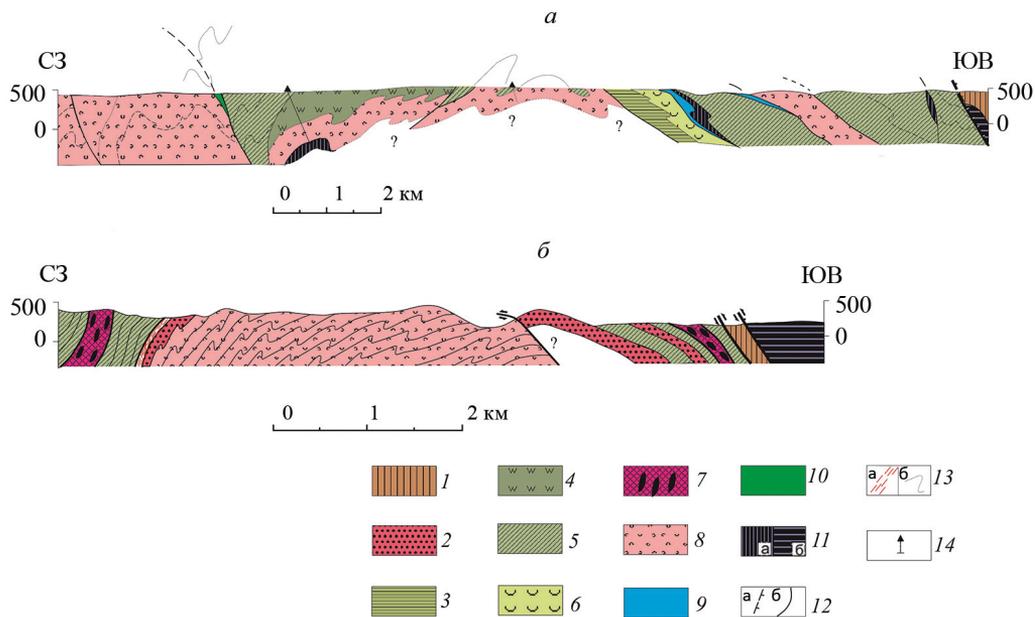


Рис. 3. Схематические геологические профили через Губерлинскую (а) и Дергамышскую (б) антиформы, по (Самыгин и др., 2005) с изменениями

1 — палеозойские комплексы зоны ГУР; 2–7 — карамалинская серия (2 — малослюдистые кварциты «галеевского типа», 3 — графит-хлорит-мусковит-альбит кварцевые сланцы, 4 — хлорит-альбит-кварцевые сланцы, 5 — графитовые кварциты, 6 — альбит-хлоритовые сланцы, 7 — графитовые кварциты с будинами эклогитов); 8 и 9 — юагузинская серия (8 — фенгитовые кварциты, 9 — гранат-глаукофан-фенгит-кварцевые сланцы); 10 — метагаббро-диабазы, 11 — гипербазиты зоны Уралтау (а) и зоны ГУР (б), 12 — надвиги главные (а), второстепенные (б), 13 — зоны рассланцевания (а), структурные линии (б), 14 — скважины.

В верхнем течении р. Губерля, в районе д. Карагай-Покровка породы максютовского комплекса слагают Губерлинскую брахиантиформу. С востока антиформа ограничена меланжем зоны ГУР, а с запада — крутопадающим взбросом западной вергентности, маркируемым пластовым телом метагабброидов (рис. 3, а). В строении антиформы принимают участие несколько тектонических чешуй, сложенных различными породными ассоциациями, разделенные зонами милонитизации и катаклаза. На восточном крыле антиформы в зонах надвигов западной вергентности присутствуют метасерпентинитовые антофиллит-талъковые сланцы, или, как у д. Ишаново, крупные тела серпентинитового меланжа с блоками метагаббро и измененных эклогитов. Как правило, меланж рассматривается в составе максютовского комплекса (Самыгин и др., 2005). Согласно другой точке зрения (Пучков, 2010), меланж слагает аллохтоны, корневой зоной которых является ГУР. Восточное крыло антиформы характеризуется падениями на восток и юго-восток под углом 20–30°, а западное — северо-западными падениями под углом 45–60°. Западное крыло антиформы сложено хлорит-альбит-кварцевыми сланцами и графитовыми кварцитами карамалинской серии, восточное — графитовыми кварцитами, альбит-хлоритовыми сланцами карамалинской и фенгитовыми кварцитами юагузинской серии. На восточном крыле антиформы в районе слияния р. Губерля и руч. Мрязо-Урган присутствуют гранат-

ЮЗ

а

СВ



СЗ

б

ЮВ



Рис. 4. Складки F_1 юго-западной vergentности (а) и F_2 , опрокинутые на юго-восток (б), западное крыло Губерлинской антиформы, верховья р. Губерля у д. Карагай-Покровка

глаукофан-фенгит кварцевые сланцы. Эти породы вместе с перекрывающими серпентинитами, слагают линзы в лежащих крыльях надвигов. Ядро структуры сложено фенгитовыми кварцитами юмагузинской серии.

Наиболее древними здесь являются сильно сжатые мелкие асимметричные складки F_1 юго-западной vergentности, размах крыльев (горизонтальный размах) которых не превышает 15–25 см с шарнирами полого ($10\text{--}15^\circ$) погружающимися в СЗ направлении (рис. 4, а). Впервые эти структуры были описаны в работе (Кузнецов и Езекия, 2011). Эти складки развиты на крыльях более поздних складок второй генерации F_2 .

Ко второй генерации F_2 были отнесены асимметричные зигзагообразные Z и S (в зависимости от экспозиции) складки, горизонтальный размах которых меня-

СЗ

а

ЮВ



СЗ

б

ЮВ



Рис. 5. Ныряющие складки F_2 , восточное крыло Губерлинской брахиантиформы (а), складки северо-западной вергентности F_3 , зона линейной складчатости к западу от антиформы (б)

ется от 5 см до 1.5 м. Среди складок этой генерации присутствуют и гораздо более крупные структуры с размахом крыльев в первые десятки метров. Складки этой генерации развиты на обоих крыльях Губерлинской антиформы. На западном крыле развиты складки, опрокинутые на восток и юго-восток (рис. 4, б). По отношению к общей структуре они являются вынырывающими, т. е. верхнее крыло асимметричной складки смещено относительно нижнего вверх по восстанию крыла антиформы. Мелкие складки, которые выглядят, как ныряющие, на самом деле являются дополнительными складками, развитыми на опрокинутых крыльях структур юго-восточной вергентности. На восточном крыле антиформы развиты складки, ныряющие в юго-восточном направлении (рис. 5, а). На отдельных участках залегание выполаживается вплоть до субгоризонтального. Здесь же отмечаются складки, опроки-

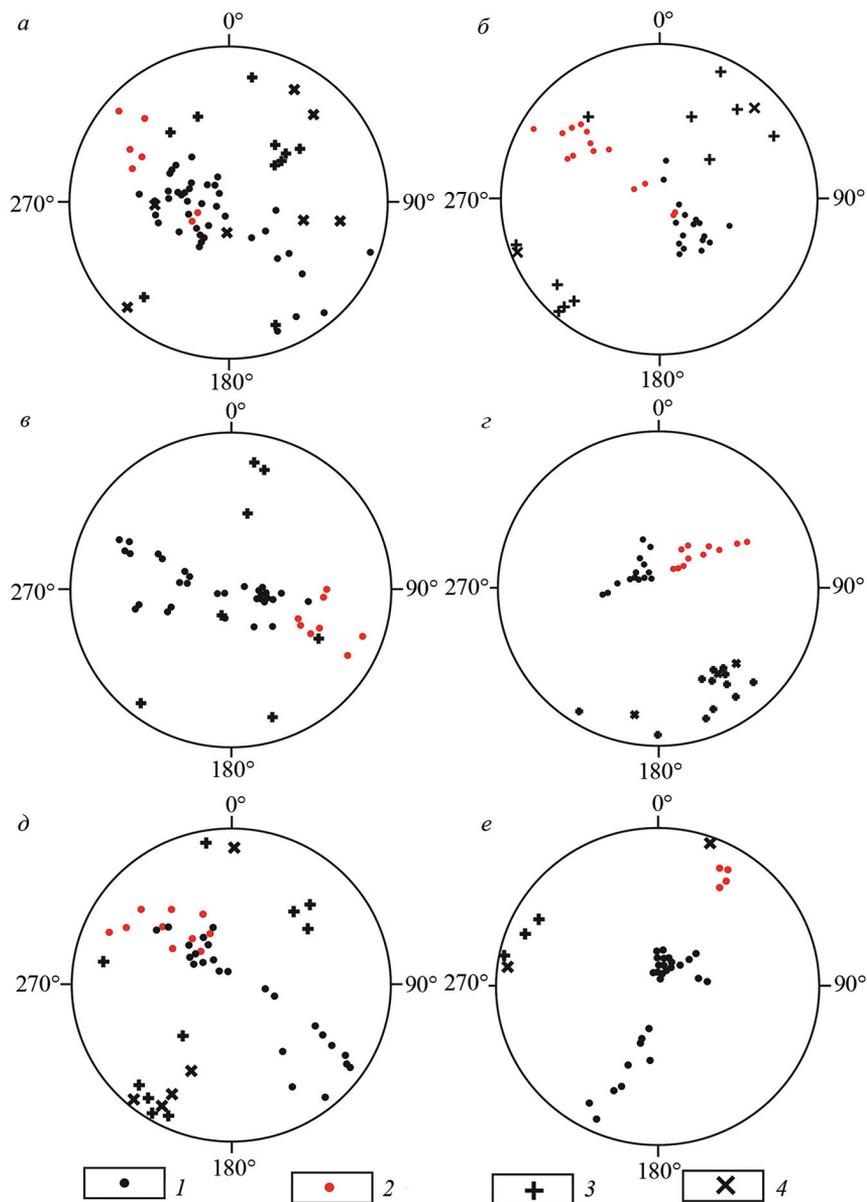


Рис. 6. Структурные диаграммы залегания сланцеватости, шарниров складок и линейности: а — складки F_2 , опрокинутые на юго-восток, западное крыло Губерлинской антиформы (66 замеров), б — ныряющие складки F_2 , восточное крыло Губерлинской антиформы (44 замера), в — складки F_3 северо-западной вергентности (40 замеров), г — складки F_1 юго-западной вергентности, западное крыло Дергамышской антиформы (37 замеров), д — складки F_2 юго-восточной вергентности западное крыло Дергамышской антиформы (50 замеров), е — складки F_3 , восточное крыло Дергамышской антиформы (35 замеров)

1 — полюса сланцеватости, нормальные залегания, 2 — полюса сланцеватости, опрокинутые залегания, 3 — шарниры складок, 4 — линейность. Равноугольная проекция, верхняя полусфера.

нутые на юго-восток. В частности, такие складки развиты среди гранат-глаукофан-фенгит-кварцевых сланцев в устье ручья Мрязо-Урган. Среди этих структур резко преобладают сжатые, почти изоклинные складки. К этой же генерации, очевидно, относятся складки, ныряющие на юго-восток, развитые на восточных, более пологих крыльях складок западной вергентности в зоне линейной складчатости, западнее антиформы. Шарниры складок второй генерации в большинстве случаев погружаются в северо-восточном и юго-западном направлении под углом $5-40^\circ$ (рис. 6, а, б). Ориентировка линейности, как правило, совпадает с ориентировкой шарниров, за исключением складок в гранат-глаукофан-фенгитовых сланцах, где линейность по фенгиту параллельна, а по глаукофану перпендикулярна шарнирам. Очевидно, что складки F_2 , развитые на обоих крыльях Губерлинской структуры, формировались в условиях тектонического транспорта, направленного с северо-запада на юго-восток. Одинаковый рисунок этих складчатых структур на разных крыльях антиформы позволяет считать их более ранними по отношению к основной структуре.

К следующей генерации F_3 относятся асимметричные складки западной вергентности, локально развитые на границе чешуй, слагающих антиформу, а также образующих зону линейной складчатости к западу от нее. На границе чешуй — это мелкие складки с горизонтальным размахом 10–30 см, а в зоне развития линейных складок к западу от антиформы размах крыльев складок варьирует от 1 до 7 м (рис. 5, б). Среди складок этой генерации распространены как открытые, так и сжатые формы. Верхние и нижние крылья структур характеризуются юго-восточными падениями под углом $10-35^\circ$, смыкающие — северо-западными падениями под углом $45-75^\circ$ и юго-восточными ($50-80^\circ$) в опрокинутом залегании. Ориентировки шарниров складок третьей генерации показывают некоторый разброс. Наряду с преобладающими пологими ($5-35^\circ$) падениями в юго-восточном и северо-западном направлении отмечаются падения в северо-восточном направлении (рис. 6, в). Разброс в ориентировках складок определяется, по-видимому, более поздними деформациями. К той же генерации, относится сама Губерлинская антиформа. Вергентность складок этого этапа совпадает с вергентностью надвигов и движений в зоне ГУР.

Наиболее поздними являются асимметричные S складки с падениями на крыльях $60-80^\circ$ с горизонтальным размахом 2–5 м (рис. 7, а). Шарниры этих структур круто ($70-80^\circ$) погружаются в северо-восточном направлении. Судя по рисунку, это типичные левосдвиговые складчатые структуры. Именно с проявлением поздних сдвиговых деформаций связаны вариации в ориентировках структурных элементов более ранних складок.

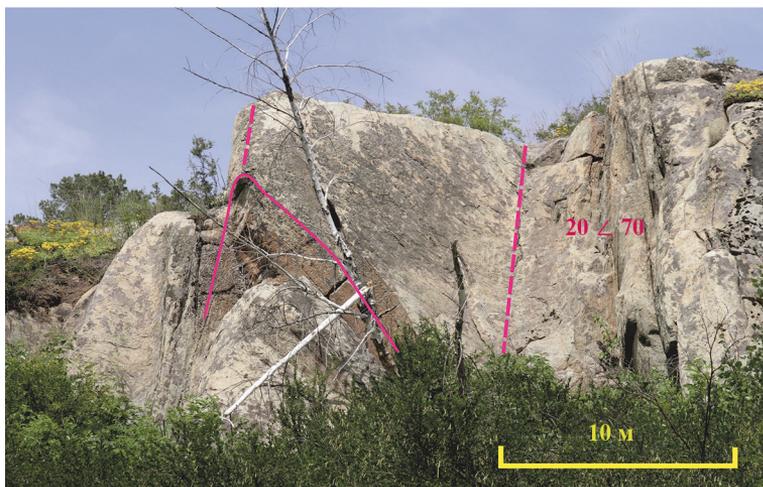
В верхнем течении р. Дергамыш ниже д. Ивановка в строении максютовского комплекса наблюдается смена структур юго-восточной вергентности структурами западной вергентности, примыкающими к зоне ГУР. Здесь, также как и в долине р. Губерля, породы комплекса формируют антиформную Дергамышскую структуру с крутопадающим западным и более пологим восточным крылом (рис. 3, б). Мезоструктуры, развитые на обоих крыльях антиформы, резко различны.

На западном крыле Дергамышской антиформы в разрезе карамалинской серии с востока на запад сменяются: 1) альбит-хлоритовые сланцы, падающие в северо-западном направлении под углом 40° (на профиле не показаны); 2) графитовые кварциты с будинами глаукофанизированных эклогитов, погружающимися на СЗ под углом $70-80^\circ$ местами отмечаются вертикальные и даже обратные па-

СЗ

а

ЮВ



СЗ

б

ЮВ



Рис. 7. Складки с крутопадающими шарнирами F_4 , верховья р. Губерля (а), колчановидная складка F_1 , верховья р. Дергамыш (б)

Прерывистая линия — шарнир складок с указанием элементов залегания, сплошная линия — маркирующая структурная линия.

дения (200 м); 3) зона интенсивного расланцевания (10 м); 4) светло-серые мало-слюдистые массивные кварциты с прослойками графитовых кварцитов (5–10 м). В нижней части этой пачки кварциты смяты в лежащую складку, падение осевой плоскости которой меняется от пологого (30°) северо-западного до субвертикального (рис. 8). Кварциты слоя 4 подстилаются породами юмагузинской серии. На контакте обнажены фенгитовые слюдиты мощностью 0.5–1 м, которые сменяются зеленовато-серыми мелкозернистыми фенгитовыми кварцитами. Вблизи контакта кварциты смяты в колчановидную складку (рис. 8, 7, б), ось которой ориентирована поперек общей структуры в юго-западном направлении. Далее к востоку

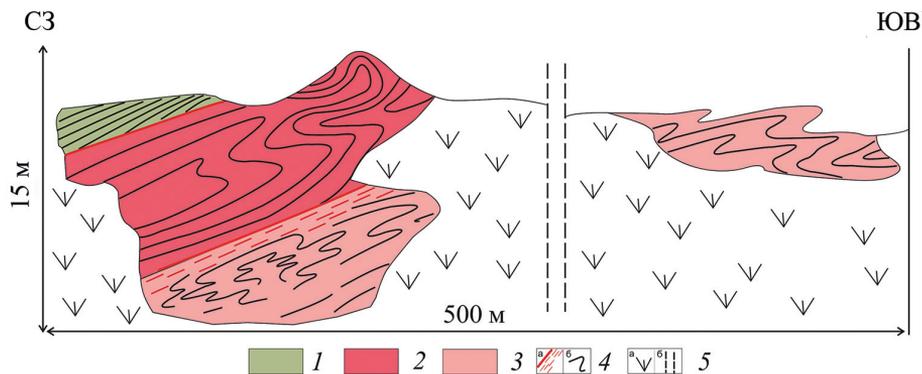


Рис. 8. Схематическая зарисовка характера контакта пород карамалинской и юмагузинской серий в верховьях р. Дергамыш

1 и 2 — карамалинская серия (1 — графитовые кварциты, 2 — малослудистые кварциты), 3 — юмагузинская серия, фенгитовые кварциты, 4 — надвиги и зоны расланцевания (а), структурные линии (б), 5 — задернованные участки (а), необнаженные участки, не показанные на зарисовке (б).

западное крыло антиформы сложено фенгитовыми кварцитами, смятыми в лежащие изоклинальные складки, опрокинутые в юго-восточном направлении. На западном крыле антиформы наиболее ранними являются сжатые асимметричные складки F_1 опрокинутые в юго-западном направлении (рис. 9, а). Размах крыльев этих структур не превышает 1.5 м. Верхние и нижние крылья этих структур полого ($10-35^\circ$) падают на северо-запад, а опрокинутые смыкающиеся крылья погружаются на северо-восток под углом $18-64^\circ$. Шарниры складок этой генерации полого ($10-25^\circ$) погружаются в северо-западном направлении, линейность, как правило, параллельна шарнирам. К этой же генерации, по всей видимости, относится и вытянутая в СВ направлении колчановидная складка, развитая близ границы малослудистых и фенгитовых кварцитов (рис. 7, б). Линейность в этой складке, а также шарниры мелких (5–20 см в горизонтальном размахе) складок, осложняющих колчановидную структуру, полого погружаются в северо-восточном (СВ $38-46^\circ \angle 2-6^\circ$) и юго-западном (ЮЗ $200-220^\circ \angle 2-8^\circ$) направлении. Вероятно, что переход от северо-западных к северо-восточным ориентировкам шарниров и переход от асимметричных к колчановидным складкам происходил при увеличении уровня деформации на этапе образования складчатых структур F_1 , происходившего в условиях тектонического транспорта, ориентированного в юго-западном направлении. Складки F_1 осложняют крылья складок юго-восточной вергентности F_2 , являющихся основными структурами, наблюдаемыми на этом участке (рис. 9, б). Среди складок F_2 второго этапа присутствуют крупные изоклинальные и осложняющие их открытые асимметричные складки. Размах крыльев складок варьирует от 0.1 до 10 м, шарниры их погружаются в северо-восточном и юго-западном направлении под углами от 2 до 40° , линейность, как правило, параллельна шарнирам. Падения осевых плоскостей основных складок совпадают с пологим северо-западным падением их крыльев. Увеличение крутизны падения осевых плоскостей вплоть до субвертикальных вверх по их восстанию (рис. 9, б), очевидно связано с более поздними деформациями.

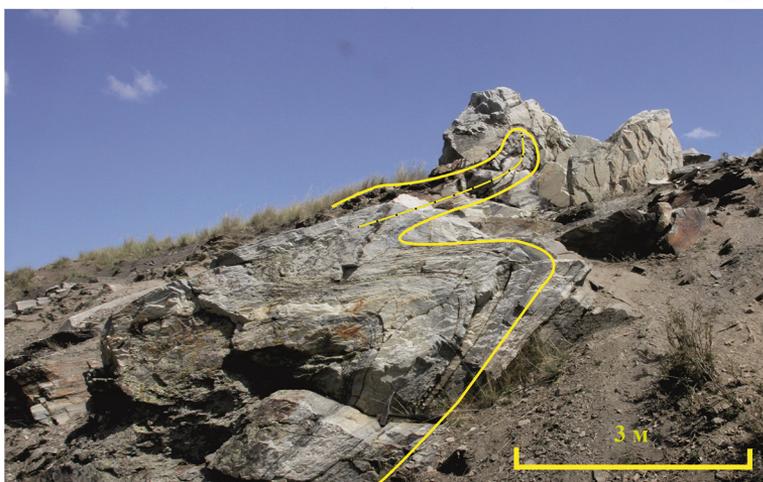


Рис. 9. Складки F_1 юго-западной вергентности, верховья р. Дергамыш (а), складки F_2 юго-восточной вергентности в кварцитах «галеевского» типа (б), в верхней части снимка видна деформация следа осевой плоскости

Нетрудно заметить, что ориентировка шарниров и линейности в складках F_2 близки к ориентировкам линейных элементов колчановидной складки этапа F_1 . Линейность, простирающаяся с юго-запада на северо-восток, преобладает в складчатых структурах максютовского комплекса (Дук, 1995; Hetzel, 1999). Принимая это во внимание, можно рассмотреть модель структуры, в которой основную роль играют подобные колчановидные складки, а складки юго-западной и юго-восточной вергентности были бы лишь ее элементами. Образование подобной структуры возможно лишь при участии тектонических движений, ориентированных с северо-востока на юго-запад. В этом случае складки, отнесенные к F_1 и F_2 , характеризуют единый этап деформаций. Выбор модели формирования ранних структур ком-

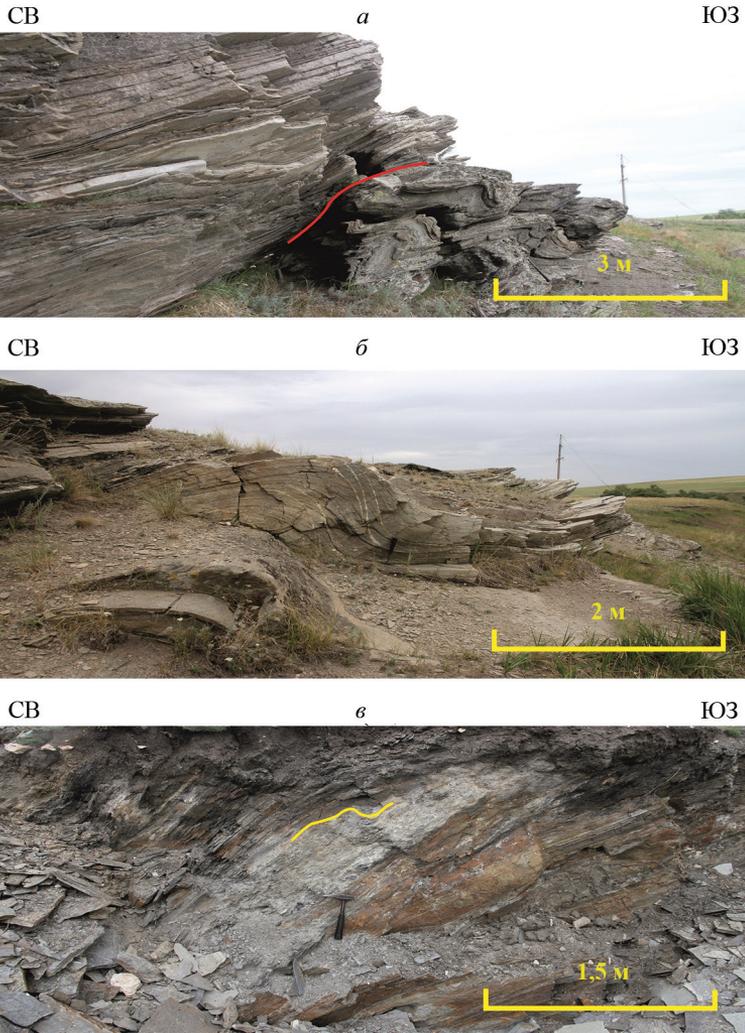


Рис. 10. Структуры восточного крыла антиформы: *а* — тектонический контакт малослюдистых кварцитов (вверху) и фенгитовых кварцитов (внизу), *б* — складки F_3 в малослюдистых кварцитах, *в* — зона расланцевания и милонитизации на контакте малослюдистых и графитовых кварцитов и развитые в ней складки F_3

плекса требует проведения дополнительных исследований в центральной части зоны его развития.

На восточном крыле Дергамышской антиформы структурная обстановка иная. Здесь не отмечаются сложные многопорядковые складки, несущие следы нескольких этапов деформации. Северо-западные падения в толще фенгитовых кварцитов, меняются на северо-восточные в надвинутых на них малослюдистых кварцитах (рис. 10, *а*). На контакте, в малослюдистых кварцитах развиты единичные открытые, вплоть до флексуроподобных асимметричные складки юго-западной вергентности F_3 с горизонтальным размахом 1–1.5 м, быстро «разворачивающие»

ся» по простиранию, таким образом, что на расстоянии 4–5 м складка полностью исчезает (рис. 10, б). Далее к востоку наблюдается чередование чешуй малослюдистых и графитовых кварцитов, разделенных зонами милонитизации. В кварцитах, а также в неметаморфизованных милонитах, наблюдаются аналогичные вышеописанным складки юго-западной вергентности (рис. 10, в), но с размахом крыльев, не превышающим 10–25 см. Как и все складки F_3 , развитые на восточном крыле антиформы, эти структуры малочисленны и приурочены лишь к зонам тектонических нарушений, т. е. являются приразломными, в отличие от близких к ним по вергентности складок F_1 . Восточнее, в толще графитовых кварцитов с будинами эклогитов, мезоскладки не наблюдались. Толща погружается в восточных румбах (BCB 80 — ЮВ 110 \angle 30–50°). Примерно в 0.5 км к востоку от последних выходов эклогитов расположены структуры ГУР, представленные серпентинитами, надвинутыми (падения сместителя В 90 — ЮВ 110, \angle 45°) на кремнистые алевролиты.

Залегание толщ на восточном крыле антиформы, конформно залеганию различных комплексов в зоне ГУР. Все это позволяет предположить, что на структуры западного крыла, формирование которых происходило в условиях надвигания с запада на восток, наложены структуры, связанные с движениями с востока на запад под влиянием надвигообразования в зоне ГУР. Этими движениями обусловлено также изгибание осевых поверхностей изоклинальных складок юго-восточной вергентности на западном крыле антиформы и формирование самой антиформы.

4. Обсуждение результатов

Обобщая все вышесказанное, можно предложить следующую схему структурной эволюции максютковского метаморфического комплекса.

Образование складок F_1 юго-западной вергентности, а также колчановидных складок отвечает наиболее раннему этапу деформации D_1 , происходившему в условиях тектонических движений, ориентированных с северо-востока на юго-запад (в современных координатах). Эти структуры развиты на крыльях складок юго-восточной вергентности F_2 , относящихся к следующему этапу деформации D_2 , во время которого тектонические движения происходили с северо-запада на юго-восток. (рис. 11). К складкам юго-восточной вергентности, наиболее распространенным в максютковском комплексе, приурочено большинство зон, насыщенных эклогитами (Дук, 1995).

Альтернативная модель предполагает объединение этапов деформации D_I и D_{II} . Согласно этой модели, при движении с северо-востока на юго-запад (в современных координатах) образовывались складки юго-западной вергентности, которые по мере увеличения уровня деформации преобразовывались в колчановидные складки. Складки юго-восточной вергентности F_2 с характерной для них ЮЗ-СВ линейностью, параллельной шарнирам, ориентировка которой близка к ориентировке линейности в колчановидных структурах, согласно этой модели, формируют крылья последних. Возможность образования подобных структур при субдукции и эксгумации высокобарических комплексов была рассмотрена в работе (Худолей и др., 2019) для актюзского комплекса Северного Тянь-Шаня. Тем или иным способом были сформированы складки, определяющие структурный облик комплекса. Ранние этапы структурной эволюции комплекса связывают с его субдукцией при коллизии

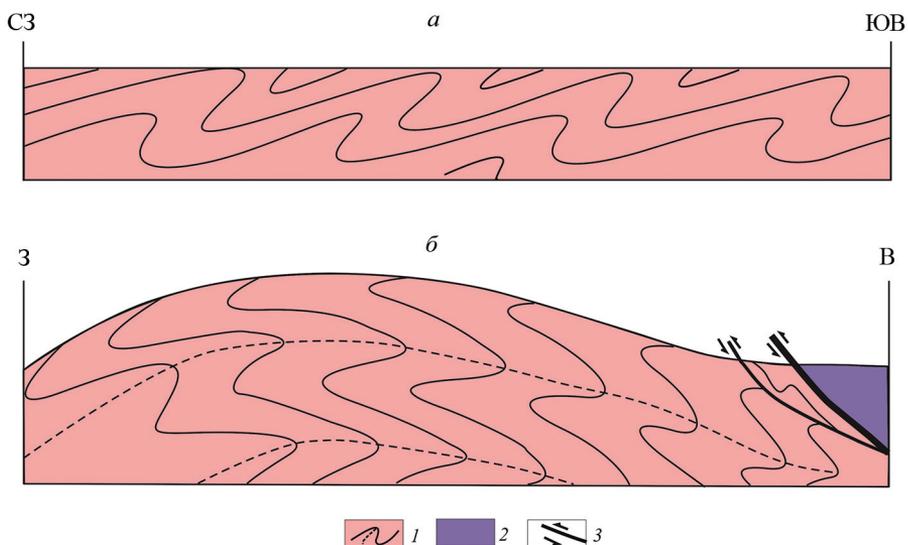


Рис. 11. Графическая модель структурной эволюции максютовского комплекса на этапах деформации D_2 и D_3 : а — образование структур юго-восточной вергентности, б — образование структур западной вергентности и деформация ранее образованных структур в ходе позднепалеозойской коллизии

1 — породы максютовского комплекса, пунктирные линии — следы осевых плоскостей, 2 — образования зоны ГУР, 3 — надвиги.

дуга-континент и последующей эксгумацией. Представляется, однако, крайне маловероятной сохранность структур, образованных на этапе субдукции в ходе эксгумации пород комплекса. Скорее всего, все структуры, наблюдаемые нами, относятся к этапу эксгумации, а субдукционные процессы отражены лишь в минеральных ассоциациях, сформированных в соответствующих Р-Т-условиях, сохранившихся в метастабильном состоянии. Возраст пикового эклогит-глаукофансланцевого метаморфизма, связанного с субдукцией и коллизией (Пучков, 2010), оценивается значениями 388 ± 4 млн лет (Leech and Willinshofer, 2004; Beane and Leech, 2007), 384 ± 3 млн лет (Beane and Connelly 2000), 411–389 млн лет (Лепезин и др., 2006). Как видно, эти значения являются аномально древними для модели коллизии Магнитогорской дуги, которая в это время начала и продолжала свое активное развитие. С этой моделью согласуются лишь значения возраста пикового метаморфизма 375 ± 2 млн лет (Glodny et al., 2002). Однако есть сомнения, что это возраст пикового метаморфизма, а не эксгумации и охлаждения (Beane and Leech, 2007).

Возраст остывания и эксгумации и максютовского комплекса оцениваются разными методами интервалом 375–315 млн лет (Leech and Stockli, 2000; Beane and Connelly, 2000; Leech and Willinshofer, 2004; Beane and Leech, 2007), что соответствует позднему девону-карбону.

Для эксгумации высокобарических комплексов существуют различные модели, основные из которых связывают эксгумацию с субдукционным каналом (Ernst et al., 1997), подъемом сквозь мантийный клин вязкого корового диапира (Little et al., 2011) или эдукцией (Petersen and Buck, 2015).

Представляется, что возможным механизмом эксгумации максютовского комплекса является эдукция, т.е. выдвигание ранее субдуцированного материала из зоны субдукции. В конце позднего девона, в результате погружения, обладающего повышенной плавучестью края континента Балтика, происходит заклинивание зоны субдукции, отрыв слэба и эдукция максютовского комплекса в западных румбах. В то же время в тылу зоны субдукции происходит подъем диапира, маркируемого широко проявленным в позднем девоне-раннем карбоне на Южном Урале рифтогенным магматизмом, с формированием вулканитов шошонитовой серии, базальт-риолитовых толщ, комагматичных габбро-гранитных интрузий и базитовых даек (Салихов и др., 2019). Подобный механизм был предложен в работе (Petersen and Buck, 2015) для зоны конвергенции Австралийской и Тихоокеанской плит в районе Папуа — Новой Гвинеи.

В соответствии с моделью, предполагающей наличие лишь одного раннего этапа структурной эволюции, эдукция и эксгумация максютовского комплекса шла с северо-востока на юго-запад (в современных координатах) с формированием вытянутых в этом направлении колчановидных складок, фронтальные части были представлены структурами юго-западной вергентности, а фланговые — юго-восточной.

Модель двух ранних этапов структурной эволюции максютовского на первом этапе не отличается от вышеприведенной. На втором этапе сформированные колчановидные структуры испытали смещение в юго-восточном направлении. Возможной причиной такого смещения могли быть подвижки в зоне косоугольной коллизии Магнитогорской островной дуги и Балтики. Согласно модели, описанной в работе (Пучков, 2010), островная дуга смещалась к северу по отношению к краю Балтики, т.е. смещение носило левосторонний характер. При подобном характере тектонических движений мы будем наблюдать формирование складок ЮВ вергентности, причем они будут соосны складкам, сформированным во фланговых частях ранее образованных колчановидных структур. Подобные повторно деформированные складки, в которых ориентировки осей ранних и поздних складок близки, довольно широко распространены в максютовском комплексе (Голионко, 2002; Голионко и Рязанцев, 2018).

Для выбора между двумя моделями, как представляется, следует провести дополнительные исследования и установить наблюдаются ли деформации самих колчановидных структур. В южной части зоны распространения комплекса таких наблюдений провести не удалось, возможно, изучение центральной части зоны развития комплекса позволит разрешить этот вопрос.

Складки F_1 и F_2 ориентированы косо по отношению к зоне ГУР, срезаются ею (Миллер, 1977) и, по всей видимости, являются более древними, чем структуры последней. Складки западной вергентности F_3 маркируют третий этап деформации D_3 . Ориентировка этих пликативных структур близка или совпадает с ориентировкой структур в зоне ГУР, они ассоциируются с надвигами, элементы залегания которых совпадают с таковыми для надвигов зоны ГУР, что подтверждает связь их формирования с движениями в зоне ГУР. Большинство современных исследователей связывают деформации в зоне ГУР с позднепалеозойской Уральской коллизией. В ходе этих деформаций при образовании складчатых структур западной вергентности, ранее существовавшие складки F_2 опрокинутые на юго-восток, деформировались и оказывались на разных крыльях сформировавшихся складок F_3 , как

это происходило в Губерлинской антиформе, либо происходило срезание складок F_2 зонами падающих на восток надвигов с приуроченными к ним приразломными складками F_3 , что наблюдалось в пределах Дергамышской структуры (рис. 11). Не случайно структуры западной вергентности развиты в основном в восточной части комплекса вблизи зоны ГУР, а при удалении от нее эти складки развиты фрагментарно и строение максютовского метаморфического комплекса определяется преобладающими складками юго-восточной вергентности.

Сдвиговые движения этапа деформации D_4 , приведшие к формированию складок с крутопадающими шарнирами F_4 на Урале относят к постколлизийному этапу развития складчатой области (Тевелев, 2003, Знаменский и Знаменская, 2009). В исследуемом районе складки F_4 деформируют складки F_3 , образование которых связано с процессами континентальной коллизии. Однако, учитывая косой характер столкновения Магнитогорской дуги с окраиной Балтики и возможную связь с этим процессом формирования складок F_2 , не исключено проявление сдвиговых деформаций и на этапе коллизии дуга — континент. Несомненно, что выделение в максютовском комплексе разновозрастных сдвиговых деформаций требует проведения дополнительных исследований.

Установленная последовательность формирования структур максютовского метаморфического комплекса на юге зоны Уралтау сходна с выявленной ранее в северной части антиформы и, по-видимому, является общей для всего комплекса.

5. Заключение

В структурной эволюции максютовского метаморфического комплекса в зависимости от выбранной модели выделяются от трех до четырех этапов деформации. Первый этап деформации связан с образованием складок юго-западной вергентности и вытянутых в направлении с северо-востока на юго-запад колчановидных складок. Второй этап деформации ознаменовался формированием складок юго-восточной вергентности, определяющих структуру большей части зоны его развития. Альтернативная модель предполагает формирование колчановидных складок северо-восточного простирания как основных структур и складок юго-западной и юго-восточной вергентности в качестве дополнительных в условиях тектонического транспорта, ориентированного с северо-востока на юго-запад. Выбор между двумя моделями требует дополнительных исследований. Ранние этапы деформационной истории комплекса связаны с эксгумацией его пород из зоны субдукции Магнитогорской дуги. Следующий этап деформации ознаменовался образованием складок и надвигов западной вергентности, тесно связанных с движениями в зоне ГУР, маркирующих процесс позднепалеозойской континентальной коллизии. Постколлизийные сдвиговые движения были отмечены формированием складок с крутопадающими шарнирами, завершившим основной этап структурной эволюции исследуемого региона.

Литература

- Вализер, П. М., Ленных, В. И. (1988). *Амфиболы голубых сланцев Урала*. Москва: Наука.
- Голионко, Б. Г. (2002). Строение и структурная эволюция северной части максютовского метаморфического комплекса (хр. Уралтау, Южный Урал). *Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отд. геологический*, 77 (4), 26–29.

- Голионко, Б. Г., Рязанцев, А. В. (2018). Деформации и последовательность формирования структур северной части области развития максютовского метаморфического комплекса (Южный Урал). *Известия ВУЗов сер. Геология и разведка*, (1), 17–26. <https://doi.org/10.32454/0016-7762-2018-1-17-26>
- Голионко, Б. Г. (2018). Строение и развитие южной части зоны распространения суваньякского метаморфического комплекса (Южный Урал) и его структурные парагенезы. *Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отд. геологический*, 93 (4), 3–9.
- Дук, Г. Г. (1995). *Глаукофансланцевые, глаукофан-зеленосланцевые и офиолитовые комплексы Урало-Монгольского складчатого пояса*. Санкт Петербург: Феникс.
- Захаров, О. А., Пучков, В. Н. (1994). *О тектонической природе максютовского комплекса зоны Урала*. Уфа: УНЦ РАН.
- Знаменский, С. Е., Знаменская, Н. М. (2009). Роль сдвиговых дуплексов в региональном структурном контроле позднепалеозойского золотого оруденения Магнитогорской мегазоны (Южный Урал). *Литосфера*, (4), 83–92.
- Краснобаев, А. А., Вализер, П. М., Анфилогов, В. Н., Бушарина, С. В. (2015). Цирконология гранат-глаукофановых сланцев максютовского комплекса (Южный Урал), *Доклады Академии наук*, 461, 696–700. <https://doi.org/10.7868/S0869565215120191>
- Кузнецов, Н. Б., Езекиа, М. Л. (2011). Мезоструктурные парагенезы в метаморфических породах поднятия Урала (Южный Урал), *Вестник РУДН. Сер. Инженерные исследования*, (1), 37–50.
- Ленных, В. И. (1977). *Эклогит-глаукофансланцевый пояс Южного Урала*. Москва: Наука.
- Лепезин, Г. Г., Травин, А. В., Юдин, Д. С., Волкова, Н. И., Корсаков, А. В. (2006). Возраст и термическая история максютовского метаморфического комплекса (по $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ данным). *Петрология*, 14 (1), 109–125.
- Миллер, Ю. В. (1977). Максютовский комплекс Южного Урала. В: А. Н. Казаков, Ю. В. Миллер, В. Л. Дук, А. Л. Харитонов, под ред., *Структурная эволюция метаморфических комплексов*. Ленинград: Наука, 104–114.
- Пучков, В. Н. (2010). *Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении)*. Уфа: ДизайнПолиграфСервис.
- Салихов, Д. Н., Холоднов, В. В., Пучков, В. Н., Рахимов, И. Р. (2019). Субдукция, коллизия и плюмы в эпоху позднепалеозойского магматизма Магнитогорской зоны Южного Урала. *Литосфера*, 19 (2), 191–208. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-2-191-208>
- Самыгин, С. Г., Милеев, В. С., Голионко, Б. Г. (2005). Зона Урала: геодинамическая природа и структурная эволюция. В: С. В. Руженцев, К. Е. Дегтярев, под ред., *Очерки по региональной тектонике, Т. 1. Южный Урал*. Москва: Наука, 9–35.
- Тевелев, А. В. (2003). *Средне-позднепалеозойское развитие Урало-Казахстанской складчатой системы*. Дисс. ... докт. геол.-минерал. наук. МГУ.
- Худoley, А. К., Алексеев, Д. В., Москаленко, А. Н., Кушнарёва, А. В. (2019). Структурные ансамбли и кинематическая характеристика эклогитоносного гранито-гнейсового комплекса в зоне раннеордовикской континентальной субдукции: Актюз, Северный Тянь-Шань, Кыргызстан. В: *Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI Тектонического совещания*. Москва: Геос, 328–330.
- Beane, R. J. and Connelly, J. N. (2000). $40\text{Ar}/39\text{Ar}$, U–Pb and Sm–Nd constraints on the timing of metamorphic events in the Maksyutov complex southern Ural mountains. *J. Geol. Soc. (Lond.)*, 157, 811–822.
- Beane, R. and Leech, M. (2007). The Maksyutov Complex: The first UHP terrane 40 years later. In: M. Cloos, W. D. Carlson, M. C. Gilbert, J. G. Liou, S. S. Sorensen, ed., *Convergent Margin Terranes and Associated Regions: A Tribute to W. G. Ernst. Geological Society of America Special Paper*, 419, 153–169. [https://doi.org/10.1130/2006.2419\(08\)](https://doi.org/10.1130/2006.2419(08))
- Dobretsov, N. L., Shatsky, V. S., Coleman, R. G., Lennykh, V. I., Valizer, P. M., Liou, J. G., Zhang, R. and Beane, R. J. (1996). Tectonic setting and petrology of ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Maksutov Complex, Ural Mountains, Russia. *International Geology Review*, 38, 136–160.
- Ernst, W. S., Maruyama, S. and Wallis, S. (1997). Buoyancy-driven, rapid exhumation of ultrahigh-pressure metamorphosed continental crust. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 94 (18), 9532–9537.

- Glodny, J., Bingen, B., Austrheim, H., Molina, J.F. and Rusin, A. (2002). Precise eclogitization ages deduced from Rb/Sr mineral systematics: The Maksyutov complex, Southern Urals, Russia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66 (7), 1221–1235.
- Hetzl, R., Echtler, H. P., Seifert, W., Schulte, B. A. and Ivanov, K. S. (1998). Subduction- and exhumation-related fabrics in the Paleozoic high-pressure — low-temperature Maksyutov Complex, Antingan area, southern Urals, Russia. *Geological Society of America Bulletin*, 110 (7), 916–930. [https://doi.org/10.1130/00167606\(1998\)110<0916:SAERFI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/00167606(1998)110<0916:SAERFI>2.3.CO;2)
- Hetzl, R. (1999). Geology and geodynamic evolution of the high-P/low-T Maksyutov Complex, southern Urals, Russia. *Geol. Rundschau*, 85, 577–588.
- Leech, M. L. and Willingshofer, E. (2004). Thermal modeling of the UHP Maksyutov Complex in the south Urals. *Earth and Planetary Science Letters*, 226, 85–99.
- Leech, M. L. and Stockli, D. F. (2000). The late exhumation history of the ultrahigh pressure Maksyutov Complex, south Ural Mountains, from new apatite fission-track data. *Tectonics*, 19, 153–167.
- Little, T. A., Hacker, B. R., Gordon, S. M., Baldwin, S. L., Fitzgerald, P. G., Ellis, S. and Korchinski, M. (2011). Diapiric exhumation of Earth's youngest (UHP) eclogites in the gneiss domes of the D'Entrecasteaux Islands, Papua New Guinea. *Tectonophysics*, 510 (1), 39–68.
- Petersen, K. D. and Buck, W. R. (2015). Education, extension, and exhumation of ultrahigh-pressure rocks in metamorphic core complexes due to subduction initiation. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 16, 2564–2581, <https://doi.org/10.1002/2015GC005847>

Статья поступила в редакцию 26 декабря 2019 г.

Статья рекомендована к печати 15 июня 2020 г.

Контактная информация:

Голионко Борис Глебович — golbor62@gmail.com

Рязанцев Алексей Викторович — avryazan51@mail.ru

Folded structures of the southeastern and western vergency of the Maksyutov metamorphic complex of the Southern Urals*

B. G. Golionko, A. V. Ryazantsev

Geological Institute of the Russian Academy of Sciences,
7, Pyzhevskii per., Moscow, 119017, Russian Federation

For citation: Golionko B. G., Ryazantsev A. V. (2020). Folded structures of the southeastern and western vergency of the Maksyutov metamorphic complex of the Southern Urals *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*, 65 (3), 506–527. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2020.306> (In Russian)

The structural evolution of the Maksyutov metamorphic complex in the southern part of the Uraltau zone (Southern Urals) was investigated. Several stages of deformation were distinguished. The first stage of deformation is associated with the formation of F_1 folds, which include folded structures of the southwestern vergence and sheath folds. The second stage was expressed in the formation of F_2 folds of the southeastern vergence, the most common in the field of development of the Maksyutov metamorphic complex. An alternative model involves the formation of sheath folds as the main structures and folds of the southwestern and southeastern vergence as additional ones under the conditions of tectonic movements in the direction from NE to SW. The choice between the two models requires additional research. The early stages of the deformation history of the complex are associated with the exhumation of its rocks from the

* The research was carried out within the state assignment 0135-2016-0009 and supported by the Russian Foundation for Basic Research (project no. 20-05-00308).

subduction zone of the Magnitogorsk island arc. The next stage was expressed in the formation of F_3 folds of the western vergence associated with movements along the Main Ural Fault zone, during the Late Paleozoic collision. Post-collision shear movements marked by F_4 folds with steeply dipping hinges completed the main stage of the region's structural evolution.

Keywords: Uraltau zone, structural evolution, deformation stage, asymmetric folds, sheath folds, hinge, lineation, Maksyutov metamorphic complex, vergence.

References

- Beane, R. J. and Connelly, J. N. (2000). $40\text{Ar}/39\text{Ar}$, U–Pb and Sm–Nd constraints on the timing of metamorphic events in the Maksyutov complex southern Ural mountains. *J. Geol. Soc. (Lond.)*, 157, 811–822.
- Beane, R. and Leech, M. (2007). The Maksyutov Complex: The first UHP terrane 40 years later. In: M. Cloos, W. D. Carlson, M. C. Gilbert, J. G. Liou, S. S. Sorensen, ed., *Convergent Margin Terranes and Associated Regions: A Tribute to W. G. Ernst. Geological Society of America Special Paper*, 419, 153–169. [https://doi.org/10.1130/2006.2419\(08\)](https://doi.org/10.1130/2006.2419(08))
- Dobretsov, N. L., Shatsky, V. S., Coleman, R. G., Lennykh, V. I., Valizer, P. M., Liou, J. G., Zhang, R. and Beane, R. J. (1996). Tectonic setting and petrology of ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Maksyutov Complex, Ural Mountains, Russia. *International Geology Review*, 38, 136–160.
- Duk, G. G. (1995). *Glaukophane schist, glaukofan-greenschist and ophiolite complexes of the Ural-Mongolian folded belt*. St. Petersburg: Phoenix Publ. (In Russian)
- Ernst, W. S., Maruyama, S. and Wallis, S. (1997). Buoyancy-driven, rapid exhumation of ultrahigh-pressure metamorphosed continental crust. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 94 (18), 9532–9537.
- Glodny, J., Bingen, B., Austrheim, H., Molina, J. F. and Rusin, A. (2002). Precise eclogitization ages deduced from Rb/Sr mineral systematics: The Maksyutov complex, Southern Urals, Russia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66 (7), 1221–1235.
- Golionko, B. G. (2002). The structure and structural evolution of the northern part of the Maksyutov metamorphic complex (Uraltau Range, Southern Urals). *Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological series*, 77 (4), 26–29. (In Russian)
- Golionko, B. G. and Ryazantsev, A. V. (2018). Deformations and the sequence of the structures formation in the northern part of the zone of development of maksutovo metamorphic complex (Southern Urals). *Proceedings of higher educational establishments. Geology and Exploration*, (1), 17–26. <https://doi.org/10.32454/0016-7762-2018-1-17-26> (In Russian)
- Golionko, B. G. (2018). The structure and development of the southern part of the distribution zone of the Suvanyak metamorphic complex (South Urals) and its structural parageneses, *Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological series*, 93 (4), 3–9. (In Russian)
- Hetzl, R., Echter, H. P., Seifert, W., Schulte, B. A. and Ivanov, K. S. (1998). Subduction- and exhumation-related fabrics in the Paleozoic high-pressure — low-temperature Maksyutov Complex, Antingan area, southern Urals, Russia. *Geological Society of America Bulletin*, 110 (7), 916–930. [https://doi.org/10.1130/00167606\(1998\)110<0916:SAERFI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/00167606(1998)110<0916:SAERFI>2.3.CO;2)
- Hetzl, R. (1999). Geology and geodynamic evolution of the high-P/low-T Maksyutov Complex, southern Urals, Russia. *Geol. Rundschau*, 85, 577–588.
- Krasnobaev, A. A., Valizer, P. M., Anfilogov, V. N. and Busharina, S. V. (2015). Zirconology of garnet-glaucophane schists of the Maksyutov complex (Southern Urals). *Doklady Earth Sciences*, 461, 414–418. <https://doi.org/10.1134/S1028334X15040212>
- Kuznetsov, N. B. and Ezekia, M. L. (2011). Mezostuctural parageneses into metamorphic rocks of southern part of the Uraltau uplift (Southern Urals). *RUDN Journal of Engineering Researches*, (1), 37–50. (In Russian)
- Khudoley, A. K., Alekseev, D. V., Moskalenko, A. N. and Kushnareva, A. V. (2019). Structural ensembles and kinematic characteristics of the eclogite-bearing granite-gneiss complex in the Early Ordovician zone of the continental subduction: Aktuz, Northern Tien Shan, Kyrgyzstan, In: *Problems of tectonics of continents and oceans. Materials of the LI Tectonic meeting*. Moscow: Geos Publ., 328–330. (In Russian)
- Leech, M. L. and Willingshofer, E. (2004). Thermal modeling of the UHP Maksyutov Complex in the south Urals. *Earth and Planetary Science Letters*, 226, 85–99.

- Leech, M.L. and Stockli, D.F. (2000). The late exhumation history of the ultrahigh pressure Maksyutov Complex, south Ural Mountains, from new apatite fission-track data. *Tectonics*, 19, 153–167.
- Lennykh, V.I. (1977). Eclogite and glaucophane schist belt of the South Urals. Moscow: Nauka Publ. (In Russian)
- Lepezin, G. G., Volkova, N. I., Korsakov, A. V., Travin, A. V. and Yudin, D. S. (2006). Age and thermal history of the Maksyutov metamorphic complex: 40Ar/39Ar evidence. *Petrology*, 14 (1), 98–114. <https://doi.org/10.1134/S0869591106010085>
- Little, T. A., Hacker, B. R., Gordon, S. M., Baldwin, S. L., Fitzgerald, P. G., Ellis, S. and Korchinski, M. (2011). Diapiric exhumation of Earth's youngest (UHP) eclogites in the gneiss domes of the D'Entrecasteaux Islands, Papua New Guinea. *Tectonophysics*, 510 (1), 39–68.
- Miller, J. V. (1977) Macsutovo complex of the Southern Urals. In: A. N. Kazakov, J. V. Miller, V. L. Duk, A. L. Kharitonov, ed., *Structural evolution of metamorphic complexes*. Leningrad: Nauka Publ. (In Russian)
- Petersen, K. D. and Buck, W. R. (2015). Education, extension, and exhumation of ultrahigh-pressure rocks in metamorphic core complexes due to subduction initiation. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 16, 2564–2581. <https://doi.org/10.1002/2015GC005847>
- Puchkov, V.N. (2010). *Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)*. Ufa: DesignPoligraphService Publ. (In Russian)
- Salikhov, D. N., Kholodnov, V. V., Puchkov, V. N. and Rakhimov, I. R. (2019). Subduction, collision and plumes in the epoch of the Late Paleozoic magmatism of the Magnitogorsk zone (the Southern Urals). *Lithosphere*, 19 (2), 191–208. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-2-191-208> (In Russian)
- Samygin, S. G., Mileev, V. S. and Golionko, B. G. (2005). Uraltau zone: geology and structural evolution. In: S. V. Ruzhentsev, K. E. Degtyarev, ed., *Essays on the regional tectonics. Volume 1. Southern Urals*. Moscow: Nauka Publ., 9–35. (In Russian)
- Tevelev, A. V. (2003). *Mid-Late Paleozoic development of the Ural-Kazakhstan folded system*. Abstract of Dr. Sci. thesis. Moscow State University. (In Russian)
- Valiser, P. M. and Lennykh, V. I. (1988). Amphiboles of blue schists of the Urals. Moscow: Nauka Publ. (In Russian)
- Zakharov, O. A. and Puchkov, V. N. (1994). *On the tectonic nature of the Maksutov complex of the Uraltau zone*. Ufa: Preprint of the USC RAS. (In Russian)
- Znamensky, S. E. and Znamenskaya, N. M. (2009). The role of shear duplexes in the regional structural control of the Late Paleozoic gold mineralization of the Magnitogorsk megazone (Southern Urals). *Lithosphere*, (4), 83–92. (In Russian)

Received: December 26, 2019

Accepted: June 15, 2020

Contact information:

Boris G. Golionko — golbor62@gmail.com

Alexey V. Ryazantsev — avryazan51@mail.ru