

УДК 551.243

## СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МАКСЮТОВСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ) ПО ДАННЫМ СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА И РЕЗУЛЬТАТАМ U–Pb ДАТИРОВАНИЯ ЗЕРЕН ОБЛОМОЧНОГО ЦИРКОНА<sup>1</sup>

© 2021 г. Б. Г. Голионко<sup>1</sup>, \*, А. В. Рязанцев<sup>1</sup>, Н. А. Каныгина<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, Пыжевский пер., д. 7, 119017 Москва, Россия

\*e-mail: golbor62@gmail.com

Поступила в редакцию 29.07.2021 г.

После доработки 04.10.2021 г.

Принята к публикации 02.11.2021 г.

Проведены детальные структурные исследования образований максютовского эклогит-глаукофан-сланцевого комплекса Южного Урала, получены U–Pb-изотопные (LA-ICP-MS) оценки возраста зерен обломочного циркона из кварцитов юагузинской и карамалинской серий (тектоно-стратиграфических единиц), слагающих комплекс. Полученные данные показывают, что обе серии являются близковозрастными, но разнофациальными образованиями, слагавшими проксимальную (юагузинская серия) и дистальную (карамалинская серия) области палеозойской окраины палеоконтинента Балтика. Чередование этих серий в максютовском комплексе объясняется их тектоническим совмещением при формировании чешуйчато-надвиговой структуры данного комплекса. Образования максютовского комплекса испытали погружение в зону субдукции Магнитогорской островной дуги и складчатые деформации при последующей эксгумации из зоны субдукции. В структурной эволюции комплекса установлены четыре этапа деформации. Первый этап связан с формированием складок юго-западной вергентности и колчановидных складок F<sub>1</sub> и отвечает эксгумации образований максютовского метаморфического комплекса из зоны субдукции Магнитогорской островной дуги в юго-западном (в современных координатах) направлении в середине фаменского века позднего девона. Второй этап выражен в формировании складок юго-восточной вергентности F<sub>2</sub>, наиболее распространенных в максютовском комплексе, и связан с косою левосторонней коллизией Магнитогорской дуги с окраиной Балтики в конце девона. На третьем этапе деформации формировались складки западной вергентности F<sub>3</sub>, обусловленные движениями в зоне Главного Уральско-го разлома, в ходе позднепалеозойской континентальной коллизии. Постколлизийные сдвиговые движения четвертого этапа деформации, маркированные складками с крутопадающими шарнирами F<sub>4</sub>, завершили главную стадию структурной эволюции региона.

**Ключевые слова:** Южный Урал, максютовский эклогит-глаукофансланцевый комплекс, обломочный циркон, U–Pb возраст LA-ICP-MS, структурная эволюция, этап деформации, складка, вергентность, шарнир, линейность

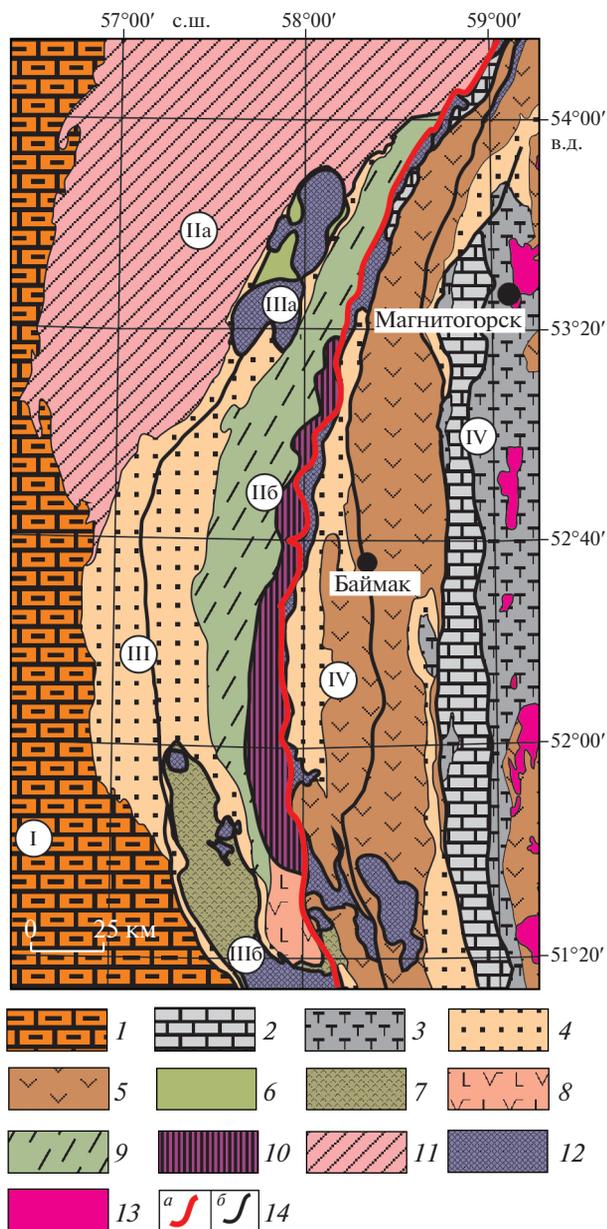
**DOI:** 10.31857/S0016853X21060035

### ВВЕДЕНИЕ

Структурному анализу складчатых деформаций принадлежит важная роль в формировании современных представлений о строении и геодинамической эволюции внутриконтинентальных орогенов. Особенно плодотворно применение этих методов при изучении метаморфических комплексов, являющихся существенной составляющей структуры большинства складчато-надвиговых поясов. Максютовский эклогит-глау-

кофансланцевый метаморфический комплекс Южного Урала – эталонный типовой пример подобных комплексов, развитых в складчатых поясах мира, один из ключевых для познания геодинамической эволюции Уральской складчатой области. Комплекс достаточно полно исследован в петролого-геохимическом и изотопно-геохронологическом отношении, однако его структурные характеристики до сих пор нуждаются в уточнении [19, 33, 36]. Изучение детритовых цирконов из кварцитовых толщ максютовского комплекса позволило установить их палеозойский возраст и сделать вывод о том, что деформационная история максютовского комплекса связана, в основ-

<sup>1</sup> Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016853X21060035 для авторизованных пользователей.



**Рис. 1.** Основные структурные элементы Южного Урала (по днным [10], с изменениями и дополнениями). Обозначено (римские цифры в кружках): I – Предуральский краевой прогиб; II – Центрально-Уральская мегазона: Башкирский антиклинорий (IIa), зона (антиформа) Уралтау (IIб); III – Зилаирский синклинирий, Кракинский аллохтон (IIIa), Сакмарский аллохтон (IIIб); IV – Магнитогорская мегазона.

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 – батиальные 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 – Главный Уральский разлом (ГУР), б – прочие

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Максютовский эклогит-глаукофансланцевый комплекс слагает узкий (1.5–16 км) тектонический блок на юго-востоке западного склона Южного Урала, где образует восточную часть центрального и южного секторов зоны (антиформы) Уралтау, протягиваясь от долины р. Казмаш на севере до бассейна верховьев р. Губерля и ее притоков на юге на расстояние около 250 км. На западе комплекс отделен Янтышевско-Юлукским разломом от относительно слабометаморфизованных метаосадочных образований суваянского комплекса [27].

Восточной границей области распространения максютовского комплекса является меланж зоны Главного Уральского разлома (рис. 1). Максютковский комплекс, сложенный разнообразными метаосадочными и метамагматическими породами, характеризуется полистадийной эволюцией складчатости и метаморфизма [4, 14, 18].

Д.Г. Ожиганов [26] впервые выделил максютковский комплекс из структур зоны Уралтау и разделил его на две свиты:

– яманскую, сложенную гранат-глаукофановыми сланцами, кварцитами и зелеными ортосланцами;

– ишимбетовскую, представленную переслаиванием графитовых и безграфитовых парасланцев с прослоями зеленых ортосланцев [26].

Впоследствии была принята четырехчленная схема стратиграфического расчленения комплек-

ном, с палеозойским этапом [11]. Работы исследователей по изучению структурных особенностей комплекса проводились в южной части, реже – в центральной части зоны распространения комплекса и менее всего изучалась структурная эволюция северной части зоны [8, 9, 13, 24, 35].

Цель нашей работы – разработка новой модели структурной и геодинамической эволюции максютковского комплекса на основе исследований, проведенных по всей области его распространения, определение возраста зерен обломочного циркона, уточнение строения максютковского комплекса с использованием полученных результатов анализа структурных данных.

са [17]. Согласно этой схеме, в составе комплекса выделяются залегающие последовательно (снизу вверх) четыре свиты рифейского возраста:

- галеевская (существенно кварцитовая);
- кайраклинская, представленная переслаиванием графитовых и безграфитовых парасланцев, мраморов, кварцитов и ортосланцев основного состава;
- юмагузинская, разрез которой представлен переслаиванием гранат-глаукофановых сланцев, фенгитовых кварцитов и метааркозов;
- карамалинская, представленная чередованием графитовых и безграфитовых парасланцев, кварцитов, мраморов и основных метавулканитов.

Тела эклогитов были встречены в образованиях всех свит, за исключением галеевской [22].

Несмотря на то, что данная схема признана до настоящего времени и используется исследователями при проведении государственной геологической съемки, однако имеет явные признаки несоответствия полученным в последнее время данным.

П.М. Вализер и В.И. Ленных [3] предложили тектоно-метаморфическую концепцию, в соответствии с которой выделены две тектонически совмещенные структурно-формационные единицы:

- нижняя метатерригенная (субконтинентальная);
- верхняя метавулканогенная (субофиолитовая).

К нижней единице отнесены 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. Докембрийский возраст комплекса в этой работе не подвергался сомнению.

Впоследствии появились данные о находках палеозойской фауны среди образований максютовского комплекса, однако, высказывались сомнения, являются ли линзы мраморизованных известняков, содержащие палеозойские конодонты, его составной частью или они представляли собой тектонические чешуи, совмещенные с породами комплекса в процессе позднепалеозойской коллизии [14, 30, 37]. Галеевская и юмагузинская свиты, объединенные в юмагузинскую серию, были отнесены к нижней тектоно-стратиграфической единице, при этом кайраклинская и карамалинская свиты, объединенные в карамалинскую серию, были отнесены к верхней тектоно-стратиграфической единице [14].

Не возражая против двучленного строения комплекса, мы считаем, что галеевские кварциты

следует относить к карамалинской серии, т.к. в стратотипическом районе в 1.5 км к северу от дер. Верхнее Галеево (Зилаирский район, Республика Башкортостан, Россия) они залегают внутри разреза тонкоплитчатых углеродистых кварцитов, которые относятся к карамалинской серии, а не лежат в основании данной серии. Таким образом, мы полагаем, что в состав юмагузинской серии входят только кварциты юмагузинской свиты. Нами установлено, что карамалинская серия может залегать как структурно выше, так и ниже юмагузинской серии.

Проведенное геохронологическое изучение обломочных цирконов из кварцитов обеих серий позволило установить палеозойский (предположительно ордовикский) возраст кварцитов юмагузинской и карамалинской серий [11]. Тем не менее на наличие в составе комплекса пород с доордовикским возрастом протолита, указывает Sm–Nd оценка возраста эклогитов максютовского комплекса  $650 \pm 15$  млн лет и цирконы с позднедокембрийскими и раннекембрийскими возрастными из эклогитов и гранат-глаукофановых сланцев [6, 7, 13, 18, 19, 36].

Возраст пикового эклогит-глаукофансланцевого метаморфизма, связанного с погружением утоненного края пассивной континентальной окраины в зону субдукции под Магнитогорской островной дугой, оценивается значениями  $388 \pm 4$  млн лет,  $384 \pm 3$ ,  $392 \pm 2$ ,  $393-406$  млн лет,  $411-389$  млн лет [6, 7, 23, 34, 36]. Возраст остывания и эксгумации и максютовского комплекса оцениваются разными методами интервалом  $375-315$  млн лет [33, 34, 36]. Появление обломочного глаукофана в песчаниках зилаирской серии фиксирует выведение комплекса в область денудации в середине фаменского века позднего девона [2, 27, 39].

Изучение структурных особенностей максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса началось во второй половине 1970-х гг. В ранних работах были установлены основные структуры комплекса, среди которых выявлена ведущая роль складок юго-восточной вергентности, а также намечены схемы структурной эволюции [13, 22, 24]. Последующий этап структурных исследований максютовского метаморфического комплекса связан с исследованиями по программе Европроба, в которых предполагалась ведущая роль складок северо-западной вергентности, их образование объяснялось поддвигом в зону субдукции Магнитогорской островной дуги, при этом формирование складок юго-восточной вергентности, доминирующих в структуре максютовского метаморфического комплекса, связывалось с ретрошарьированием [35]. Приводимая R. Hetzel [35] схема структурной эволюции пред-

полагает, что Главный Уральский разлом (ГУР) представляет собой сброс, однако В.Н. Пучковым [27] было доказано, ГУР является надвигом.

Наши исследования показали, что складки юго-восточной вергентности предшествуют складкам северо-западной вергентности, связанным с коллизионными процессами в позднем палеозое [9, 10].

### U–Pb ДАТИРОВАНИЕ ЗЕРЕН ОБЛОМОЧНОГО ЦИРКОНА

Для максютовского метаморфического комплекса нами было проведено U–Pb (LA-ICP-MS) датирование зерен обломочного циркона из кварцитов юмагузинской серии и галеевских кварцитов, относящихся к карамалинской серии. По результатам исследований был установлен их палеозойский, предположительно ордовикский возраст [11]. Для более полного обоснования возраста кварцитовых толщ нами были дополнительно отобраны три пробы в южной части зоны Уралтау (рис. 2).

Проба G-19-27 (Д) из метагравелитов, залегающих в видимом основании разреза толщи графитовых кварцитов карамалинской серии, отобрана на правом берегу правого притока р. Губерля – ручья Аптулла в точке с координатами 51°33′50.9″ с.ш., 57°57′26.2″ в.д. [1] (см. рис. 2). Проба G-19-28 (В) из малослюдистых кварцитов, слагающих прослой в толще графитовых и малослюдистых кварцитов карамалинской серии, отобрана в левом борту долины р. Дергамыш в точке с координатами 51°57′48.2″ с.ш., 57°54′27.4″ в.д.. Все эти породы ранее относились к галеевской свите [1]. В кварцитах этих проб значительную часть составляют обломки аркозового состава. Метагравелит пробы G-19-27 сложен округлыми обломками микроклина, реже сростками микроклина с кварцем, сцементированными мелкозернистым кварцевым агрегатом. В пробе кварцитов G-19-28, до 10% зерен представлены обломками гранитоидов – сростками кварца с микроклином и микроклина с плагиоклазом, обломки чистого

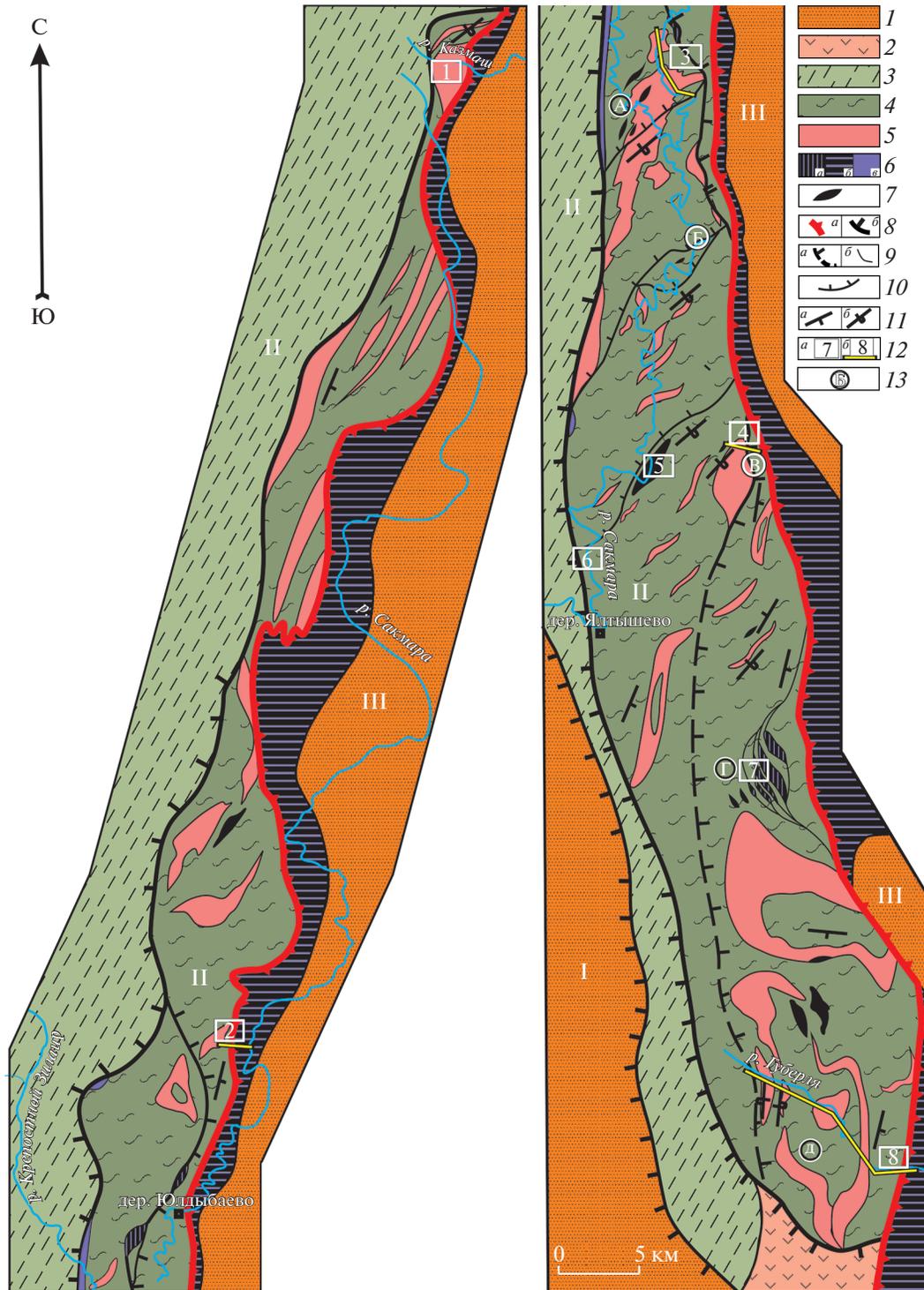
микроклина встречаются реже. Проба 1996 (Г) из фенгитовых кварцитов, юмагузинской серии, слагающих тектоническую пластину в сложно-дислоцированном пакете чешуй фенгитовых, малослюдистых и графитовых кварцитов, отобрана в районе левого притока р. Ташла в точке с координатами 51°49′34.3″ с.ш., 57°53′52.5″ в.д. (см. рис. 2). Порода сложена крупночешуйчатым желто-зеленым фенгитом, зернами калиевого полевого шпата и кварца.

Выделенные из кварцитов обеих серий зерна обломочного циркона были вмонтированы в эпоксидную шашку и изучены в проходящем свете. U–Pb-изотопное датирование зерен циркона проведено в ГИН РАН (г. Москва, Россия) (аналитики В.С. Шешуков, А.С. Дубенский) на установке лазерной абляции NWR-213 (Electro Scientific Inc., Portland, Multnomah County, Oregon, USA), совмещенной с магнито-секторным ICP-MS масс-спектрометром высокого разрешения Element2 (Thermo Scientific Inc., Waltham, Middlesex County, Massachusetts, USA). Методические приемы и константы, использованные для обработки первичных аналитических данных, приведены в работах [25, 28].

В пробе метагравелитов G-19-27 изучено 100 зерен циркона и получено 77 конкордантных оценок (Приложение 1: Табл. S1). Преобладают цирконы с возрастными интервалами 517–589 млн лет (61 зерно) с выраженным на кривой плотности вероятности (КПВ) максимумом 543 млн лет (рис. 3). Отдельные зерна имеют палео-, мезопротерозойские возрасты, которые не образуют выраженных максимумов.

В пробе кварцитов G-19-28 изучено 101 зерно циркона, для которых получено 66 конкордантных оценок возраста. Преобладает популяция цирконов в интервале 522–587 млн лет (42 зерна). На КПВ отмечены отчетливый максимум 552 млн лет и небольшой – 587 млн лет. Отдельные зерна имеют палео-, мезопротерозойские и неорархейский возрасты, не образуя выраженных максимумов.

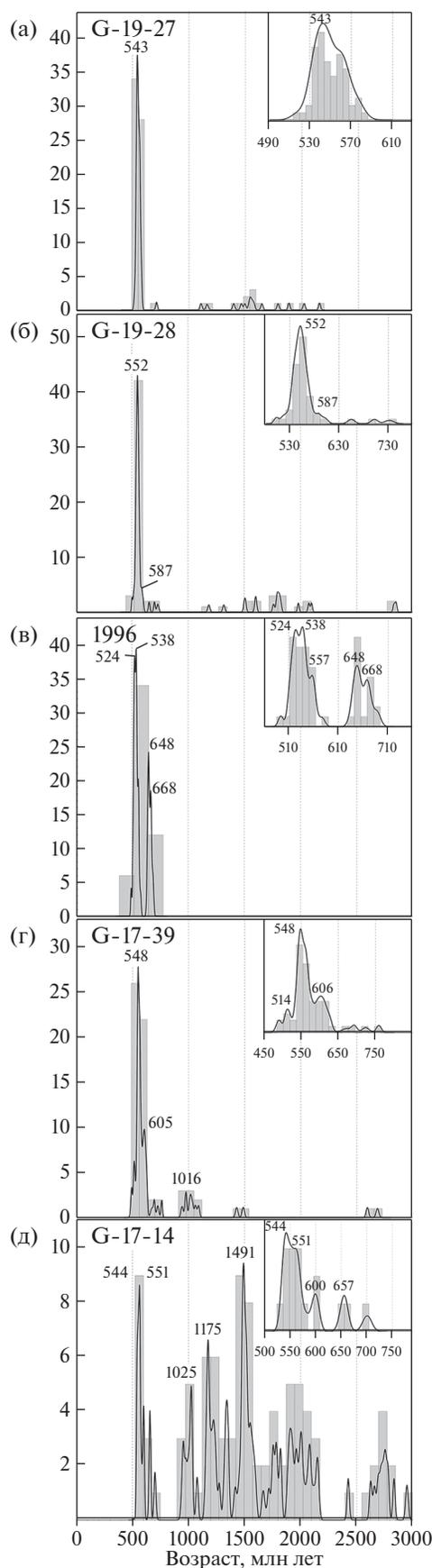
**Рис. 2.** Структурная схема центральной и южной части зоны (антиформы) Уралтау и ее обрамления. А – проба G-17-39 (дер. Максютово); Б – проба G-17-14 (дер. Верхнее Галеево); В – проба G-19-28 (р. Дергамыш); Г – проба 1996 (р. Ташла); Д – проба G-19-27 (руч. Аптулла). Обозначено (римские цифры): I – Зилаирский синклинорий, II – зона (антиформа) Уралтау, III – Магнитогорская мегазона. 1 – палеозойские отложения (нерасчлененные); 2 – вулканогенно-осадочная толща венда; 3 – суваньякский зеленосланцевый метатерригенный комплекс; максютовский эклогит-глаукофансланцевый комплекс (4–7): 4–5 – серия: 4 – карамалинская серия, 5 – юмагузская серия; 6 – мафит-ультрамафитовые комплексы и серпентинитовый меланж: а – в зоне ГУР, б – в максютовском комплексе, в – в зоне Янтышевско-Юлукского разлома; 7 – эклогитсодержащие зоны; тектонические границы (8–9): 8 – структурно-формационных зон и комплексов: а – Главный Уральский разлом (ГУР), б – прочие; 9 – в максютовском комплексе: а – граница областей преимущественного распространения структур западной и юго-восточной вергентности, б – границы юмагузинской и карамалинской серии; 10 – соскладчатые надвиги; 11 – преимущественные падения сланцеватости в максютовском комплексе: а – нормальные залегания, б – опрокинутые; 12 – район проведения работ: а – участки детальных структурных наблюдений, б – линии структурных профилей (1 – Казмаш, 2 – Гумерово, 3 – Яманташ, 4 – Дергамыш, 5 – Караяново, 6 – Аксарлак, 7 – Ташла, 8 – Губерля); 13 – места отбора проб



В пробе фенгитовых кварцитов 1996 изучено 98 зерен циркона, для которых получено 53 конкордатные оценки возраста. Полученные возрасты образуют два интервала. Первый составляет от 502 до 573 млн лет (32 циркона) с выраженными на КПВ максимумами 524, 538 и 557 млн лет, второй – от 630 до 686 млн лет (17 зерен) с максиму-

мами 648 и 668 млн лет. Единичное зерно имеет возраст 2472 млн лет.

Новые данные подтверждают сделанный ранее вывод [11] о палеозойском возрасте кварцитов обеих серий. Диапазоны возрастов проб G-17-27, G-17-28 и 1996 хорошо коррелируются между со-



бой и имеют сходство с возрастными обломочными цирконами из фенгитовых юагузинских кварцитов пробы G-17-39, которая была изучена ранее. Проба G-17-39 (А) отобрана в точке с координатами ( $52^{\circ}15'46.3''$  с.ш.,  $E 57^{\circ}46'07.7''$  в.д.) на левом берегу р. Крепостной Зилаир у дер. Максютово из фенгитовых юагузинских кварцитов (см. рис. 2). В этой пробе изучено 93 зерна циркона, для которых получено 65 конкордантных датировок (69.9%). Конкордантные оценки возраста попадают в интервалы 497–640 и 957–1027 млн лет. На КПВ отмечены отчетливые максимумы с возрастом 514, 548, 605 млн лет и слабый – 1016 млн лет.

От этой группы отличается изученная ранее проба G-17-14 (Б), которая была взята из малослюдистых кварцитов карамалинской серии галеевского типа в точке с координатами  $52^{\circ}09'13.3''$  с.ш.,  $57^{\circ}51'46.8''$  в.д. на правом берегу р. Сакмара, выше дер. Верхнегалеево (см. рис. 2). Зерна циркона в этой пробе, в отличие от зерен из первой группы, в основном, хорошо окатаны. Из пробы изучено 103 зерна циркона, для которых получено 98 конкордантных датировок (95%). Они попадают в интервалы 529–594, 956–2144 и 2709–2781 млн лет. На кривой плотности вероятности (КПВ), отмечены отчетливые максимумы со значениями 544, 551 и 1491 млн лет. Менее проявлены максимумы со значениями 600, 657, 1025, 1175, 1224, 1342, 1550, 1782, 1909, 1962, 2004, 2080 и 2781 млн лет (см. рис. 3).

Распределение возрастов зерен обломочного циркона кварцитов карамалинской серии из пробы G-17-14 с одной стороны и проб G-19-27 и G-19-28 с другой, различно, несмотря на сходство типов разрезов, что указывает на отличия в источниках сноса. Возможно, в структуре максютовского комплекса присутствуют пластовые отторженцы, перемещенные в процессе формирования комплекса из соседних палеозон, и кварциты, как мы считаем, – галеевского типа – в точке G-17-14 представляют один из них.

В то же время, как уже было отмечено выше, распределение зерен обломочного циркона кварцитов юагузинской серии из проб G-17-39 и 1996 с одной стороны и из проб G-19-27 и G-19-28, отобранных из кварцитов карамалинской серии с

**Рис. 3.** Гистограммы и графики плотности вероятности распределения возрастов зерен обломочного циркона из кварцитов максютовского метаморфического комплекса (с детализацией для кембрийско-неопротерозойского интервала).

(а) – проба G-19-27 (аркозовые метагравелиты карамалинской серии); (б) – проба G-19-28 (аркозовые кварциты карамалинской серии); (в)–(г) – кварциты юагузинской серии: (в) – проба 1996, (г) – проба G-17-39; (д) – проба G-17-14 – карамалинская серия, кварциты галеевского типа.

другой, близко, несмотря на различие типов разрезов. Это можно объяснить различными фациями палеозойской окраины палеоконтинента Балтика, к которым относятся породы максютовского комплекса, при этом юагузинская серия представляет собой ее проксимальную, а карамалинская – дистальную часть. Чередование юагузинской и карамалинской серии в строении комплекса, а особенно появление образований одной серии в поле развития другой, по-видимому, объясняется их тектоническим совмещением. Таким образом, максютовский комплекс является мегатектонитом чешуйчато-надвигового строения, представляющего собой чередование тектонических пластин, сложенных образованиями, занимавшими различное положение в структуре континентальной окраины.



Рис. 4. Линейность удлинения в метагравелитах карамалинской серии (руч. Аптулла).

### СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ

Изучение структурной эволюции максютовского метаморфического комплекса проводилось методом мезоструктурного анализа, т.е. изучения плоскостных и линейных элементов складок, развитых в пределах обнажения и установления взаимоотношений разновозрастных складчатых структур. Построение структурных диаграмм производилось с использованием программы “Stereo 32” [40].

Область распространения максютовского метаморфического комплекса можно условно разделить на три сегмента, несколько различающиеся по своему строению – северный, центральный и южный (см. рис. 2). Северный сегмент протягивается от долины р. Казмаш на севере до широты дер. Юлдыбаево на юге и характеризуется преобладанием структур западной вергентности [9]. Центральный сегмент протягивается от широты дер. Юлдыбаево до широты дер. Янтышево вдоль долины среднего течения р. Сакмара. Здесь преобладают структуры юго-восточной вергентности [10]. К югу от широты д. Янтышево до южного замыкания антиформы Уралтау расположен наиболее широкий южный сегмент, в котором структуры западной, северо-западной и юго-восточной вергентности развиты примерно одинаково [10].

Основным изучаемым плоскостным элементом на всех участках является сланцеватость, совпадающая с метаморфической полосчатостью, линейные элементы представлены шарнирами мелких складок и характерной для комплекса линейностью, на большей его части (за исключением южного замыкания антиформы Уралтау) ориентированной по линии юго-запад–северо-восток. Судя по деформированным метагравелитам, это – линейность удлинения, являющаяся важ-

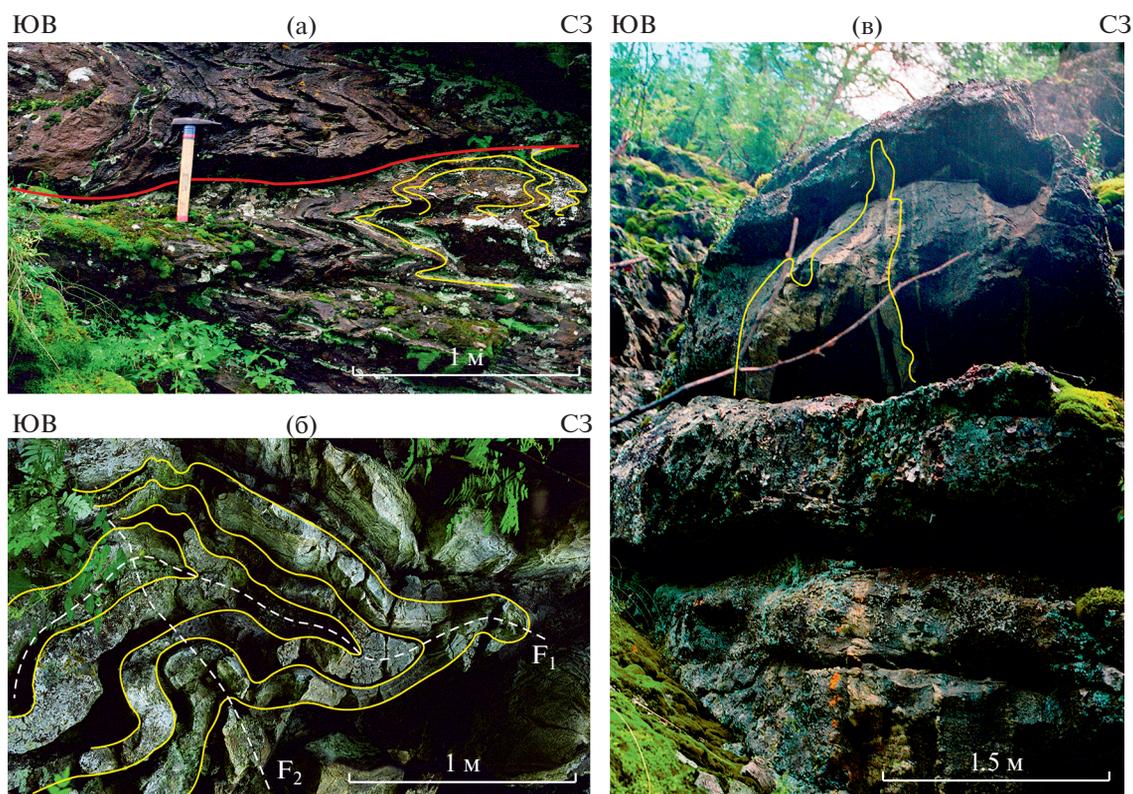
ным кинематическим параметром, показывающим направление перемещения метаморфических комплексов (рис. 4).

#### Северный сегмент

В северном сегменте области максютовский комплекс слабо обнажен и наименее исследован. Породы юагузинской и карамалинской тектоностратиграфических единиц формируют здесь серию чешуй северо-западной вергентности (см. рис. 2). Тектонический контакт с суваянским комплексом, как правило, не вскрыт, однако судя по данным геологического картирования на юге этого сегмента, он падает в западных румбах и продолжает, таким образом, зону Янтышевско-Юлукского разлома. В центре и на севере сегмента контакт переориентирован, залегает вертикально, или падает на восток.

Наиболее представительными для данного сегмента являются два относительно хорошо обнаженных участка, которые были выбраны для проведения детальных структурных наблюдений – долина реки Казмаш и район д. Гумерово.

**Участок Казмаш.** Расположен на правом борту долины одноименной реки на крайнем севере области распространения комплекса (см. рис. 2). Большая площадь участка сложена породами, отнесенными при среднемасштабном геологическом картировании, к кварцевой толще ишимбетовской свиты максютовского комплекса уверенно коррелируемой с юагузинской серией [21]. Основным структурным элементом участка являются линейные складки северо-восточного простирания, как юго-восточной, так и северо-западной вергентности, соотношения между которыми не удалось установить вследствие слабой обнаженности.



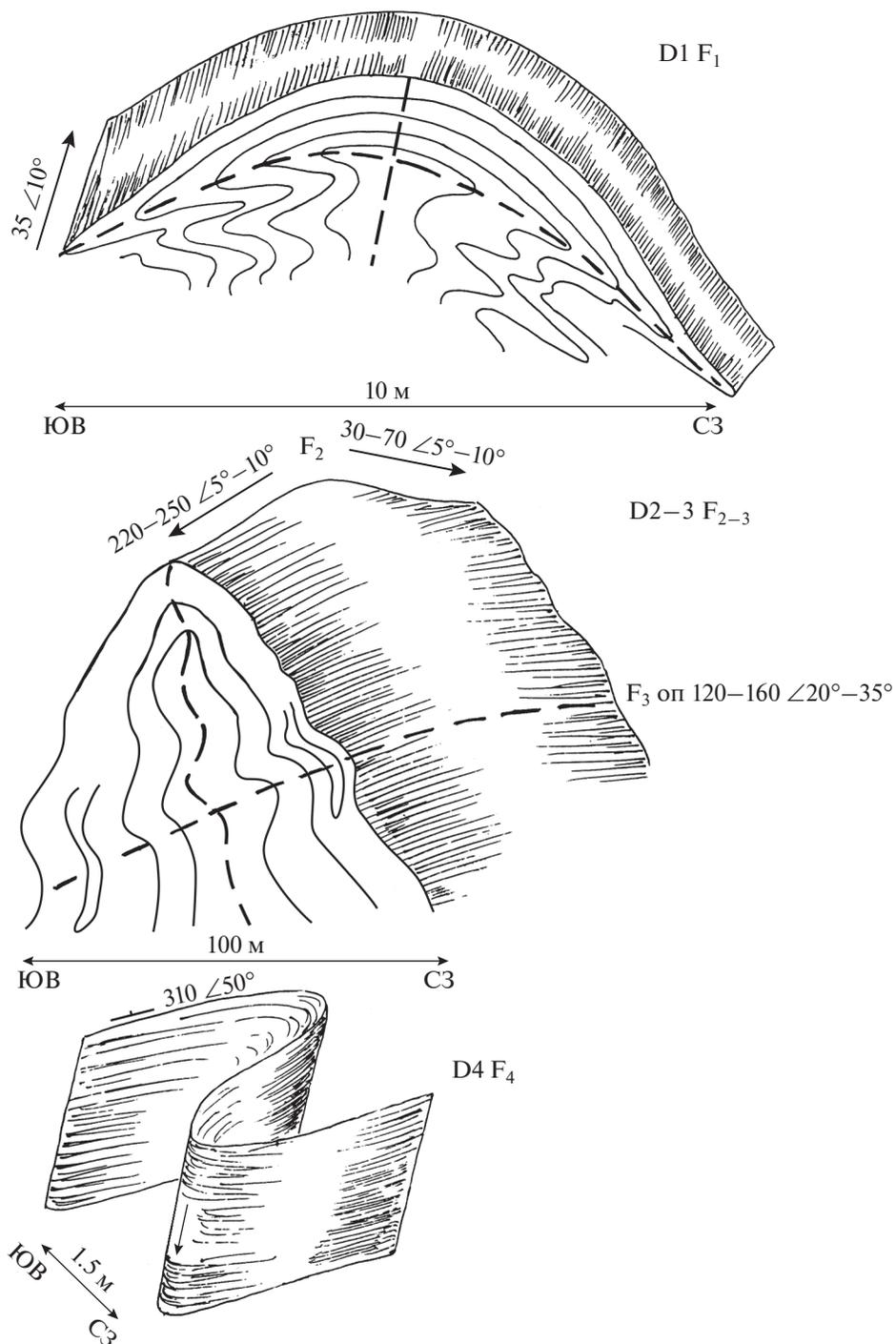
**Рис. 5.** Складчатые формы максютовского комплекса на правом борту долины р. Казмаш. (а) – колчановидные складки  $F_1$ ; (б) – ранняя изоклиальная складка  $F_1$ , смятая в более позднюю складку  $F_2$  юго-восточной вергентности; (в) – складка  $F_3$  северо-западной вергентности. Обозначено: дешифрованное положение сланцеватости (линии желтым); следы осевых поверхностей (штрих-линия белым); срыв внутри образований максютовского комплекса (линия красным).

Наиболее ранними в пределах участка являются колчановидные складки  $F_1$ , размером от 0.25 до 10 м, фронтальные части которых представлены замкнутыми структурами, а фланги – лежащими складками, осевые плоскости которых полого ( $\angle 10^\circ\text{--}15^\circ$ ) погружаются на северо-запад и юго-восток (рис. 5, а; рис. 6). Это свидетельствует о влиянии более поздних деформаций, шарниры этих мелких складок, и параллельная им линейность, погружаются в северо-восточном направлении под углом  $10^\circ\text{--}15^\circ$ . К этой же генерации  $F_1$  относятся ранние изоклиальные складки, смятые в более поздние складчатые структуры юго-восточной вергентности  $F_2$ , являющиеся одними из основных на этом участке (см. рис 5, в). Осевые плоскости последних круто ( $\angle 60^\circ\text{--}80^\circ$ ) погружаются в северо-западном направлении; падения на их юго-восточных крыльях достигают  $60^\circ\text{--}85^\circ$ , северо-западные крылья более пологие –  $45^\circ\text{--}60^\circ$ . Горизонтальный размах крыльев складок – 0.5–100 м. Шарниры этих складок полого ( $\angle 5^\circ\text{--}10^\circ$ ) погружаются как в юго-западном, так и северо-восточном направлениях (см. рис. 6). К сводовым частям складок  $F_2$  иногда приурочены колчановидные складки  $F_1$ .

В долине р. Казмаш крылья складок  $F_2$  деформированы с образованием складок с осевыми плоскостями, полого ( $\angle 20^\circ\text{--}35^\circ$ ) погружающимися в юго-восточном направлении. Для этих складок типичны как открытые, так и сжатые формы (см. рис. 6). К этой же генерации, по-видимому, относятся складки северо-западной вергентности и полого ( $\angle 15^\circ\text{--}35^\circ$ ) падающие на восток зоны расланцевания и катаклаза (см. рис. 5, в).

Следующей, самой молодой генерации на участке Казмаш отвечают S- и Z-образные асимметричные складки  $F_4$  с крутопадающими ( $\angle 70^\circ\text{--}80^\circ$ ) шарнирами, погружающимися в северо-восточном направлении, типичные для зон пластичных сдвигов.

**Участок Гумерово.** Расположен на левом берегу ручья – правого притока р. Сакмара (см. рис. 2). Здесь с запада на восток последовательно в стенках заброшенного карьера и коренных выходах вскрываются фенгитовые кварциты юагузинской серии, на которые с юго-востока по пологому ( $\angle 10^\circ\text{--}15^\circ$ ) разлому надвинуты графитовые кварциты карамалинской серии. Тектонический контакт фенгитовых и графитовых кварцитов

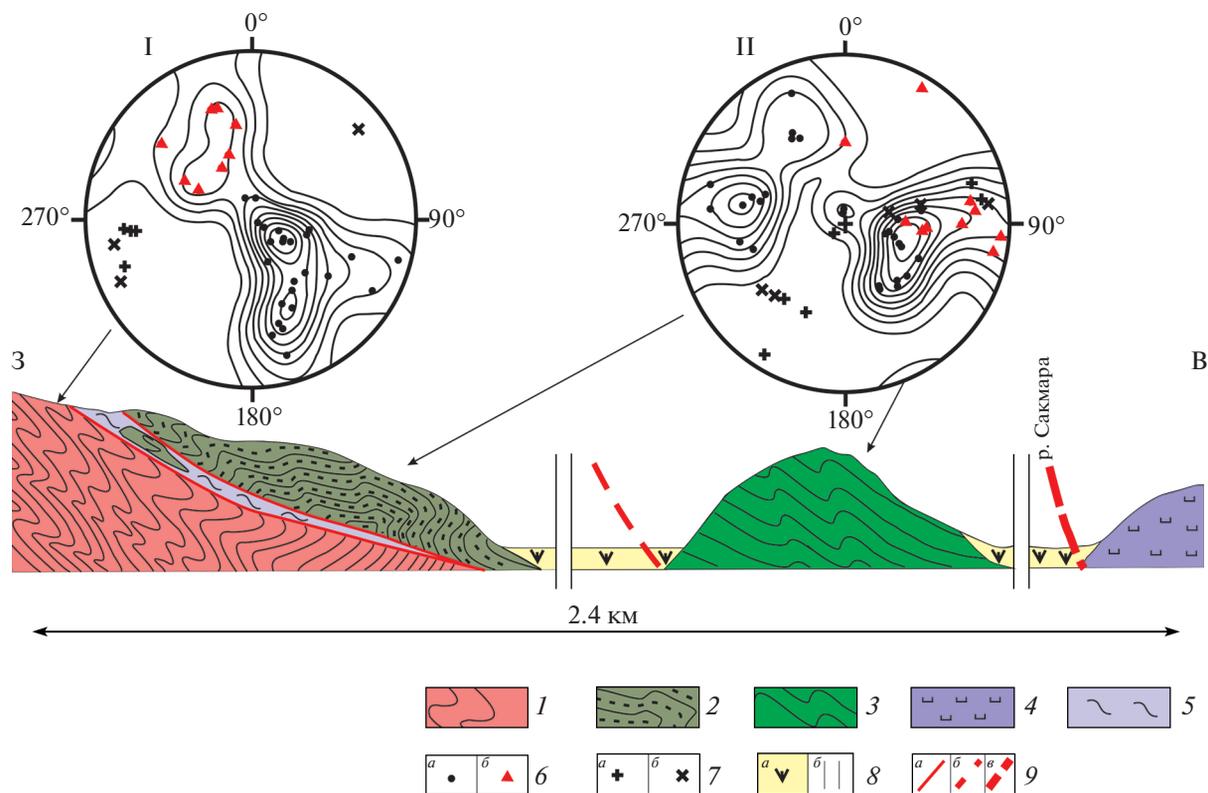


**Рис. 6.** Характеристики складчатых форм и этапы деформации максютовского комплекса (по данным [8], с изменениями и дополнениями).

представлен зоной катаклаза и милонитизации мощностью 30–60 см, выполненной как тектонизированными кварцитами обоих типов, так и апосерпентинитовыми тальк-хлоритовыми сланцами (рис. 8, а). Восточнее расположены выходы зеленых сланцев, представляющих собой метавулканиты, предположительно палеозойского возраста,

а еще восточнее на левом берегу р. Сакмары – серпентиниты зоны Главного Уральского разлома [9] (см. рис. 7). Все породы падают на юго-восток под углами  $20^{\circ}$ – $35^{\circ}$ , общая вергентность структуры участка является северо-западной.

На участке Гумерово наиболее ранними являются сжатые изоклиналильные складки  $F_1$  (см.



**Рис 7.** Схематический структурный профиль через участок Гумерово и структурные диаграммы складок (по [9] с изменениями и дополнениями).

I –  $F_2$  в породах максютювского комплекса (41 замер); II –  $F_3$  в породах максютювского комплекса и зеленых сланцах ГУР (47 замеров) (равноугольная проекция, верхняя полусфера).

1 – фенгитовые кварциты юмагузинской серии; 2 – графитовые кварциты карамалинской серии; 3 – зеленые сланцы зоны ГУР; 4 – гипербазиты зоны ГУР; 5 – апосерпентинитовые тальк-хлоритовые сланцы, брекчии и катаклазиты, милониты по породам максютювского комплекса; 6–7 – плоскостные и линейные элементы складок на структурных диаграммах: 6 – полюса к слацеватости ( $a$  – нормальные,  $b$  – опрокинутые залегания), 7 – линейные элементы складок ( $a$  – шарниры,  $b$  – линейность); 8 – необнаженные участки:  $a$  – скрытые под рыхлыми кайнозойские отложениями,  $b$  – участки, перекрытые кайнозойскими отложениями (вне профиля); 9 – тектонические контакты:  $a$  – достоверные,  $b$  – предполагаемые ( $b$  – контакт максютювского комплекса и метавулканитов зоны ГУР,  $v$  – контакт гипербазитов зоны ГУР)

рис. 8, б). Крылья этих структур почти параллельны и совпадают с общим падением пород. Размах крыльев складок не превышает 20–30 см. Эти складки смяты в Z-образные складчатые структуры  $F_2$ , погружающиеся на юго-восток (т.е. верхнее крыло смещается относительно нижнего по падению структуры) [9]. Как правило, это более открытые складки с размахом крыльев 1–2 м (см. рис. 8, б). Шарниры складок полого ( $\angle 12^\circ$ – $20^\circ$ ) погружаются на северо-восток и восток-северо-восток (см. рис. 7, I). Линейность, параллельная шарнирам, ориентирована в том же направлении.

На этом участке складки  $F_2$  нарушаются надвигом, разделяющим фенгитовые и графитовые кварциты. В блоках в зоне милонитизации и в висячем борту разрывного нарушения, в области его динамического влияния развиты сжатые асим-

метричные S-образные складки  $F_3$ , опрокинутые на северо-запад. Размах крыльев этих структур не превышает 1-го метра. В этих породах данные складки накладываются на складки  $F_2$ , что приводит к формированию зоны сложной интерференционной складчатости (см. рис. 8, в). Такие же складки развиты в зеленых сланцах, представляющих собой метавулканиты зоны Главного Уральского разлома, которые деформируются редко встречающимися мелкими (размах крыльев 0.3–0.5 м) сдвиговыми складками  $F_4$  с шарнирами круто (до  $80^\circ$ ) падающими на северо-восток [9].

### Центральный сегмент

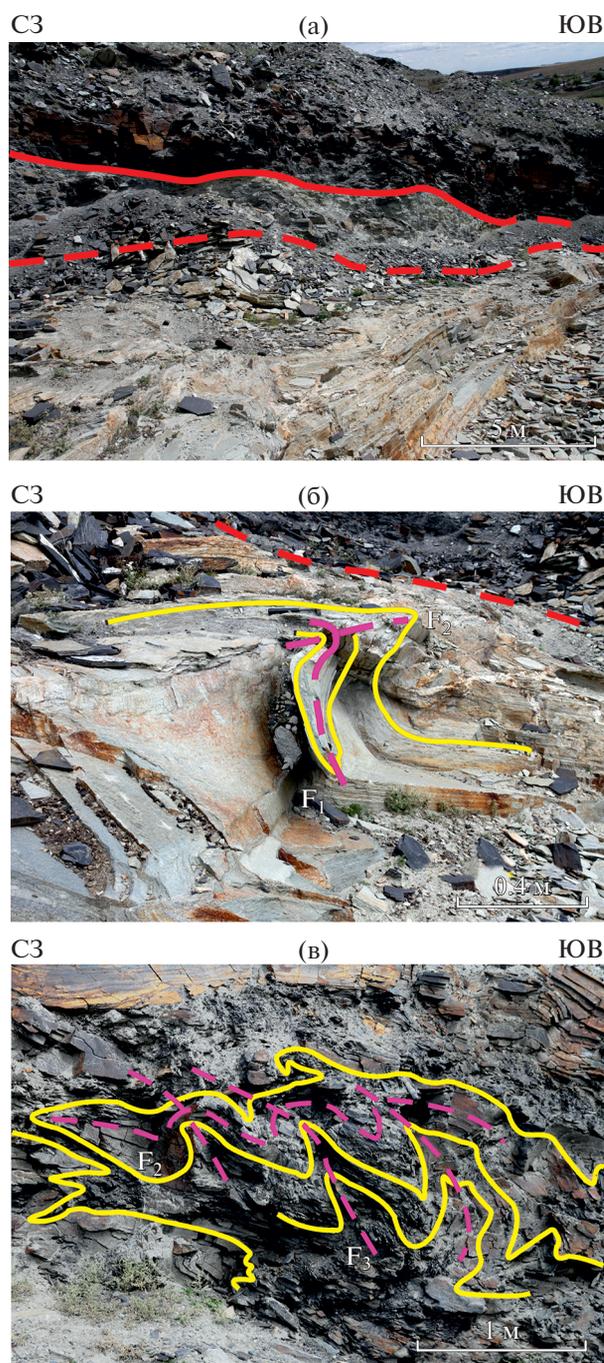
Центральный сегмент характеризуется преобладанием структур юго-восточной вергентности. На западе породы максютювского комплекса отделяются от метатерригенных образований су-

ванякского комплекса Янтышевско-Юлукским разломом, падающим на запад.

Опорными участками для проведения детальных структурных исследований были выбраны районы Яманташ, Дергамыш и окрестности детского лагеря Аскарлак. Для исследования строения эклогитсодержащих зон исследования проводились на участке Караяново.

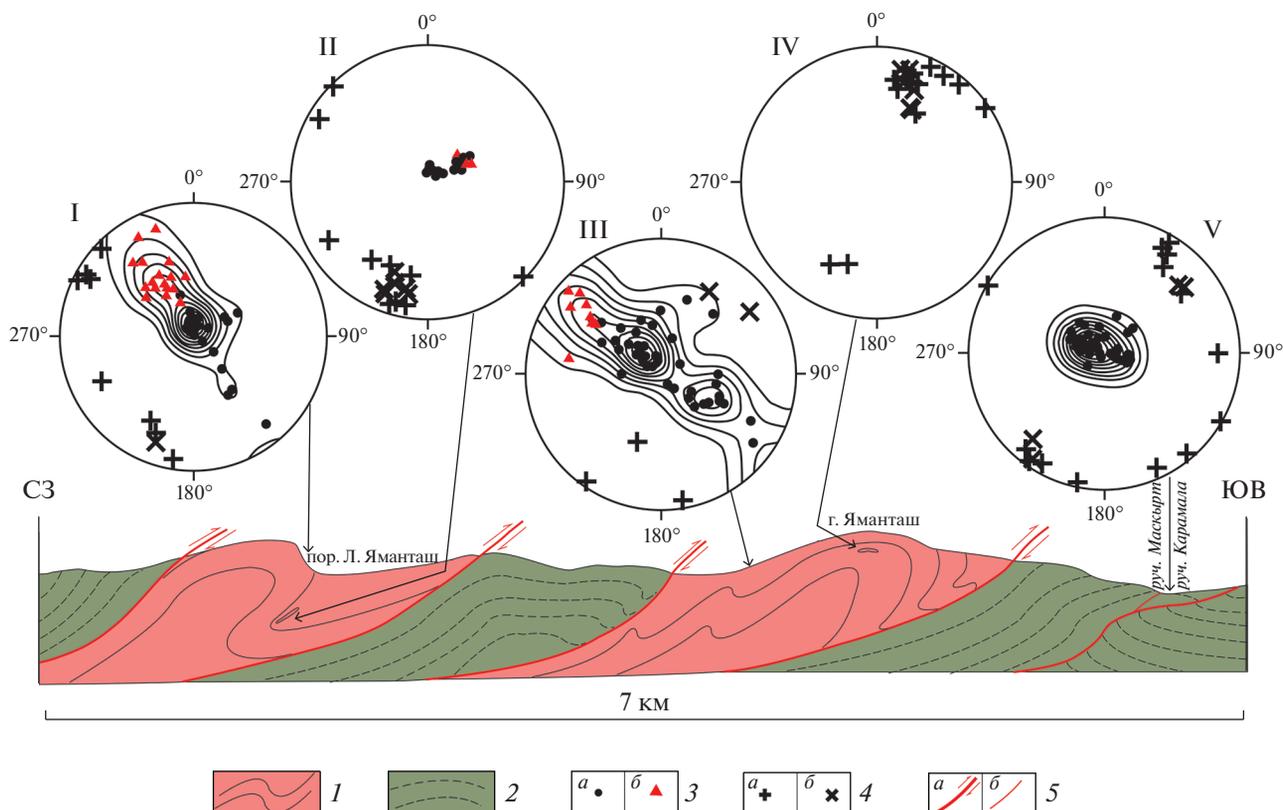
**Участок Яманташ.** Расположен на севере центрального сегмента в 5 км ниже д. Юлдыбаево в долине р. Сакмара между порогом Ложный Яманташ на север-северо-западе, горой Яманташ в центре и вплоть до устья ручьев Маскырт и Карамала на юго-востоке (см. рис. 2). Структура участка представляет собой чередование чешуй, сложенных породами юмагузинской и карамалинской серий, разделенные соскладчатými надвигами, сопровождаемые зонами милонитизации и катаклаза (рис. 9). При этом фенгитовые кварциты юмагузинской серии, содержащие линзы (чешуи (?)) хлоритизированных эпидот-альбит-кварцевых и гранат-глаукофан-эпидот-альбит-кварцевых сланцев, образуют антиформы, опрокинутые на юго-восток. Графитовые (реже – малослюдистые) кварциты и зеленые сланцы карамалинской серии слагают пологие антиформы, не обладающие выраженной вергентностью (см. рис. 9).

Наиболее ранней в центральном сегменте являются складки генерации  $F_1$ , представленные в районе порога Ложный Яманташ деформированными изоклиналными и колчановидными структурами, развитыми в породах юмагузинской серии в опрокинутом крыле более поздней складчатой структуры юго-восточной вергентности. Складки сжатые, изоклиналные, размах крыльев не превышает 1.5–3 м, размеры структуры по площади –  $3 \times 15$  м. Падение на крыльях северо-восточное. Ориентировка шарниров меняется от субгоризонтальной ( $\angle 2^\circ - 5^\circ$ ) северо-западной во фронтальной лобовой части структур до пологих ( $\angle 10^\circ - 25^\circ$ ) северо-восточных на флангах структуры, представленных как изоклиналными, так и асимметричными складками северо-западной и юго-восточной вергентности. Линейность в колчановидных складках перпендикулярна шарнирам фронтальной части структуры и параллельна шарнирам складок, развитых на ее флангах (см. рис. 9, II). В районе гор. Яманташ в породах юмагузинской серии среди складок этой генерации отмечены деформированные изоклиналные и колчановидные складчатые структуры. Последние являются собой сжатые складчатые структуры с параллельными крыльями, погружающимися на северо-запад под углом  $30^\circ$  (рис. 10, а). Хорошо заметно искривление шарнира во фронтальной части складки (см. рис. 10, б). Шарниры мелких складок, развитых на северо-западном и юго-во-



**Рис. 8.** Разрывные и складчатые дислокации в районе участка Гумерово.

(а) – надвиг графитовых кварцитов карамалинской серии на фенгитовые кварциты юмагузинской серии; (б) – изоклиналные складки  $F_1$ , смятые в асимметричные складки юго-восточной вергентности  $F_2$  в фенгитовых кварцитах юмагузинской серии; (в) – интерференция складок  $F_2$  и  $F_3$  в графитовых кварцитах карамалинской серии. Обозначено: дешифрированное положение сланцеватости (линии желтым); следы осевых поверхностей (штрих-линии темно-розовым); тектонический контакт юмагузинской и карамалинской серий (линия красным).



**Рис. 9.** Схематический структурный профиль участка Яманташ и структурные диаграммы ориентировок плоскостных и линейных элементов.

I – в складках  $F_2$ , опрокинутых на юго-восток, порог Ложный Яманташ (63 замера); II – в колчановидных складках  $F_1$ , порог Ложный Яманташ (38 замеров); III – складках  $F_2$ , опрокинутых на юго-восток, г. Яманташ (54 замера); IV – в колчановидных складках  $F_1$ , г. Яманташ (21 замер); V – в лежащих складках  $F_1$ , устье ручьев Маскырт и Карамала (68 замеров) (равноугольная проекция, верхняя полусфера).

1 – юагузинская серия: фенгитовые кварциты, редко хлоритизированные гранат-глаукофан-эпидот-альбит-кварцевые сланцы; 2 – карамалинская серия: графитовые кварциты, редко малосюдитные кварциты; 3 – ориентировки полосов к сланцеватости-полосчатости на структурных диаграммах: *a* – нормальные, *b* – опрокинутые залегания; 4 – ориентировки линейных элементов: *a* – шарниры, *b* – линейность; 5 – надвиги: *a* – главные, *b* – второстепенные

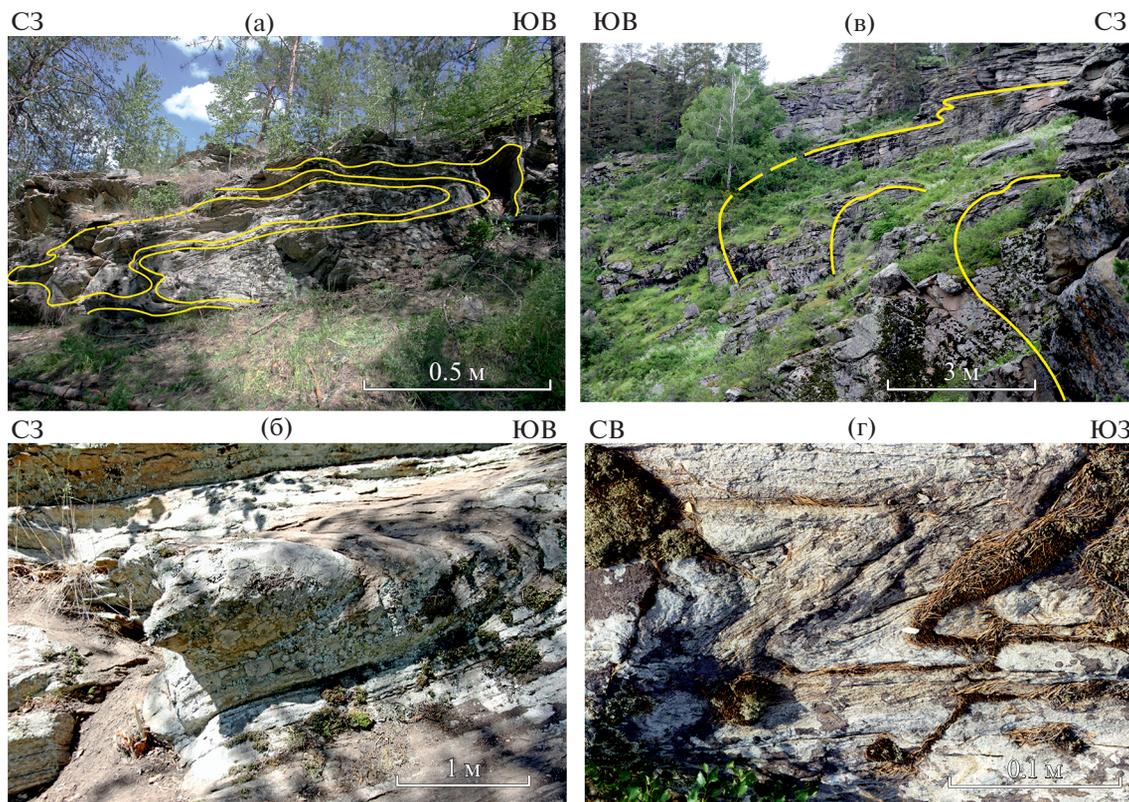
сточном флангах колчановидной структуры, погружаются на северо-восток под углом  $15^\circ$ – $35^\circ$ , реже – на юго-запад при углах падения  $25^\circ$ – $30^\circ$ . Линейность параллельна этим шарнирам (см. рис. 9, IV). Колчановидная складка приурочена к присводовой части северо-западного крыла основной складчатой структуры, опрокинутой на юго-восток (см. рис. 9).

На левом борту долины руч. Маскырт, недалеко от устья, складчатые структуры  $F_1$  представлены слабонаклонными изоклинальными складками юго-западной вергентности с осевыми плоскостями, падающими на северо-восток под углом  $10^\circ$ – $13^\circ$  (рис. 11, а). Шарниры складок погружаются на северо-запад под углом до  $5^\circ$  (см. рис. 9, V). Немного южнее, на левом берегу руч. Карамала, в основании надпойменной террасы р. Сакмара, вскрыты асимметричные складки юго-восточной вергентности, разорванные малоамплитудными пологими надвигами со сместителями, падающими

на северо-запад под углом  $10^\circ$ – $20^\circ$  (см. рис. 11, б). Шарниры этих складок полого ( $2^\circ$ – $18^\circ$ ) погружаются в северо-восточном и юго-западном направлении, линейность параллельна шарнирам (см. рис. 9, V).

Здесь складки юго-восточной и юго-западной вергентности сформировались одновременно и представляют собой части более крупной колчановидной структуры, где изоклинальные слабонаклонные складки юго-западной вергентности формируют фронтальную часть структуры, при этом асимметричные складки юго-восточной вергентности образуют ее юго-восточный фланг.

В породах юагузинской серии на участке Яманташ складки  $F_1$  деформируются складками  $F_2$  юго-восточной вергентности. Для складок этой генерации характерен размах крыльев от 1 до 30 м, падения пологих крыльев меняется от западных до северо-западных при преобладании



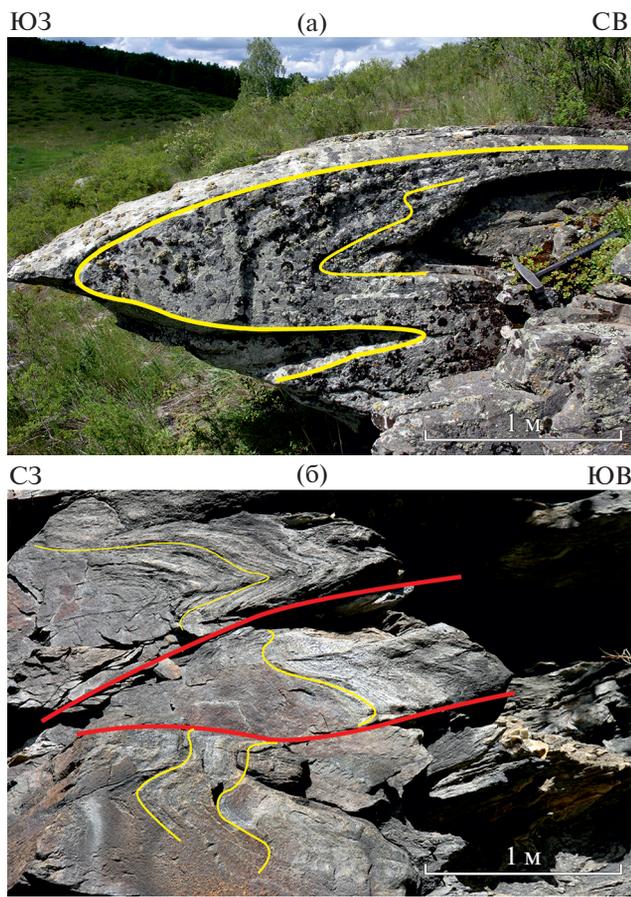
**Рис. 10.** Колчановидные складки  $F_1$ , асимметричные складки  $F_2$  и сдвиговые складки  $F_4$  в кварцитах юмагузинской серии.

(а)–(б) – северо-западный склон г. Яманташ: (а) – колчановидная складка, (б) – фрагмент структуры; (в) – складка юго-восточной вергентности  $F_2$ , правый берег р. Сакмара над порогом Ложный Яманташ; (г) – правосторонняя Z складка, вершина г. Яманташ.

последних, углы варьируют от  $15^\circ$  до  $55^\circ$ , крутопадающие крылья погружаются в восточных румбах – на юго-восток, редко – на восток ( $\angle 50^\circ\text{--}75^\circ$ ), характерны также крутые ( $\angle 50^\circ\text{--}80^\circ$ ) опрокинутые северо-западные залегания (см. рис. 10, в). Несомненно, разброс в ориентировках структур связан с более поздними деформациями. Шарниры складок полого ( $\angle 2^\circ\text{--}35^\circ$ ) погружаются в северо-восточном и юго-западном направлении, линейность параллельна шарнирам (см. рис. 9, I, V). Отмечается близость ориентировки линейности складок  $F_1$  и  $F_2$ . Структура, сформированная на второй стадии складкообразования, определяется чередованием пологих антиформ северо-восточного простирания и каскадов линейных складок, опрокинутых в юго-восточном направлении. Границами этих структур являются надвиги, представленные соскладчатыми зонами милонитизации. Пологие антиформы могут рассматриваться как длинные пологие крылья крупных асимметричных складок юго-восточной вергентности, а зоны интенсивной линейной складчатости – как их короткие опрокинутые смыкающие крылья.

Наиболее поздними являются типичные сдвиговые право- и левосторонние (S и Z) складки с шарнирами круто ( $\angle 70^\circ\text{--}85^\circ$ ) падающими на юго-запад и северо-восток (см. рис. 10, г). По аналогии с более северными участками эти складки следует относить к генерации  $F_4$ . Складки, сопоставимые с структурами  $F_3$ , в районе обнаружены не были, что вероятно связано с условиями обнаженности.

**Участок Дергамыш.** Данный участок расположен в верхнем течении р. Дергамыш ниже дер. Ивановка, где в строении максютовского комплекса наблюдается смена структур юго-восточной вергентности структурами западной вергентности, примыкающими к зоне Главного Уральского разлома (см. рис. 2). Здесь породы комплекса формируют антиформную Дергамышскую структуру с крутопадающим западным и более пологим восточным крылом (рис. 12). На западном крыле антиформы наиболее высокое структурное положение занимают образования карамалинской серии, представленные сменяющимися друг друга вниз по структуре тектонически-



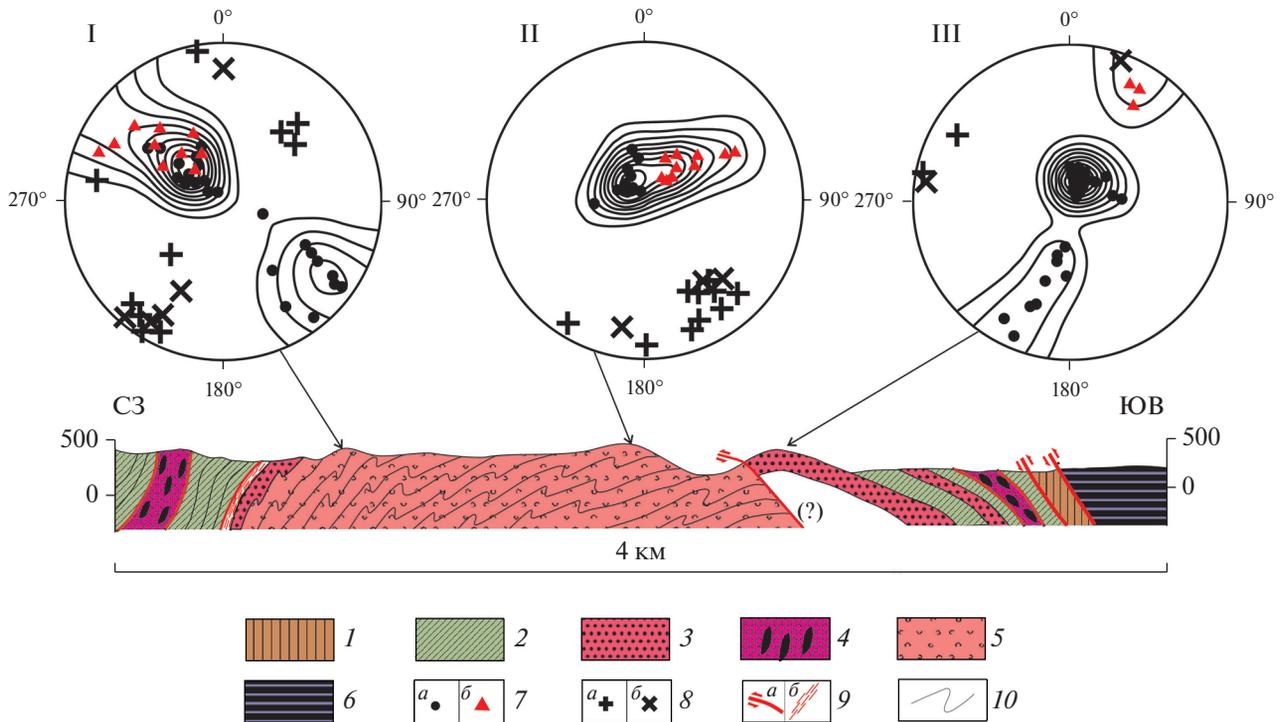
**Рис. 11.** Складки в районе устья ручьев Маскырт и Карамала.  
(а) – изоклиальная складка юго-западной вергентности; (б) – складки юго-восточной вергентности.

ми чешуями графитовых кварцитов с будинами глаукофанизированных эклогитов, погружающимися на северо-запад под углом  $70^{\circ}$ – $80^{\circ}$  и светло-серых малослюдистых массивных кварцитов с редкими маломощными полосками графитового вещества, чередующихся с графитовыми кварцитами. Эти образования надвинуты на образования юмагузинской серии, которые на контакте представлены фенгитовыми слюдитами, вниз сменяющимися зеленовато-серыми мелкозернистыми фенгитовыми кварцитами. На восточном крыле Дергамышской антиформы северо-западные падения в толще фенгитовых кварцитов меняются на северо-восточные в надвинутых на них малослюдистых кварцитах (см. рис. 12). Далее к востоку наблюдается чередование чешуй малослюдистых и графитовых кварцитов, разделенных зонами милонитизации, сменяющихся толщей графитовых кварцитов с будинами эклогитов, погружающейся в восточных румбах ( $80$ – $110$ ,  $\angle 30^{\circ}$ – $50^{\circ}$ ). Примерно в  $0.5$  км к востоку от последних выходов эклогитов расположены ком-

плексы Главного Уральского разлома, представленные серпентинитами, которые надвинуты в восточном-юго-восточном направлении ( $90$ – $110$ ,  $\angle 45^{\circ}$ ) на кремнистые алевролиты. Складчатые мезоструктуры, развитые на обоих крыльях антиформы, резко различны [10].

Наиболее ранними являются развитые на западном крыле антиформы, сжатые асимметричные складки  $F_1$ , опрокинутые в юго-западном направлении (рис. 13, б). Размах крыльев этих структур не превышает  $1.5$  м. Шарниры складок этой генерации полого ( $\angle 10^{\circ}$ – $25^{\circ}$ ) погружаются в северо-западном направлении, линейность, как правило, параллельна шарнирам (см. рис. 12, II). К этой же генерации, по всей видимости, относится и вытянутая в северо-восточном направлении колчановидная складка, развитая вблизи границы малослюдистых и фенгитовых кварцитов (рис. 13, а). Линейность в этой складке, а также шарниры мелких ( $5$ – $20$  см в горизонтальном размахе) складок, осложняющих колчановидную структуру, полого погружаются в северо-восточном (СВ  $38$ – $46$ ,  $\angle 2^{\circ}$ – $6^{\circ}$ ) и юго-западном (ЮЗ  $200$ – $220$ ,  $\angle 2^{\circ}$ – $8^{\circ}$ ) направлении. Складки  $F_1$  осложняют крылья складок юго-восточной вергентности  $F_2$ , являющиеся основными структурами, наблюдаемыми на этом участке (рис. 13, в). Среди складок  $F_2$  присутствуют крупные изоклиальные 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  $2^{\circ}$  до  $40^{\circ}$  (см. рис. 12, I), линейность, как правило, параллельна шарнирам. Падения осевых плоскостей основных складок совпадают с пологим северо-западным падением их крыльев.

На восточном крыле Дергамышской антиформы структурная обстановка иная. Здесь не отмечаются сложные многопорядковые складки, несущие следы нескольких этапов деформации. На контакте пород юмагузинской и карамалинской серий в малослюдистых кварцитах развиты единичные открытые, вплоть до флексуроподобных, асимметричные складки юго-западной вергентности  $F_3$  с горизонтальным размахом  $1$ – $1.5$  м, быстро выпрямляющиеся по простирацию, таким образом, что на расстоянии  $4$ – $5$  м складка полностью исчезает (см. рис. 12, III, см. рис. 13, г). В кварцитах, а также в неметаморфизованных милонитах, наблюдаются аналогичные складки юго-западной вергентности, 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  $F_1$ .



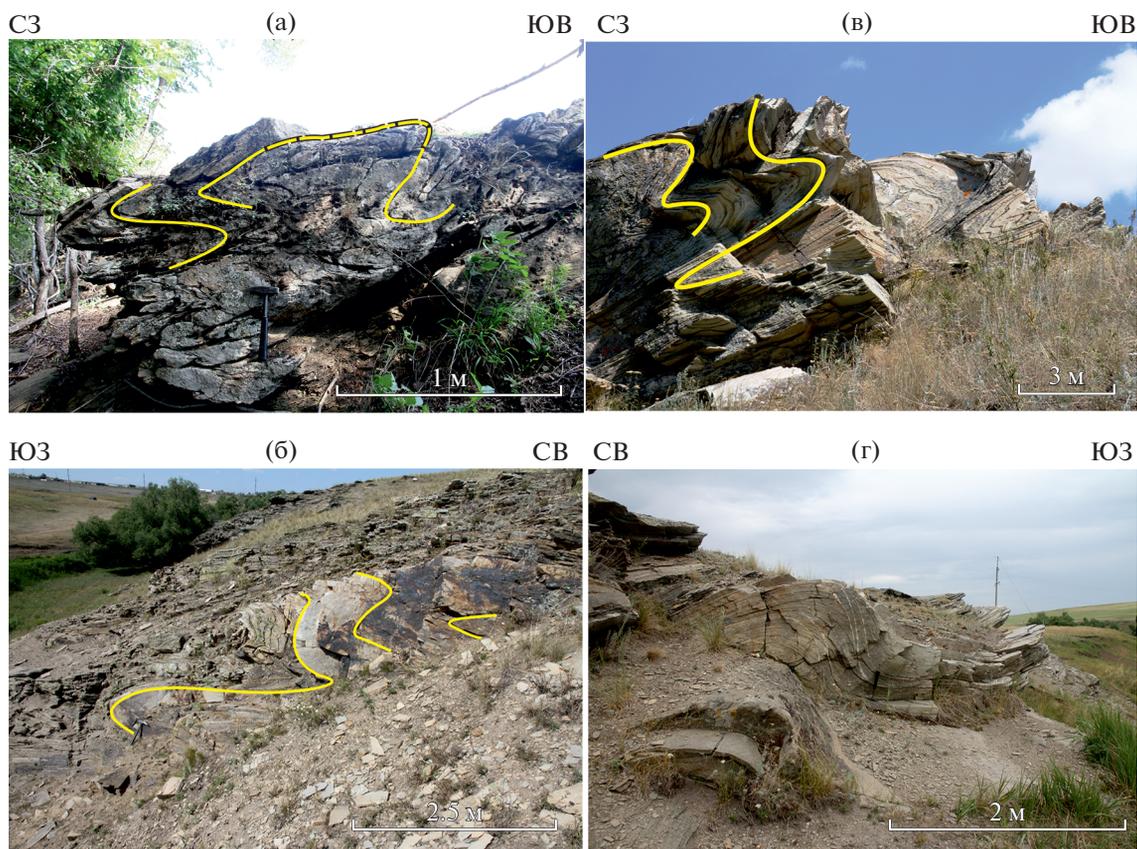
**Рис. 12.** Схематический геологический профиль через Дергамышскую антиформу (по данным [10], с изменениями и дополнениями) и структурные диаграммы ориентировок плоскостных и линейных структурных элементов в складках. I – в складках  $F_2$  юго-восточной вергентности (50 замеров); II – в складках  $F_1$  юго-западной вергентности (37 замеров); III – в складках  $F_3$  юго-западной вергентности (35 замеров) (равноугольная проекция верхняя полусфера). 1 – палеозойские комплексы зоны ГУР; 2–4 – карамалинская серия: 2 – графитовые кварциты, 3 – массивные малослюдистые кварциты; 4 – графитовые кварциты с будинами эклогитов; 5 – юмагузинская серия, фенгитовые кварциты; 6 – гипербазиты зоны ГУР; 7 – ориентировки полюсов к сланцеватости–полосчатости на структурных диаграммах залегания пород: *a* – нормальные, *б* – опрокинутые; 8 – ориентировки линейных элементов: *a* – шарниры, *б* – линейность; 9 – тектонические нарушения: *a* – надвиги, *б* – зоны расланцевания; 10 – структурные линии

**Участок Аскарлак.** Расположен в южной части центрального сегмента на правом берегу р. Сакмара напротив одноименного детского лагеря (см. рис. 2). Здесь в обрывах правого берега реки на протяжении около 500 м обнажается толща графитовых кварцитов и сланцев карамалинской серии с редкими маломощными чешуями фенгитовых кварцитов юмагузинской серии. На юго-западе участка на эту толщу с юго-запада на северо-восток по деформированному тектоническому контакту северо-западного простирания надвинута толща светло-серых и желтоватых массивных кварцитов, также принадлежащих карамалинской серии.

Толща графитовых кварцитов смята в систему складок юго-восточной, восточной и северо-восточной вергентности, причем структуры восточной вергентности преобладают. Наиболее ранними из них являются мелкие (10–35 см) колчановидные и изоклинные складки  $F_1$  с горизонтальным размахом 10–20 см (рис. 14, а, б). Эти структуры деформируются складками  $F_2$  юго-восточной и северо-восточной вергентности, представляю-

щие собой асимметричные складчатые структуры от открытых до практически изоклинные, опрокинутые в восточных румбах. Вариации в вергентности складок  $F_2$ , очевидно, связаны с более поздними деформациями. Размах крыльев складок этой генерации меняется от 0.5 до 10 м, шарниры погружаются в юго-восточном, северо-западном и северо-восточном направлении (рис. 15, а). Одной из особенностей данного участка является интенсивное развитие в складках второй генерации кливажа осевой плоскости, в целом не слишком характерного для максютовского комплекса. Падение плоскостей кливажа осевой плоскости от западного до юго-западного ( $250\text{--}270^\circ$ ,  $\angle 50^\circ\text{--}70^\circ$ ), на крыльях изоклинных складок падение кливажа параллельно им, в замках кливаж сечет метаморфическую полосчатость, разбивая складку на серию пластин, надвинутых друг на друга в северо-восточном направлении.

Наиболее поздними являются левосдвиговые S складки с шарнирами круто ( $\angle 60^\circ\text{--}90^\circ$ ) погружающимися в север-северо-восточном, северо-восточном и юг-юго-западном направлении (см.



**Рис. 13.** Складчатые структуры максютовского комплекса в долине р. Дергамыш.

(а) – колчановидная складка  $F_1$  в фенгит-кварцевых сланцах юмагузинской серии, западное крыло антиформы; (б) – складки  $F_1$  юго-западной вергентности в кварцитах юмагузинской серии, западное крыло антиформы; (в) – складки  $F_2$  юго-восточной вергентности в кварцитах карамалинской серии, западное крыло антиформы; (г) – складки  $F_3$  в малослюдистых кварцитах карамалинской серии, восточное крыло антиформы.

рис. 14, в, рис. 15, б). По аналогии с ранее изученными участками мы относим их к генерации  $F_4$ .

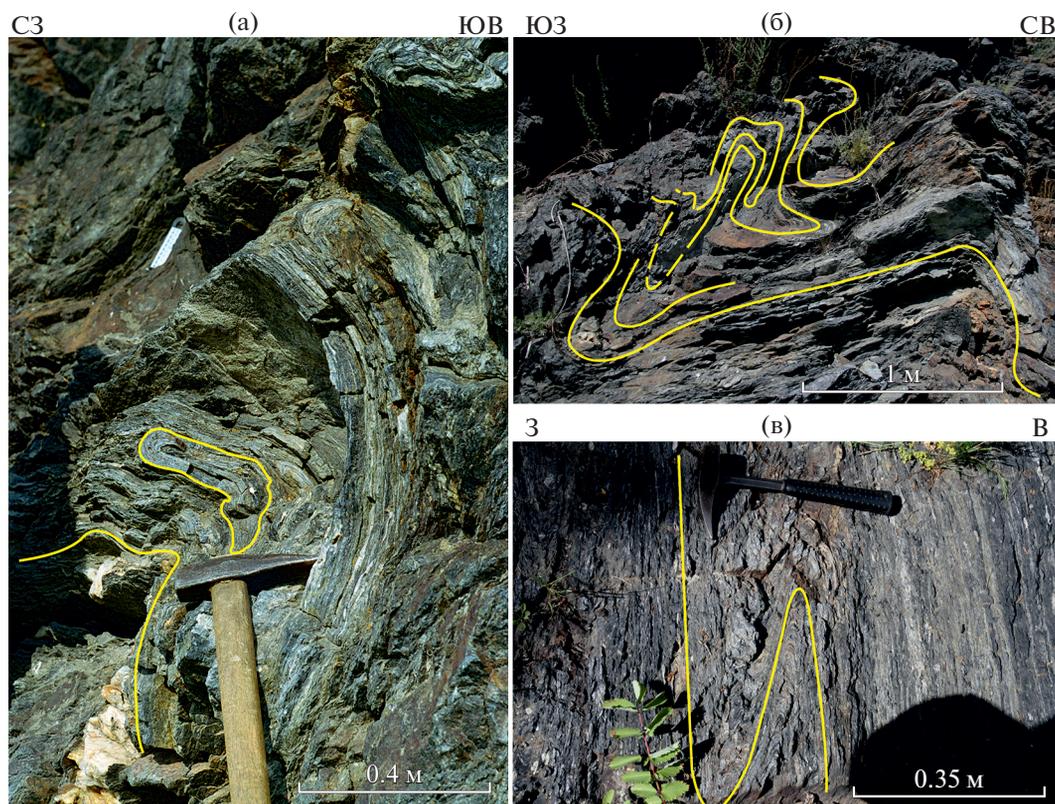
**Участок Караяново.** Расположен в 1.5 км ниже развалин одноименной деревни на левом берегу р. Сакмара, где наблюдается смена пород карамалинской серии образованиями эклогитсодержащей зоны (см. рис. 2, рис. 16).

На участке среднего течения р. Сакмара зона зажата между, расположенными к северо-западу и к юго-востоку от нее, образованиями карамалинской серии. Видимая мощность составляет около 5 км, состав и петролого-геохимические особенности слагающих зону пород и ее строение в районе д. Караяново, описан многими авторами [12]. В нашем исследовании мы рассматриваем только структурные особенности эклогитсодержащей зоны и расположенные к северо-западу образования карамалинской серии.

В области, прилегающей к контакту с эклогитсодержащей зоной, образования карамалинской серии представлены графитовыми кварцитами, метагабброидами, часто наблюдаются линзы и

чешуи мраморов. По контакту пород отмечаются зоны срыва с приуроченными к ним телами рассланцованных серпентинитов. Породы смяты в складки юго-восточной вергентности (рис. 17, а). Размах структур от 0.3 до 1.5–2 м, их шарниры полого падают на юго-восток (см. рис. 16, I).

Контакт эклогитсодержащей зоны не обнажен, но, несомненно, имеет тектонический, судя по всему надвиговый характер, поскольку за этой границей происходит резкий скачок метаморфизма. Также резко меняется характер структуры, отличительной чертой которой является высокая степень тектонического разлинзования. Широким развитием в зоне пользуются будинообразные тектонические линзы различной величины, сложенные эклогитами, реже встречаются более изометричные блоки, сложенные энстатитовыми и форстерит-энстатитовыми породами (см. рис. 17, в). Вмещающими породами являются графитовые кварциты и сланцы, а также фенгитовые и глаукофансодержащие кварциты. Вмещающие породы также подвержены тектоническому разлинзованию. На контактах экло-



**Рис. 14.** Складки, развитые в графитовых кварцитах кармалинской серии на участке Аскарлак.

(а) – колчановидная складка  $F_1$ , деформированная складчатыми структурами  $F_2$  юго-восточной вергентности; (б) – изоклиальная складка  $F_1$ , смятая в складку  $F_2$  северо-восточной вергентности; (в) – сдвиговая складка  $F_4$ .

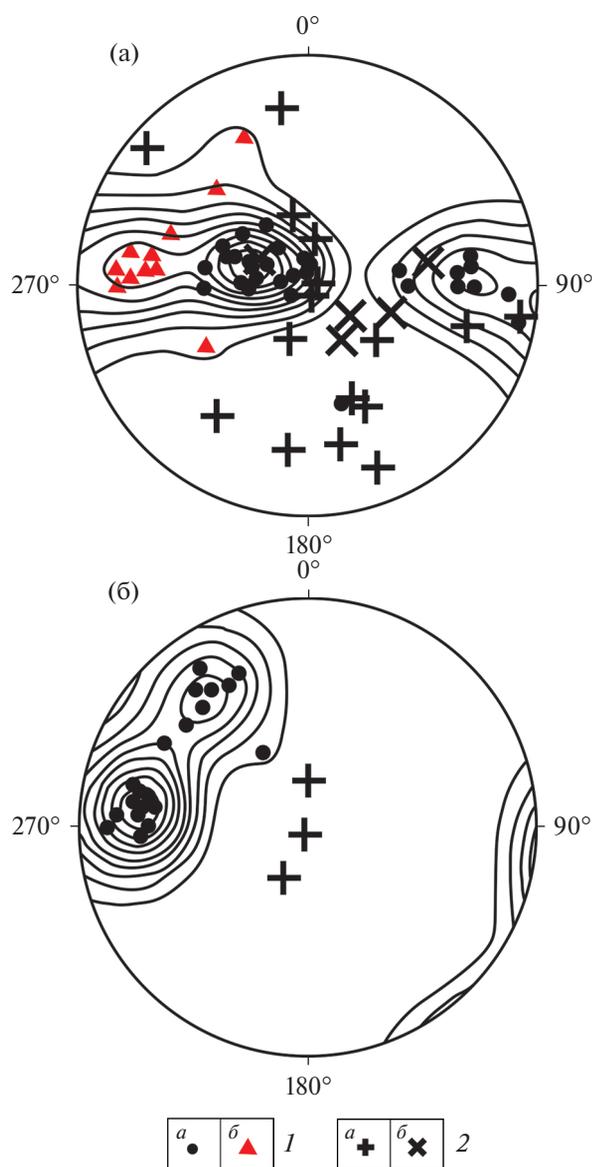
гитов и метаультрамафитов развиты зоны милонитизации, сложенные перетертым материалом как самих будин, так и вмещающих пород. Милониты также метаморфизованы, в их составе отмечается гранат. Для зоны характерны крутые ( $\angle 50^\circ\text{--}65^\circ$ ) северо-западные падения, юго-восточные залегания наблюдаются значительно реже. Складки с крутопадающими крыльями слабо наклонены на юго-восток. Шарниры погружаются на северо-восток ( $\angle 4^\circ\text{--}50^\circ$ ) и юго-запад ( $\angle 10^\circ\text{--}15^\circ$ ) (см. рис. 16, II), таким образом, здесь развиты лишь складчатые структуры юго-восточной вергентности, которые, по аналогии с предыдущими участками, сопоставляются с генерацией складок  $F_2$ . На восточном окончании участка структура приобретает отчетливый наклон на юго-восток (см. рис. 16). В линзах массивных графитовых кварцитов отмечаются складки, опрокинутые в юго-восточном направлении (см. рис. 17, б).

Структура эклогитсодержащей зоны отличается от структуры вмещающих комплексов кармалинской серии. Состав пород в целом сходен – и там и там есть графитовые кварциты, метабазиты и метаультрабазиты. Однако различия между

ними не только в степени метаморфизма, как и предлагалось в работе [16]. Так, наряду с графитовыми кварцитами кармалинской серии, в эклогитсодержащей зоне встречены фенгитовые кварциты – неотъемлемая принадлежность юмагузинской серии. Кроме того, здесь пространственно совмещены метаморфические породы ассоциации высоких давлений и низких температур, представленные гранат-омфацитовыми эклогитами и ассоциациями сверхвысокого давления, с энстатит-форстеритовыми породами и жадеитсодержащими эклогитами [5–7]. Тектонические линзы, сложенные обеими ассоциациями, находятся на расстоянии не более 10–15 м друг от друга, что исключает возможность их совместного нахождения на момент образования. Все это позволяет предположить, что караяновская эклогитсодержащая зона представляет собой метаморфизованный структурированный меланж.

### Южный сегмент

Южный сегмент протягивается от широты, на которой расположены деревня Янтышево вплоть до южного замыкания антиформы Уралтау, где



**Рис. 15.** Структурные диаграммы ориентировок плоскостных и линейных структурных элементов в складках на участке Аскарлак. (а) – в складках  $F_2$  (64 замера); (б) – в сдвиговых складках  $F_4$  (25 замеров). 1 – ориентировки полюсов к сланцеватости – полосчатости на структурных диаграммах:  $a$  – нормальные залегания,  $b$  – опрокинутые; 2 – ориентировки линейных элементов:  $a$  – шарниры,  $b$  – линейность

обычная для комплекса юго-восточная вергентность меняется на северо-восточную (см. рис. 2). Структурные особенности комплекса изучены на детальных участках Ташла и Губерля. С востока структуры комплекса срезаются меланжем зоны Главного Уральского разлома, с юга образования комплекса контактируют с вендскими вулканогенно-осадочными породами каялинской свиты, а с запада сменяются породами суваянского

комплекса по зоне Янтышевско-Юлукского разлома.

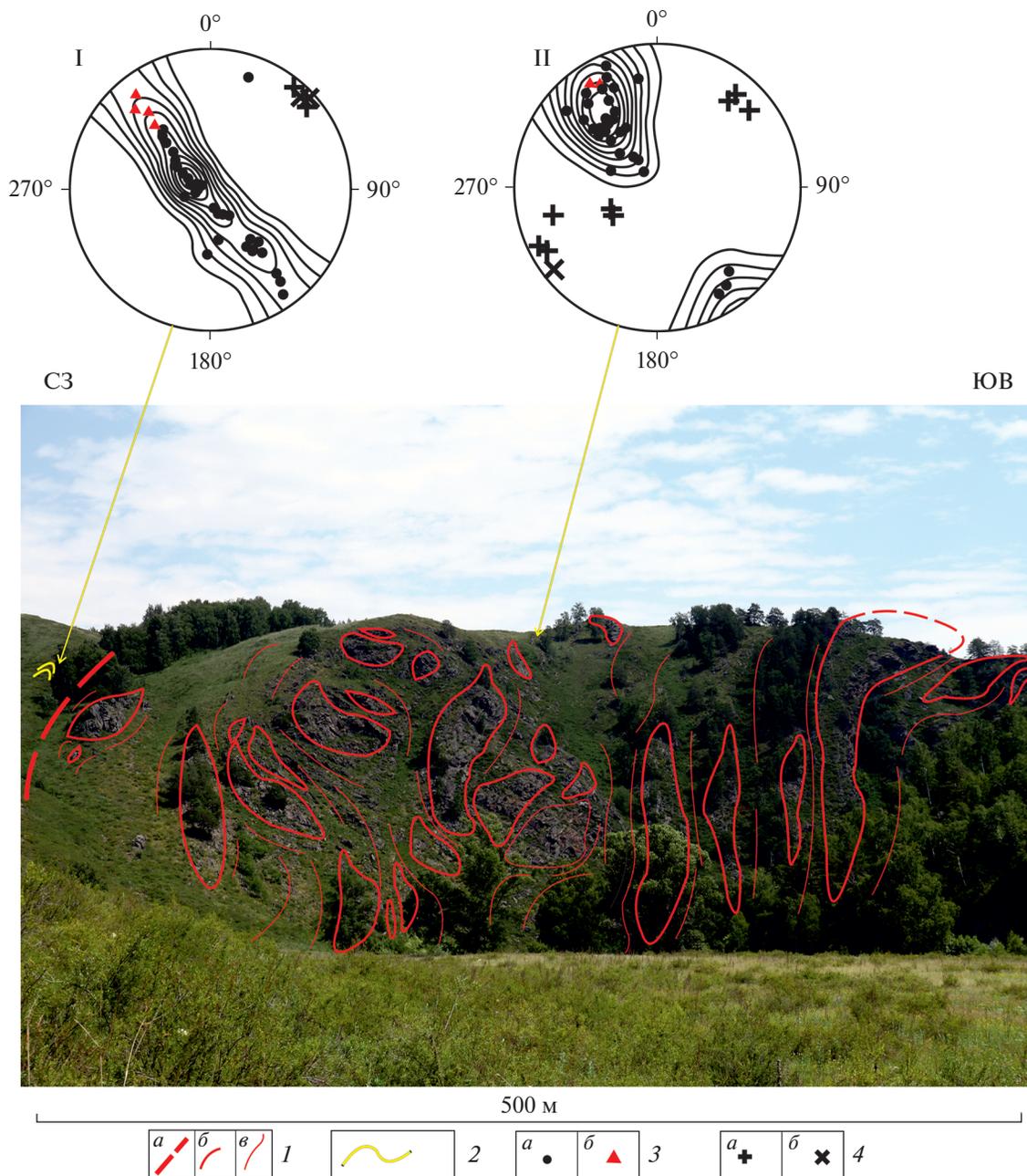
**Участок Ташла.** Находится в долине левого притока р. Ташла в 5 км к северо-востоку от села Федосеевка (см. рис. 2). В строении участка участвуют сложнодеформированный пакет пластин фенгитовых, графитовых и малослюдистых кварцитов и кварцито-сланцев, расположенных во фронте надвинутой в западном направлении пластины антигоритовых серпентинитов. На протяжении около 300 м здесь можно наблюдать взаимоотношения несколько генераций складчатых структур.

Наиболее ранними являются колчановидные складки  $F_1$  размером от 0.3 до 2 м. Полностью сохранившиеся складки не встречены, как правило, наблюдаются замкнутые складчатые структуры, часто встречаются фрагменты складок (рис. 18, а, б). Ориентировки шарниров меняются от юго-восточных–северо-западных во фронтальных частях структур до северо-восточных на флангах. Линейность полого ( $\angle 10^\circ\text{--}30^\circ$ ) падает на северо-восток (рис. 19, а).

Структуры  $F_1$  подвержены всем последующим деформациям, однако в ряде случаев наблюдается их изначальная юго-западная вергентность. К этой же генерации, по-видимому, относятся сжатые изоклиналильные складки (см. рис. 18, б). Все эти структуры смяты в складки юго-восточной вергентности  $F_2$  (см. рис. 18, а). Среди складок юго-восточной вергентности развиты как открытые формы, представленные деформированными структурами  $F_1$ , так и изоклиналильные складки, опрокинутые на юго-восток (см. рис. 18, в). Шарниры складок полого ( $15^\circ\text{--}35^\circ$ ) падают на северо-восток. Линейность, как правило, параллельна шарнирам, за исключением редких крутых северо-западных падений. Отметим близость ориентировки линейности в складках генераций  $F_1$  и  $F_2$  (см. рис. 19, б).

Складки юго-восточной вергентности деформируются складчатыми структурами северо-западной вергентности  $F_3$  (см. рис. 19, в). Крупные складки этой генерации – открытые с горизонтальным размахом до 3–5 м, мелкие складки – более сжатые. Как правило, в складчатых структурах  $F_3$  юго-восточное крыло редуцировано. Шарниры складок  $F_3$  полого погружаются в северном и северо-восточном направлении (см. рис. 19, в).

**Участок Губерля.** Находится в верхнем течении р. Губерля в районе д. Карагай-Покровка. Основной структурой района является Губерлинская брахиантиформа, занимающая его центральную часть. С востока антиформа ограничена меланжем зоны Главного Уральского разлома, а запад-



**Рис. 16.** Эклогитсодержащая зона в 1.5 км ниже бывшей дер. Караяново и структурные диаграммы ориентировок плоскостных и линейных структурных элементов в складках.

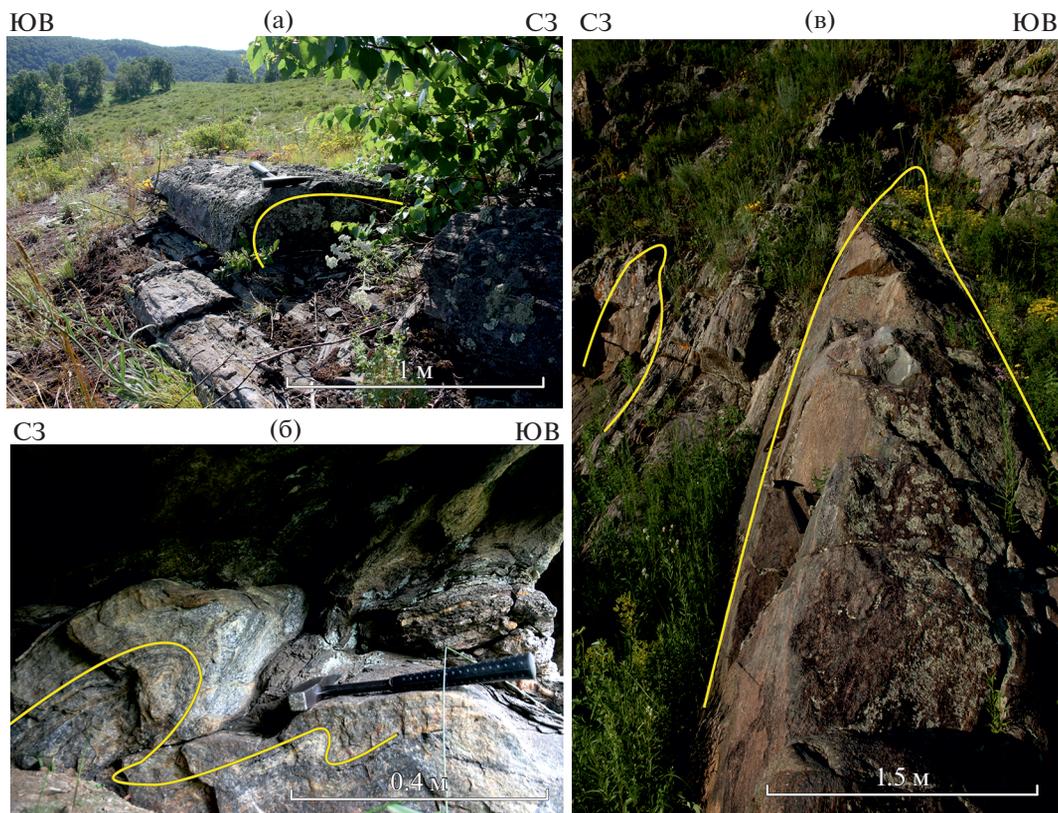
I – в графитовых кварцитах карамалинской серии (44 замера); II – в породах эклогитсодержащей зоны (40 замеров) (равноугольная проекция верхняя полусфера).

I – контакты: *a* – предполагаемый тектонический контакт эклогитсодержащей зоны и карамалинской серии, *b* – дешифрованные границы тектонических чешуй и блоков, *v* – структурные линии, отражающие ориентировку сланцеватости в метатерригенных породах; 2 – условное обозначение складок в графитовых кварцитах карамалинской серии; 3 – ориентировки полюсов к сланцеватости–полосчатости на структурных диаграммах: *a* – нормальные, *b* – опрокинутые залегания; 4 – ориентировки линейных элементов: *a* – шарниры, *b* – линейность

ной границей структуры является маркируемый пластовым телом метагабброидов, круто погружающийся в восточном направлении взброс, отделяющий структуру от области распространения складок западной и северо-западной вергентно-

сти. На западной оконечности участка вергентность складок меняется с северо-западной на северо-восточную (рис. 20).

Губерлинская антиформа обладает асимметричным строением и общей северо-западной вер-



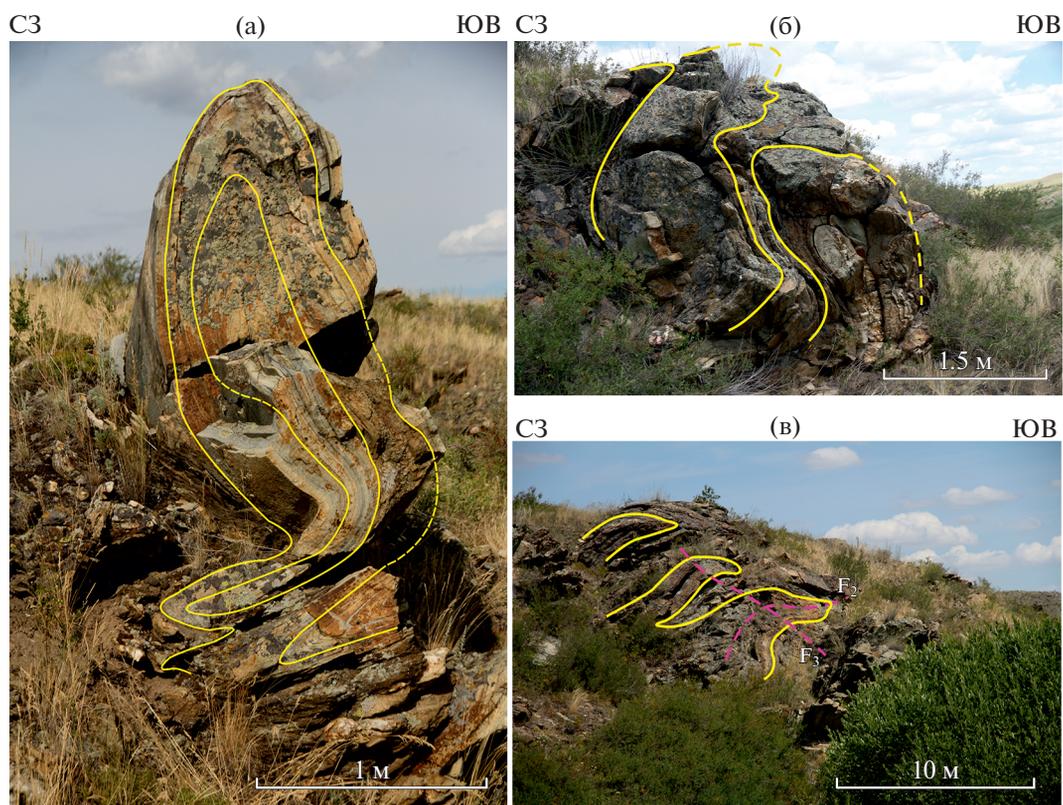
**Рис. 17.** Структуры эклогитсодержащей зоны и карамалинской серии.

(а) – складка юго-восточной вергентности в графитовых кварцитах карамалинской серии; (б) – складка в массивных графитовых кварцитах, слагающих тектоническую линзу в эклогитсодержащем комплексе; (в) – будинообразные линзы эклогитов среди графитовых кварцитов.

гентностью [10]. Ее восточное крыло характеризуется падениями на восток и юго-восток под углами  $20^{\circ}$ – $30^{\circ}$ , а западное – на северо-запад под углами  $45^{\circ}$ – $60^{\circ}$ . В строении антиформы принимают участие несколько тектонических чешуй, сложенных различными породными ассоциациями, разделенные зонами милонитизации и катаклаза. На восточном крыле структуры в зонах надвигов западной вергентности присутствуют метаморфизованные серпентиниты, представленные антофиллит-тальковыми сланцами. В районе бывшей дер. Ишаново (Хайбуллинский район республики Башкортостан, Россия), зоны надвигов маркируются телами серпентинитового меланжа с блоками метагаббро и измененных эклогитов. Основными типами пород, слагающими восточное крыло антиформы, являются графитовые кварциты и альбит-хлоритовые сланцы карамалинской и фенгитовые кварциты юмагузинской серии. Ядро структуры образовано фенгитовыми кварцитами юмагузинской серии. Западное крыло Губерлинской антиформы сложено хлорит-актинолит-эпидот-альбит-кварцевыми сланцами, относящимися к юмагузинской серии, и графитовыми кварцитами карамалинской серии.

Графитовые кварциты карамалинской серии, занимающие наиболее высокую структурную позицию на восточном крыле антиформы, надвинуты по взбросу на фенгитовые кварциты юмагузинской серии. Кварциты юмагузинской серии являются верхним структурным элементом зоны складчатости северо-западной вергентности, расположенной к западу от антиформы, где эти кварциты залегают на пластине, сложенной хлорит-актинолит-эпидот-альбит-кварцевыми сланцами, аналогичными развитым на восточном крыле антиформы. На западе района прослежены выходы фенгитовых кварцитов, смятых в складки северо-восточной вергентности. Зона складчатости северо-западной вергентности занимает по отношению к этим образованиям более высокую структурную позицию и, по-видимому, надвинута на них (см. рис. 20).

Наиболее ранними в пределах этого участка являются колчановидные складки  $F_1$ , развитые в фенгитовых кварцитах в зоне складчатости северо-западной вергентности (рис. 21, б). Эти складки представляют собой небольшие (2–2.5 м) структуры, приуроченные к лежащим крыльям



**Рис. 18.** Складчатые деформации участка Ташла.

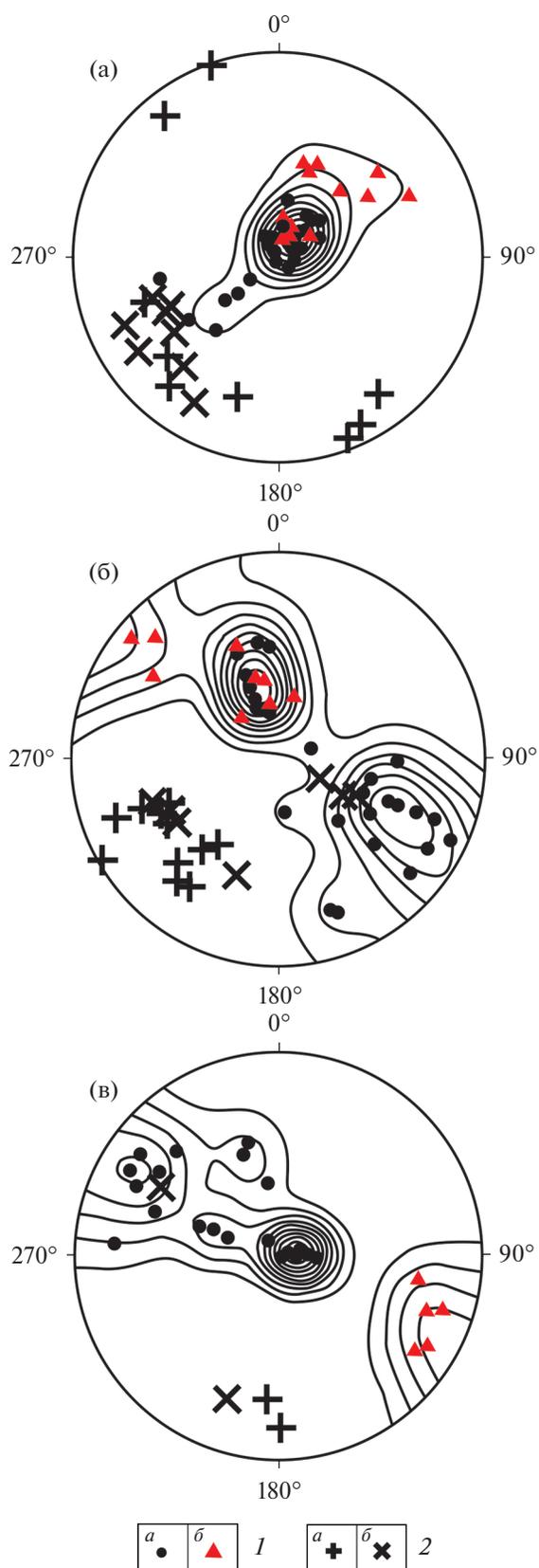
(а) – колчановидная складка  $F_1$ , смятая в складчатую структуру юго-восточной вергентности  $F_2$ ; (б) – изоклинные складки  $F_1$  в складчатой структуре юго-восточной вергентности  $F_2$ ; (в) – изоклинные складки  $F_2$ , опрокинутые на юго-восток, деформируются в складчатую структуру  $F_3$  северо-западной вергентности.

складок северо-западной вергентности. На их флангах развиты мелкие складки северо-западной и юго-восточной вергентности с шарнирами, полого погружающимися в юго-западном и северо-восточном направлении и линейностью, полого падающей на северо-восток. К генерации  $F_1$  также относятся сильно сжатые мелкие асимметричные складки юго-западной вергентности, с шарнирами полого ( $\angle 10^\circ - 15^\circ$ ) погружающимися в СЗ направлении (см. рис. 21, б).

К следующей генерации  $F_2$  были отнесены асимметричные зигзагообразные складки, горизонтальный размах которых меняется от 5 см до первых десятков метров. Складки этой генерации развиты на обоих крыльях Губерлинской антиформы и на крайнем западе участка, где формируют структуры северо-восточной вергентности. На западном крыле Губерлинской антиформы присутствуют складки, опрокинутые на восток и юго-восток (рис. 22, а). На восточном крыле антиформы развиты складки, погружающиеся в юго-восточном направлении (см. рис. 22, б). Шарниры складок второй генерации в большинстве случаев погружаются в северо-восточном и юго-западном направлениях под углом  $5^\circ - 40^\circ$

(см. рис. 20, I, III, IV). Ориентировка линейности, как правило, совпадает с ориентировкой шарниров. Одинаковый рисунок этих складчатых структур на разных крыльях антиформы позволяет считать их более ранними по отношению к основной структуре.

К последующей генерации  $F_3$  относятся асимметричные складки северо-западной вергентности, локально развитые на границе чешуй, слагающих антиформу, а также образующих зону складчатости к западу от нее. На границе чешуй – это мелкие складки с горизонтальным размахом 10–30 см, а в зоне развития складок к западу от антиформы размах крыльев складок варьирует от 0.5 до 7 м (см. рис. 22, в). Среди складок этой генерации распространены как открытые, так и сжатые формы. Ориентировки шарниров складок третьей генерации показывают некоторый разброс. Наряду с преобладающими пологими ( $5^\circ - 35^\circ$ ) падениями в юго-западном и северо-восточном направлении отмечаются падения в северо-западном направлении (см. рис. 20, II). Разброс в ориентировках складок определяется, по-видимому, более поздними деформациями. К генерации  $F_3$  также относится Губерлинская антифор-



ма. Вергентность складок этого этапа совпадает с вергентностью надвигов в зоне Главного Уральского разлома.

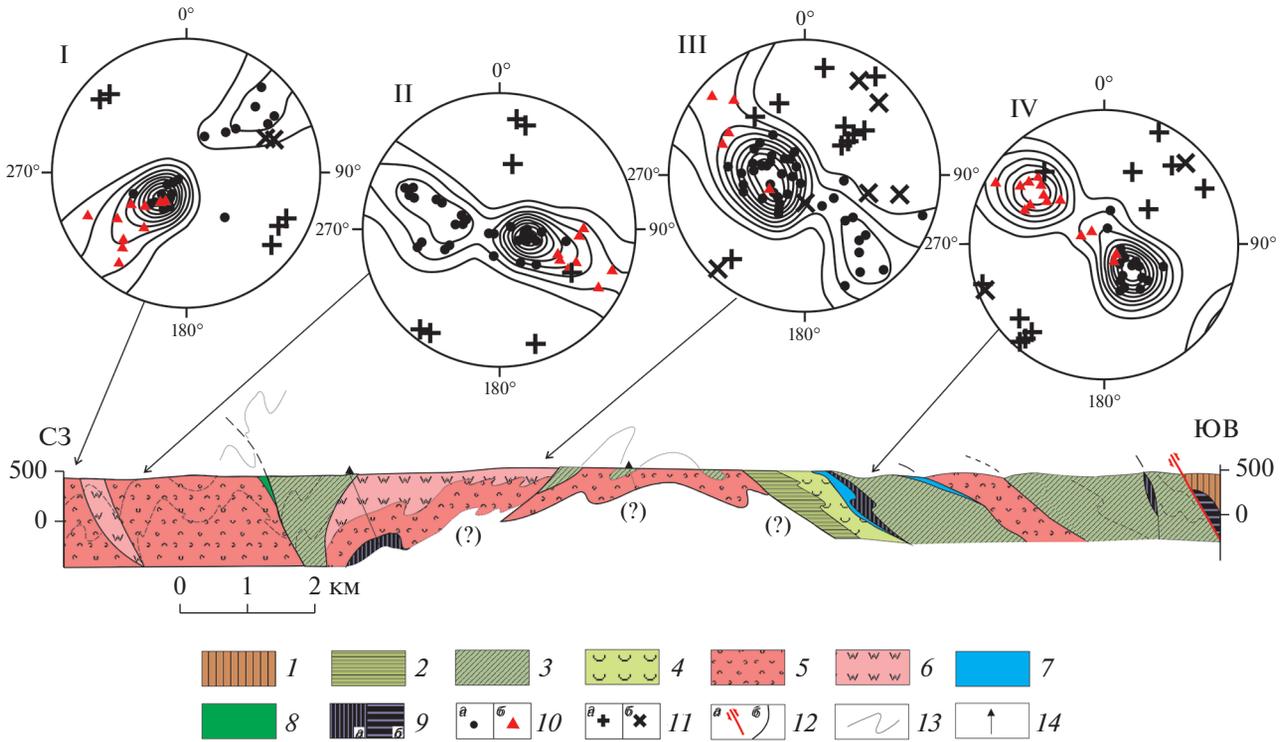
Наиболее поздними являются асимметричные S складки  $F_4$  с падениями на крыльях  $60^\circ-80^\circ$  с горизонтальным размахом 2–5 м (см. рис. 22, б). Шарниры этих структур круто ( $\angle 70^\circ-80^\circ$ ) погружаются в северо-восточном направлении. Судя по рисунку, это типичные левосдвиговые складчатые структуры. Возможно, с проявлением поздних сдвиговых деформаций связаны вариации в ориентировках структурных элементов более ранних складок.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты геохронологических и структурных исследований дают новую информацию о возрасте и строении максютовского эклогит-глагофансланцевого комплекса, что позволяет более обосновано реконструировать его структурную и геодинамическую эволюции.

Максютовский метаморфический комплекс представляет собой чешуйчато-надвиговый комплекс, образованный пакетами тектонических пластин, сложенных метаосадочными и метамагматическими комплексами, формирование которых, вероятно, происходило на пассивной палеозойской окраине палеоконтинента Балтика. Породы, слагающие юмагузинскую серию, накапливались в пределах проксимальной части этой окраины, вероятно в верхней части континентального склона. Карамалинская серия представляет собой комплекс пород характерных для более дистальной части континентальной окраины, вероятно, континентального склона и его подножия. Об этом свидетельствует наличие в составе серии графитовых кварцитов и сланцев, накопление которых могло происходить в восстановительных условиях. В строении континентальной окраины участвовали и позднедокембрийские комплексы, на что указывает наличие в составе максютовского метаморфического комплекса метамагматических пород с позднедокембрийскими возрастами протолита.

**Рис. 19.** Структурные диаграммы ориентировок плоскостных и линейных структурных элементов в складках на участке Ташла. (а) – в складках  $F_1$  (62 замера); (б) – в складках юго-восточной вергентности  $F_2$  (55 замеров); (в) – в складках северо-западной вергентности  $F_3$  (35 замеров) (равноугольная проекция, верхняя полусфера). 1 – ориентировки полюсов к сланцеватости–полосчатости на структурных диаграммах: а – нормальные, б – опрокинутые залегания; 2 – ориентировки линейных элементов: а – шарниры, б – линейность



**Рис. 20.** Схематический геологический профиль через Губерлинскую антиформу и структурные диаграммы ориентировок плоскостных и линейных структурных элементов в складках (по данным [10], с изменениями и дополнениями). I – в складках  $F_2$  северо-восточной вергентности (48 замеров); II – в складках  $F_3$  северо-западной вергентности (55 замеров); III – в складках  $F_2$ , опрокинутых на юго-восток (68 замеров); IV – в складках  $F_2$ , погружающихся на юго-восток (44 замера) (равноугольная проекция верхняя полусфера). 1 – палеозойские комплексы зоны ГУР; 2–4 – карамалинская серия: 2 – хлорит-альбит-кварцевые сланцы, 3 – графитовые кварциты, 4 – альбит-хлоритовые сланцы; 5–7 – юмагузинская серия: 5 – фенгитовые кварциты, 6 – хлорит-актинолит-эпидот-альбит-кварцевые сланцы, 7 – гранат-глаукофан-фенгит-кварцевые сланцы; 8 – метагаббро-диабазы; 9 – гипербазиты: а – зоны Уралтау, б – зоны ГУР; 10 – ориентировки полюсов к сланцеватости–полосчатости на структурных диаграммах: а – нормальные, б – опрокинутые залегания; 11 – ориентировки линейных элементов: а – шарниры, б – линейность; 12 – надвиги: а – главные, б – второстепенные; 13 – структурные линии; 14 – скважины

Деформации пород максютовского комплекса происходили при погружении утоненного края пассивной окраины в зону субдукции Магнитогорской островной дуги и его последующей эксгумации [27].

Тектоническое расчленение максютовского комплекса, формирование метаморфической полосчатости и параллельной ей сланцеватости, вероятно, началось при погружении в зону субдукции. Сохранность складчатых структур, образованных при субдукции, представляется крайне маловероятной при последующей эксгумации. Все структуры, наблюдаемые нами, скорее всего, относятся к этапу эксгумации, а субдукционные процессы отражены лишь в минеральных ассоциациях, сформированных в соответствующих  $P-T$  условиях, сохранившихся в метастабильном состоянии.

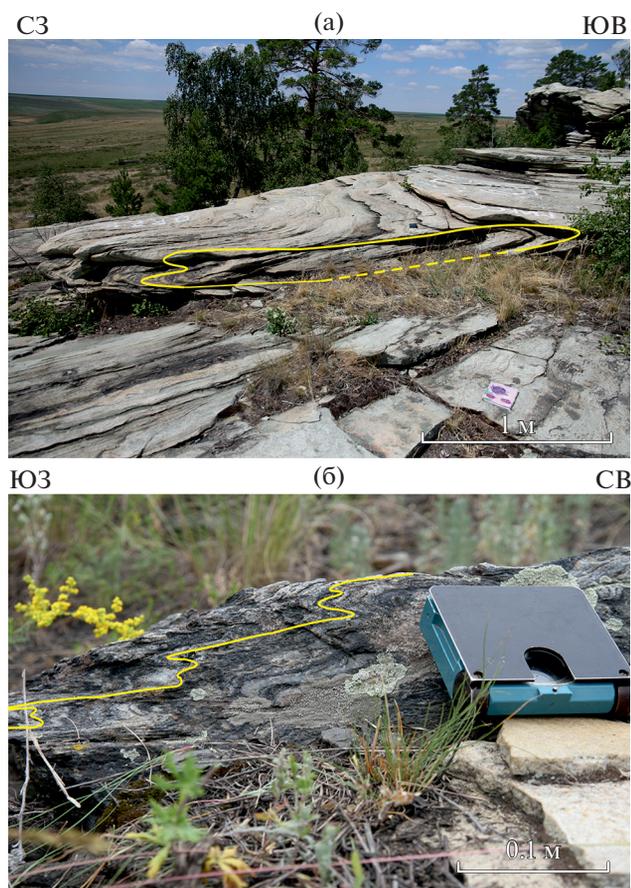
Проведенные геолого-структурные исследования показали, что на всей площади распространения максютовского метаморфического ком-

плекса наблюдается единая последовательность генераций складок, маркирующих одни и те же этапы деформации. Отсутствие следов некоторых этапов деформации на том или ином участке может быть связано с недостаточной обнаженностью.

### Этапы деформации

**Этап D1.** Первый этап деформации D1 связан с эксгумацией максютовского комплекса из зоны субдукции Магнитогорской островной дуги. Наличие обломочного глаукофана в граувакках зилаирской серии позволяет датировать этот процесс серединой фаменского века позднего девона [27].

Представляется, что возможным механизмом эксгумации максютовского комплекса является эдукция, т.е. выдвигание ранее субдуцированного материала из зоны субдукции [37]. В конце позднего девона, в результате погружения, обладающего повышенной плавучестью края конти-



**Рис. 21.** Ранние складки в структуре участка Губерля. (а) — колчановидная складка  $F_1$  в фенгитовых кварцитах юмагузинской серии, зона складчатости северо-западной вергентности; (б) — складка  $F_1$  юго-западной вергентности в графитовых кварцитах карамалинской серии, восточное крыло Губерлинской антиформы.

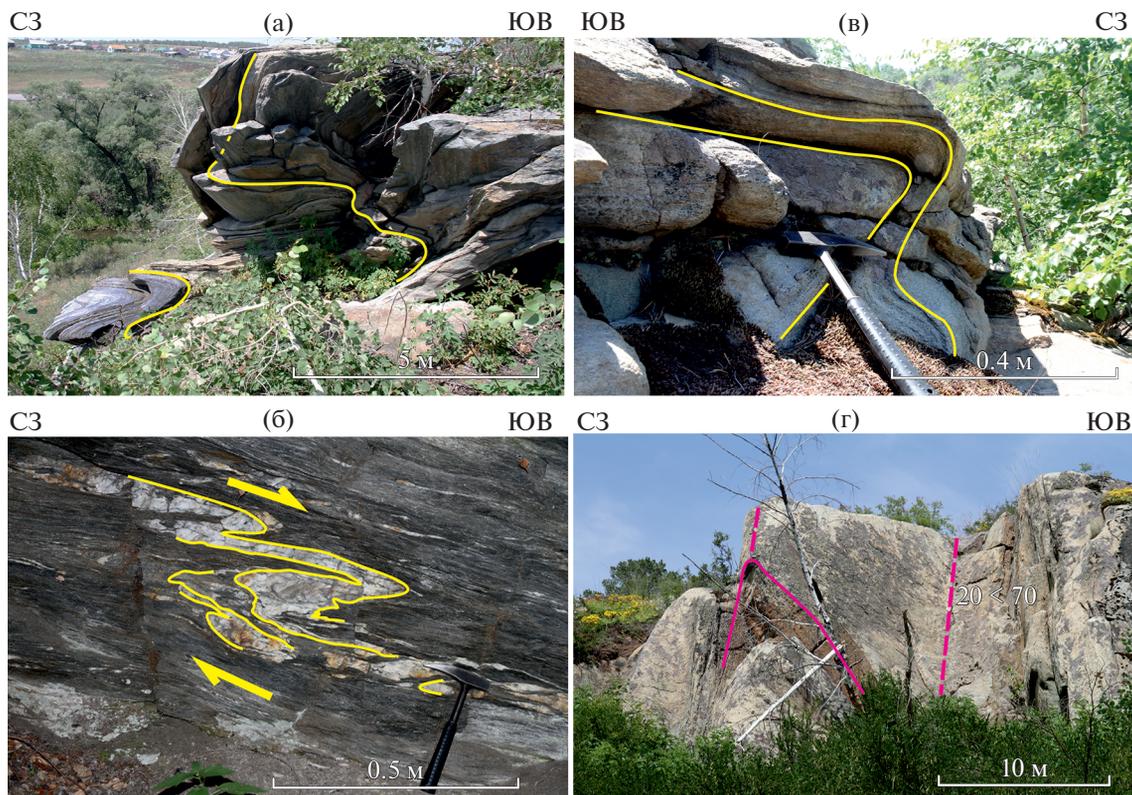
нента Балтика, происходит заклинивание зоны субдукции, отрыв слэба и эдукция максютовского комплекса в западных (в современных координатах) румбах. В образованное в слэбе тектоническое окно происходит подъем мантийного диапира, в связи с чем в позднем девоне—раннем карбоне на Южном Урале широко проявлен рифтогенный магматизм с формированием вулканитов шошонитовой серии, базальт-риолитовых толщ, комагматических габбро-гранитных интрузий и базитовых даек [29].

Эксгумация пород максютовского комплекса маркируется образованием колчановидных складок и асимметричных складок юго-западной вергентности  $F_1$  (рис. 23, а). Вероятно, что в ходе извлечения пород комплекса из зоны субдукции сначала формировались складки юго-западной вергентности. По мере нарастания степени деформации шарниры этих складок изгибались и они превращались в колчановидные складчатые

структуры. Складки юго-западной вергентности сохранились лишь во фронтальных частях колчановидных структур. Юго-западная вергентность асимметричных складок и северо-восточно—юго-западная ориентировка линейности удлинения подразумевает, что образование структур  $F_1$  происходило в условиях тектонических движений, направленных с северо-востока на юго-запад. Соответственно, эксгумация пород комплекса происходила в юго-западном (в современных координатах) направлении. На этом же этапе были образованы и складки юго-восточной и северо-западной вергентности, слагающие фланги колчановидных складчатых структур (см. рис. 5; рис. 19, а; рис. 21, а).

Таким образом, уже на этапе деформации  $D_1$  были сформированы основные типы складок, характерные для максютовского комплекса. Во время процесса эксгумации в юго-западном направлении формировались складки юго-западной вергентности, которые по мере увеличения степени деформации преобразовывались в колчановидные складки. Складки юго-восточной и северо-западной вергентности, с характерной для них юго-западной—северо-восточной линейностью, параллельной шарнирам, ориентировка которой близка к ориентировке линейности в колчановидных структурах, формируют крылья данных структур.

**Этап  $D_2$ .** Рассматривалась возможность образования колчановидных структур при субдукции и эксгумации высокобарических комплексов и была разработана геологическая модель одноактного формирования складок различной вергентности для актюзского комплекса Северного Тянь-Шаня [32]. Несмотря на обоснованность данной модели, результаты проведенных нами структурных исследований предполагают более сложную схему структурной эволюции для максютовского комплекса. Наблюдения, проведенные на участках Аскарлак и Ташла, показали, что складчатые структуры  $F_1$  были смяты в структуры юго-восточной вергентности  $F_2$ , связанные с этапом деформаций  $D_2$ . На этом этапе ранее сформированные колчановидные структуры испытали смещение в юго-восточном направлении с образованием складок и соскладчатых надвигов юго-восточной вергентности. Возможной причиной этого смещения является косая коллизия Магнитогорской островной дуги в конце девона [27]. Согласно этой модели, островная дуга смещалась к северу по отношению к краю палеоконтинента Балтика, т.е. смещение имело левосторонний характер (см. рис. 23, б). При этом оси складок разворачивались против часовой стрелки относительно направления смещения, образуя структуры юго-восточной вергентности, соосные складкам,



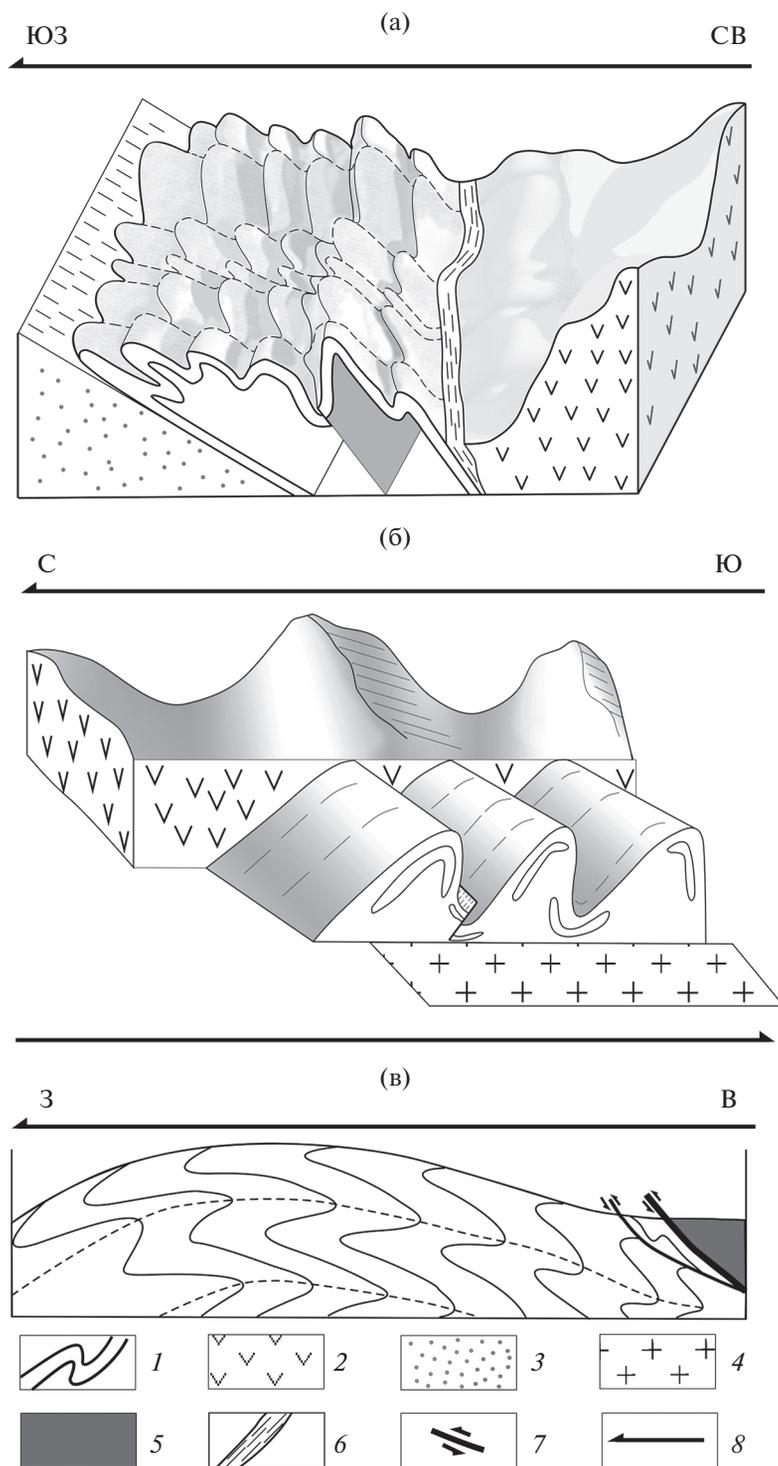
**Рис 22.** Складки 2–4 генераций, участок Губерля.

(а) – складки  $F_2$ , опрокинутые на юго-восток, западное крыло Губерлинской антиформы, верховья р. Губерля около дер. Карагай-Покровка; (б) – складки  $F_2$ , погружающиеся на юго-восток, восточное крыло Губерлинской антиформы; (в) – складка северо-западной вергентности  $F_3$  в фенгитовых кварцитах юмагузинской серии, зона складчатости западной вергентности к западу от антиформы; (г) – складки с крутопадающими шарнирами  $F_4$ , верховья р. Губерля.

сформированным во фланговых частях, более ранних колчановидных структур. Повторно деформированные складки, в которых ориентировки осей ранних и поздних складок близки, наблюдались нами в долине р. Казмаш, и в районах Аскарлак и Ташла. Складки  $F_2$  наиболее широко распространены в максютловском комплексе и во многом определяют его структуру. По зонам со складчатых надвигов, активных на этом этапе, были эксгумированы эклогитсодержащие меланжи, вероятно, сформированные еще на предыдущем этапе деформации D1. Данные по изофациальности эклогитов и вмещающих их метатерригенных пород относятся только к эклогитсодержащим зонам, тогда как вне их пределов, породы максютловского комплекса зачастую лишены минеральных ассоциаций эклогитовой фации [16]. Это может указывать на то, что литопластины максютловского комплекса были субдуцированы на различные глубины с разными  $P$ – $T$  параметрами.

**Этап D3.** Складки  $F_1$  и  $F_2$  расположены косо к простиранию зоны Главного Уральского разлома и срезаются ее структурами, что указывает на более древний возраст этих складок. Складки за-

падной вергентности  $F_3$  формировались на этапе деформации D3. Вергентности складок  $F_3$  и надвигов, связанных с ними, близки и совпадают с вергентностью структур и надвигов зоны Главного Уральского разлома. Зоны надвигов, ассоциирующих со складками  $F_3$ , часто выполнены продуктами низкотемпературного метаморфизма гипербазитов. Все это позволяет связать тектонические движения в западном направлении, при которых были сформированы складки западной вергентности  $F_3$ , с движениями в зоне Главного Уральского разлома на стадии позднепалеозойской континентальной коллизии. При этом ранее образованные складки  $F_2$  юго-восточной вергентности деформировались и преобразовывались в структуры северо-западной вергентности, как на участке Гумеро-во, или оказывались на разных крыльях сформировавшихся более крупных складок  $F_3$ , как это установлено в Губерлинской антиформе (см. рис. 23, в). На этом этапе происходило срезание складок  $F_2$  падающими на восток надвигами с приуроченными к ним приразломными складками  $F_3$ , что



**Рис. 23.** Графическая модель структурной эволюции максютовского метаморфического комплекса во время 1–3 этапа деформации.

(а) – этап деформации D1 – эксгумация максютовского комплекса из зоны субдукции Магнитогорской островной дуги, образование колчановидных складок  $F_1$ ; (б) – этап деформации D2 – косая коллизия Магнитогорской островной дуги с окраиной палеоконтинента Балтика, формирование складок юго-восточной вергентности  $F_2$ ; (в) – этап деформации D3 – позднепалеозойская континентальная коллизия, образование складок западной вергентности  $F_3$  и антиформы Урала.

Обозначены (штрих-линии) следы осевых плоскостей.

1 – образования максютовского комплекса; 2 – островодужные комплексы Магнитогорской дуги; 3 – комплексы континентальной окраины; 4 – палеоконтинент Балтика; 5 – комплексы ГУР; 6 – зоны динамометаморфизма; 7 – надвиги; 8 – направление смещения комплексов при деформациях

наблюдалось в пределах Дергамышской структуры (см. рис. 23, в).

**Этап D4.** Сдвиговые движения этапа деформации D4 и маркирующие его складки с крутопадающими шарнирами  $F_4$  на Урале связывают с постколлизийным этапом развития орогена [31, 15]. Однако в условиях левосторонней косо́й коллизии Магнитогорской дуги левосдвиговые складки должны были формироваться и на этапе столкновения дуга–континент. В максютовском метаморфическом комплексе сдвиговые складки часто деформируют складки  $F_3$ , связанные с межконтинентальной коллизией. Там, где такие соотношения отсутствуют, возможность разделения сдвиговых складок, связанных со столкновением дуга–континент и постколлизийными процессами, может быть дальнейшей задачей для исследователей, хотя и трудно выполнимой. Тем не менее, наши исследования подтверждают, что сдвиговые деформации этапа D4 являются завершающими в структурной эволюции максютовского метаморфического комплекса.

## ВЫВОДЫ

1. Максютовский метаморфический комплекс представляет собой сложную чешуйчато-надвиговую структуру, образованную пакетами тектонических пластин, сложенных разнофациальными комплексами палеозойской окраины палеоконтинента Балтика, испытавшими погружение в зону субдукции Магнитогорской островной дуги и складчатые деформации при эксгумации из последней.

2. Первый этап деформации D1 выразился в образовании асимметричных складок юго-западной вергентности и колчановидных складок  $F_1$ , ориентированных в направлении с юго-запада на северо-восток, сформировавшихся при эксгумации пород максютовского комплекса, происшедшей в юго-западном (в современных координатах) направлении в середине фаменского века позднего девона.

3. Второй этап деформации D2 связан с формированием складок  $F_2$  юго-восточной вергентности и соскладчатых надвигов, доминирующих в структуре максютовского комплекса, образовавшихся в результате косо́й левосторонней коллизии Магнитогорской островной дуги и палеоконтинента Балтика в конце девона.

4. Третий этап деформации D3 отмечен образованием складок и надвигов западной вергентности  $F_3$ , тесно связанных с движениями в зоне Главного Уральского разлома при позднепалеозойской континентальной коллизии.

5. Этап постколлизийных сдвиговых D4 движений и образование связанных с ними складок с

крутопадающими шарнирами  $F_4$ , завершил главную фазу структурной эволюции региона.

**Благодарности.** Авторы статьи благодарят В.С. Шешукова и А.С. Дубенского – сотрудников лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (г. Москва, Россия) за проведение U–Pb (LA-ICP-MS) датирования зерен обломочного циркона.

Авторы признательны рецензенту проф. В.Н. Пучкову (ИГиГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия) и анонимному рецензенту за комментарии, которые позволили улучшить статью.

**Финансирование.** Статья подготовлена в соответствии с планами фундаментальных исследований ГИН РАН и при поддержке РФФИ – грант № 20-05-00308.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев А.А.* Магматические комплексы зоны хребта Уралтау. М.: Наука, 1976. 167 с.
2. *Аржавитина М.Ю.* Расчленение зилаирской свиты Магнитогорского мегасинклинория по минеральным компонентам // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229. № 3. С. 679–682.
3. *Вализер П.М., Ленных В.И.* Амфиболы голубых сланцев Урала. М.: Наука, 1988. 202 с.
4. *Вализер П.М., Ленных В.И., Котляров В.А.* О двух генерациях глаукофана в породах максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса (Южный Урал) // Изв. Челябинского научн. центра УРО РАН, 1998. Вып. 2. № 2. С. 111–120.
5. *Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И.* Ультравысокобарическая ассоциация в ультрамафитах максютовского комплекса (Южный Урал) // ДАН 2011. Т. 441. № 4. С. 510–513.
6. *Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И.* Жадеит-гроссуляровый эклогит максютовского комплекса, Южный Урал // Литосфера. 2013. № 4. С. 50–61.
7. *Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И.* УНРМ эклогит максютовского комплекса (Южный Урал) // ДАН 2015. Т. 461. № 3. С. 316–321.
8. *Голионко Б.Г.* Строение и структурная эволюция северной части максютовского метаморфического комплекса (хр. Уралтау, Южный Урал) // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2002. Т. 77. Вып. 4. С. 26–29.
9. *Голионко Б.Г., Рязанцев А.В.* Деформации и последовательность формирования структур северной части области развития максютовского метаморфического комплекса (Южный Урал) // Изв. ВУЗов сер. Геология и Разведка. 2018. № 1. С. 17–26.
10. *Голионко Б.Г., Рязанцев А.В.* Складчатые структуры юго-восточной и западной вергентности максютовского метаморфического комплекса Южного Урала // Вестн. СПбГУ. Науки о Земле. 2020. Т. 65. Вып. 3. С. 506–527  
<https://doi.org/10.21638/spbu07.2020.306>
11. *Голионко Б.Г., Рязанцев А.В., академик РАН Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Кузнецов Н.Б., Шешу-*

- ков В.С., Дубенский А.С., Гареев Б.И. Палеозойский возраст метатерригенных толщ максютовского метаморфического комплекса на Южном Урале по результатам U–Pb датирования зерен обломочного циркона // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 493. № 2. С. 11–17.  
<https://doi.org/10.31857/S2686739720080071>
12. Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. / Под ред. В.С. Соболева. Новосибирск: Наука, 1974. 430 с.
  13. Дук Г.Г. Глаукофансланцевые, глаукофан-зеленосланцевые и офиолитовые комплексы Урало-Монгольского складчатого пояса. СПб.: ИГГД РАН, 1995. 272 с.
  14. Захаров О.А., Пучков В.Н. О тектонической природе максютовского комплекса зоны Уралтау. Уфа: УНЦ РАН, 1994. 31 с.
  15. Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. Роль сдвиговых дуплексов в региональном структурном контроле позднепалеозойского золотого оруденения Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) // Литосфера. 2009. № 4. С. 83–92.
  16. Карстен Л.А., Пучков В.Н., Иванов К.С. Новые данные о геологическом строении и метаморфизме максютовского комплекса (Южный Урал). – (Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1994. Ежегодник–93), С. 20–25.
  17. Криницкий Д.Д., Криницкая В.М. Стратиграфия метаморфических толщ района среднего течения р. Сакмары / Уч. Зап. СГУ. 1961. Вып. 67а. С. 167–174.
  18. Краснобаев А.А., Вализер П.М., Анфилогов В.Н., Бушарина С.В. Цирконология гранат-глаукофановых сланцев максютовского комплекса (Южный Урал) // ДАН. 2015. Т. 461. С. 696–700.  
<https://doi.org/10.7868/S0869565215120191>
  19. Краснобаев А.А., Вализер П.М., Анфилогов В.Н., Медведева Е.В., Бушарина С.В. Цирконология рутитовых эклогитов максютовского комплекса (Южный Урал) // ДАН. 2017. Т. 477. № 3. С. 342–346.
  20. Кузнецов Н.Б., Горожанин В.М., Белоусова Е.А., Дегтярев К.Е., Горожанин Е.Н., Романюк Т.В., Каныгина Н.А. Первые результаты U–Pb датирования детритовых цирконов из ордовикских терригенных толщ Соль-Илецкого блока Восточно-Европейской платформы // ДАН. 2017б. Т. 473. № 4. С. 435–458.  
<https://doi.org/10.7868/S0869565217040156>
  21. Ленных И.В., Мухомин Е.А., Шимуратов В.К. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. – Серия Южноуральская. – Лист N-40-XXIX. – Объяснительная записка. / Под ред. В.М. Сергиевского. М.: Мингео, 1962. 112 с.
  22. Ленных В.И. Эклогит-глаукофансланцевый пояс Южного Урала. М.: Наука, 1977. 160 с.
  23. Лепезин Г.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Волкова Н.И., Корсаков А.В. Возраст и термическая история максютовского метаморфического комплекса (по  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  данным) // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 109–125.
  24. Миллер Ю.В. Максютовский комплекс Южного Урала. – В кн.: Структурная эволюция метаморфических комплексов. / Под ред. А.Н. Казакова. Л.: Наука, 1977. С. 104–114.
  25. Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В., Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U–Pb датирования детритовых цирконов // Вестн. МГУ. Сер. 4: Геология. 2020. № 2. С. 18–33.
  26. Ожиганов Д.Г. Геологическое строение метаморфического пояса хр. Уралтау и Южного Урала // Уч. Зап. БашПГИ. 1955. Вып. 4. С. 3–54.
  27. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис. 2010. 280 с.
  28. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Горожанин В.М., Горожанин Е.Н. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом “TerraneChrono” // Геодинамика и тектонофизика. 2018. № 1. С. 1–37.  
<https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-1-0335>
  29. Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. Субдукция, коллизия и плюмы в эпоху позднепалеозойского магматизма Магнитогорской зоны Южного Урала // Литосфера. 2019. Т. 19. № 2. С. 191–208.
  30. Самыгин С.Г., Милеев В.С., Голионко Б.Г. Зона Уралтау: геодинамическая природа и структурная эволюция. – В кн.: Очерки по региональной тектонике. – Т. 1. Южный Урал. / Под ред. С.В. Руженцева, К.Е. Дегтярева. М.: Наука, 2005. С. 9–35.
  31. Тевелев А.В. Средне-позднепалеозойское развитие Урало-Казахстанской складчатой системы. – Автореф. дис. ... д. г.-м. н. М.: МГУ. 2003. 24 с.
  32. 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 сб.: Проблемы тектоники континентов и океанов, – Матлы LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2020. Т. 2. С. 328–330.
  33. Beane R.J., Connelly J.N.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , U–Pb, and Sm–Nd constraints on the timing of metamorphic events in the Maksyutov complex southern Ural mountains // J. Geol. Soc. London. 2000. Vol. 157. P. 811–822.
  34. Beane, R., Leech, M., The Maksyutov Complex: The first UHP terrane 40 years later. – In: *Convergent Margin Terranes and Associated Regions: A Tribute to W.G. Ernst* / Ed. by M. Cloos, W.D. Carlson, M.C. Gilbert, J.G. Liou, S.S. Sorensen. – (GSA Spec. Pap. 2007. Vol. 419). P. 153–169.
  35. Hetzel R. Geology and geodynamic evolution of the high-P/low-T Maksyutov Complex, Southern Urals, Russia // Geol. Rundschau. 1999. Vol. 85. P. 577–588.
  36. Leech M.L., Willingshofer E. Thermal modeling of the UHP Maksyutov Complex in the south Urals // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. Vol. 226. P. 85–99.

37. Lennykh V.I., Valiser P.M. High-pressure metamorphic rocks of the Maksutov complex. — In: *4th International Field Symposium Guide*. / Ed. by V.A. Koroteev, (Novosibirsk: Inst. Geol. Mineral. SB RAS, 1999). P. 64.
38. Petersen K.D., Buck W.R. Exhumation, extension, and exhumation of ultrahigh-pressure rocks in metamorphic core complexes due to subduction initiation // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2015. Vol. 16. P. 2564–2581. <https://doi.org/10.1002/2015GC005847>
39. Willner A.P., Ermolaeva T., Gorozhanina Y.N., Puchkov V.N., Arzhavitina M., Pazukhin V.N. Surface signals of an Arc-Continent Collision: The Detritus of the Upper Devonian Zilair Formation in the Southern Urals, Russia. — In.: *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present*. / Ed. by D. Brown, C. Juhlin, V. Puchkov, (AGU, Washington, DC, USA. 2002. Vol. 132. Geophys. Monogr.). P. 183–209.
40. Program “Stereo – 32”. <http://www.ruhr-uni-bochum.de> (Accessed April 25, 2016).

## Structure and Geodynamic Evolution of the Maksyutov Metamorphic Complex (South Urals): Structural Analysis and Results of U–Pb Dating of Detrital Zircon

B. G. Golionko<sup>a, \*</sup>, A. V. Ryazantsev<sup>a</sup>, N. A. Kanygina<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Geological Institute RAS, Pyzhevskiy per., 7, 119017 Moscow, Russia*

*\*e-mail: golbor62@gmail.com*

Detailed structural analysis of the formations of the Maksyutov eclogite-glaucophan schist complex in the Southern Urals, carried out. U–Pb isotopic (LA-ICP-MS) estimates of the age of detrital zircon grains from quartzites of the Yumaguzin and Karamalinskaya series (tectono-stratigraphic units) composing the complex, were obtained. The data obtained show that both series are close in age, but different facies formations that compose the proximal (Yumaguzin Series) and distal (Karamalinskaya Series) regions of the Paleozoic margin of the Baltic paleocontinent. The alternation of these series in the Maksyutov complex is explained by their tectonic superposition during the formation of the scaly-thrust structure of this complex. Formations of the Maksyutov complex experienced submersion into the subduction zone of the Magnitogorsk island arc and folded deformations during subsequent exhumation from the subduction zone. In the structural evolution of the complex, four stages of deformation have been established. The first stage is associated with the formation of folds of the southwestern vergence and sheath folds  $F_1$  and corresponds to the exhumation of the formations of the Maksyutov metamorphic complex from the subduction zone of the Magnitogorsk island arc in the southwestern (in modern coordinates) direction in the middle of the Famennian–Late Devonian. The second stage is expressed in the formation of  $F_2$  folds of the southeastern vergence, which are most common in the Maksyutov complex, and is associated with an oblique left-sided collision of the Magnitogorsk arc with the Baltic margin in the Late Devonian. At the third stage of deformation,  $F_3$  folds of western vergence were formed, caused by movements in the zone of the Main Ural Fault, during the Late Paleozoic continental collision. Postcollisional shear movements of the fourth stage of deformation, marked by  $F_4$  folds with steeply dipping hinges, completed the main stage of the structural evolution of the region.

*Keywords:* South Urals, Maksyutov eclogite–glaucophan–schist complex, detrital zircon, U–Pb age (LA-ICP-MS), structural evolution, deformation stage, fold, vergence, hinge, lineation