

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ СВЯЗЕЙ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА И ЮЖНОГО УРАЛА (СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ)

© Т.Т. Казанцева,

доктор геолого-минералогических наук,
академик АН РБ,
главный научный сотрудник,
Институт геологии,
Уфимский научный центр РАН,
ул. К. Маркса, 16/2,
450077, г. Уфа, Российская Федерация,
эл. почта: ktt@ufaras.ru

В статье для выяснения особенностей структурно-формационных связей сравниваются объекты: 1. Допалеозойские метаморфизованные образования чегемской и хасаутской серий рифея Бечасинской зоны Северного Кавказа с рифейскими сериями Башкирского антиклинория западного склона Южного Урала, а также осадочные толщи нижнего и среднего палеозоя сопоставляемых объектов. 2. Сланцевый комплекс палеозоя Андрюкско-Тоханской зоны С. Кавказа и подобные ему одновозрастные образования зоны Уралтау Ю. Урала. 3. Геология Передового хребта С. Кавказа и Сакмарского аллохтона Зилаирского синклинория Ю. Урала. 4. Северокавказские ацгаринский и блыбский метаморфические комплексы с южноуральскими суваньякским и максютотским. 5. Общности офиолитовых комплексов С. Кавказа и Ю. Урала. Сравнение проводится по таким позициям. Общий стиль тектоники, особенности пластинчато-надвигового строения и индивидуальность дислоцированности. Формационная принадлежность и типы одновозрастных верхнепротерозойских и палеозойских образований. Первичные составы субстрата. Характер и интенсивность проявлений метаморфизма. Геохронологическое обоснование периодизации геологических событий. С одной стороны выяснилось, что структурно-формационные комплексы домезозоя С. Кавказа являются единой аллохтонной структурой, являющейся фрагментарным аналогом западного склона Ю. Урала. С другой – не исключено, что сравниваемым объектам присуща общая геодинамическая история.

Ключевые слова: структурно-формационные связи, состав, структура, метаморфизм, дислоцированность, стиль тектоники, геохронология, геодинамическая история

T.T. Kazantseva

FEATURES OF STRUCTURE-FORMATION BONDS OF THE NORTH CAUCASUS AND SOUTHERN URALS (COMPARATIVE ANALYSIS)

Institute of Geology,
Ufa Scientific Centre,
Russian Academy of Sciences,
16/2, ulitsa K. Marksa,
450077, Ufa, Russian Federation,
e-mail: ktt@ufaras.ru

In order to clarify the features of structural and formational relationships, a comparison was performed between the following structures: (1) pre-Paleozoic metamorphic rocks of the Chegem and Khasaut Series of the Riphean Bechasyn zone in the North Caucasus versus the Riphean series of the Bashkir Anticlinorium on the western slope of the South Urals as well as Lower and Middle Paleozoic sedimentary sequences in the regions under discussion; (2) Paleozoic shale complex of the Andryuk-Tohan zone in the North Caucasus versus similar coeval units of the Uraltau zone in the South Urals; (3) geology of the Front Range in the North Caucasus versus the Sakmara allochthone of the Zilair Synclinorium in the South Urals; (4) the Atsgara and Blyb metamorphic complexes in the North Caucasus versus the Suvanyak and Maksyutovo ones in the South Urals; (5) ophiolite complexes in the North Caucasus versus those in the South Urals. The comparison was done in the following criteria: tectonic general style, peculiarities of plate-thrust structure and individual features of dislocation; formational belonging and types of the coeval Upper Proterozoic and Paleozoic units; primary substrate compositions; nature and intensity of metamorphism manifestations; geochronological substantiation for periodization of geological events. It has been revealed, on the one hand, that the pre-Mesozoic structural and formational complexes in the North Caucasus form a single allochthonous structure that represents a fragmented analogue of the western slope of the South Urals. On the other hand, it is not improbable that the compared structures have common geodynamic history.

Key words: Bashkir encyclopedics, information resource, scientific publishing, regionalscience, encyclopedia, development strategy

Предполагалось, что частично западная и вся центральная части Ю. Урала перекрываются на юге периклинальными прогибами, выполненными молассой. Н.С. Шатский высказывал соображение о возможном продолжении Ю. Урала на Кавказ. Анализ современного фактического материала по геологии докембрийских образований С. Кавказа и Ю. Урала показал, что такая точка зрения имеет право на существование.

Широтное тектоническое районирование Кавказа осложнено хорошо выраженной меридиональной направленностью докембрийских образований, в связи с чем в каждом широтном структурном регионе выделяются меридиональные секторы: западный, центральный и восточный. В центральных секторах развиты допалеозойские и палеозойские образования. Их, согласно В.И. Хаину и В.И. Попкову, объединяют в Транскавказскую меридиональную зону. Приверженцы фиксистой точки зрения считают ее Транскавказским поперечным поднятием. А.А. Сорский представляет «крупной глыбой, ограниченной со всех сторон глубинными разломами». С.И. Дотдугев называет Кавказско-Сирийским синтаксисом — образованием, производным от процесса интенсивного горизонтального сжатия. Эта зона простирается с севера на юг через центральный сектор Большого Кавказа от Манычского прогиба на севере до Дзирульского выступа на юге. К югу от Минераловодского выступа в ее составе выделяется Лабино-Малкинский тектонический блок, докембрий которого представлен тремя структурно-формационными единицами: Бечасынской — на севере, Андрюкско-Тоханской — в центре и Передового хребта — на юге. Между первыми двумя находится Северный разлом, сопровождающийся зонами меланжа и олистостром. Это Северный тектонический шов. К югу от Передового хребта известен более

мощный тектонический шов, который называется Пшекиш-Тырныаузским. Он разграничивает Передовой и Главный хребты, характеризуется весьма сложным строением. Главный хребет с юга граничит с флишевой зоной Южного склона Большого Кавказа по Главному Кавказскому разлому (надвигу) (рис. 1).

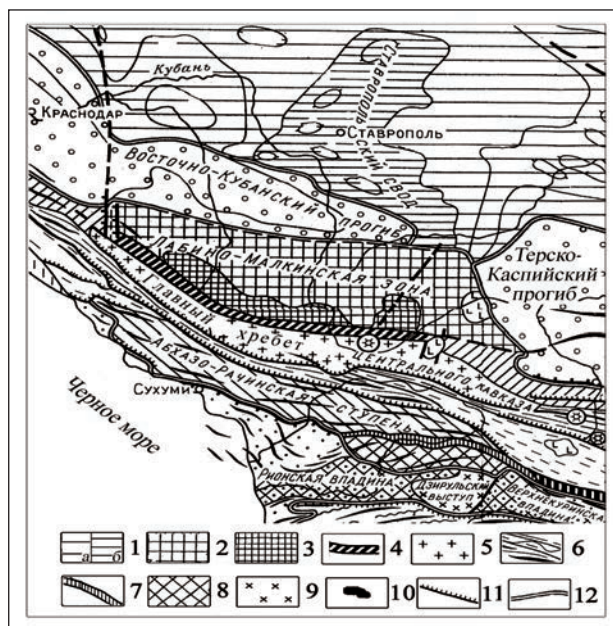


Рис. 1. Фрагмент схематической карты тектонического районирования Кавказа Е.Е. Милановского [1]: 1 – эпигерцинская Русская платформа: а – Ставропольский свод, б – опущенные участки; 2 – Лабино-Малкинский блок с Бечасынской зоной; 3 – Передовой хребет; 4 – Тырныауз-Пшекишская шовная зона; 5 – Главный хребет Кавказа; 6 – зона Южного склона Б. Кавказа; 7 – Кахетинско-Лечхумская шовная зона; 8 – выступ кристаллического фундамента Грузинского массива; 9 – Дзирульский массив; 10 – гипербазитовые тела; 11 – надвиги и аллохтонные пластины; 12 – границы главных тектонических зон

Транскавказская меридиональная зона является уникальным геологическим объектом. Здесь сохранились: формационный состав, особенности структурной геологии, степень метаморфизма и характер дислоцированности допалеозойских и палеозойских образований примерно в таком же виде, как и в одновозрастных образованиях западного склона Ю. Урала.

В тектоническом районировании Южного Урала известен ряд крупных структурных зон, каждая из которых представлена особыми, присущими только ей формациями. Среди структурных элементов объектом наших интересов явился западный склон Ю. Урала. Это Башкирский антиклинорий и Зилаирский синклиний с офиолитовым аллохтоном Крака на севере и пакетом тектонических пластин Сакмарского аллохтона на юге. Вся Уралтауская структура, состоящая из трех структурно-формационных зон, западная из которых выполнена сланцевой формацией палеозойского возраста, а центральная и восточная сложены метаморфизованными породами суваянского и максютовского комплексов палеозойского и докембрийского возраста.

Северная часть Лабино-Малкинской структуры С. Кавказа перекрыта мезокайнозоем. Южный район представлен структурно-формационными единицами. С севера на юг это зоны: Бечасынская, Андрюкско-Тоханская и Передового хребта. В составе Андрюкско-Тоханской зоны выделяются Андрюкская и Тоханская подзоны, а Передовой хребет представлен подзонами Картджуртской, Кенделлярской, Урупской (рис. 2).



Рис. 2. Структурно-формационное районирование С. Кавказа [2]

Каждая из названных структурно-формационных единиц отличается возрастными интервалами, литологическим составом, структурным положением и внутренним строением.

К сравнительному анализу состава и строения Северного Кавказа и Южного Урала. Для выяснения особенностей и ха-

рактера структурно-формационных связей сравниваемых горных сооружений были запланированы исследования и намечены конкретные сравниваемые объекты: 1. С одной стороны, территориальносближенные допалеозойские метаморфизованные образования чегемской и хасаутской серий рифея, осадочные толщи нижнего и среднего палеозоя Бечасынской зоны С. Кавказа. С другой, – рифейские серии Башкирского антиклинория: бурзянская, юрматинская и каратауская, а также палеозойские комплексы соседнего Зилаирского синклиория западного склона Ю. Урала. 2. Сланцевый комплекс палеозоя Андрюкско-Тоханской зоны С. Кавказа и подобные ему разновозрастные образования зоны Уралтау Ю. Урала. 3. Сопоставимость геологии Передового хребта С. Кавказа и Сакмарского аллохтона Зилаирского синклиория Ю. Урала. 4. Общие черты геологии северокавказских ацгаринского и блыбского метаморфических комплексов с южноуральскими суваянским и максютовским зонами Уралтау. 5. Общность в составе и строении офиолитовых комплексов С. Кавказа и Зилаирского синклиория западного склона Ю. Урала.

Сравнение проводилось по следующим позициям. Общий стиль тектоники, особенности пластинчато-надвигового строения и индивидуальность дислоцированности. Формационная принадлежность и типы разновозрастных верхнепротерозойских и палеозойских образований. Первичные составы субстрата. Характер и интенсивность проявлений метаморфизма. Геохронологическое обоснование периодизации геологических событий с повышенным вниманием к абсолютной геохронологии вещественных комплексов, особенно устанавливаемых по цирконам.

Одним из главных положений в области современных взглядов на тектонику сравниваемых объектов явилось установление покровного строения их докембрийских и палеозойских комплексов. Общей характерной особенностью строения является значительное развитие надвиговых дислокаций, создающих чешуйчато-пластинчатый стиль тектоники.

В палеозойской структуре Северного Кавказа, начиная с 1970-х годов, выделялись герцинские аллохтоны, последовательно перекрывающие друг друга. По данным Е.В. Хаина [2], В.Л. Омельченко [3], М.Л. Сомина, В.А. Лаврищева [4], здесь выделяется несколько аллохтонов, названия которых приведены в условных обозначениях (рис. 3). Они сложены различными структурно-вещественными комплексами, представленными зеленокаменно измененными породами, существенно отличающимися как по литологии, так и по степени метаморфизма. Формирование их осуществлялось в различных геодинамических обстановках.

Краткие сведения о результатах исследований докембрийских и палеозойских образований структурно-формационных зон С. Кавказа: Бечасынской, Андрюкско-Тоханской и Передового хребта, их сопоставимость с одновозрастными толщами западного склона Ю. Урала приведены ниже.

кварцевых и других сланцев, в средней части – из двуслюдяных сланцев, конгломератов с галькой плагиогранит-порфиров, филлитов, метаалевролитов и мраморов, а в верхней части – из серицит-хлоритовых сланцев. Мощность ее 3000 м. Чегемская же выражена метаморфизованными и дислоцированными толщами кварцитовых сланцев и тонкозернистых альбитовых гнейсов, образовавшихся по аркозово-кварцевым и граувакковым песчаникам, алевролитам, туфопесчаникам и карбонатным породам. Мощность ее сопоставима с предыдущей свитой.

Абсолютный возраст рифейских пород Бечасынской зоны равен **900–860 млн лет**. Как будет показано ниже, близкие по составу породы каратауской серии верхнего рифея Башкирского антиклинория западного склона Ю. Урала характеризуются такими же значениями.

Выше хасаутской серии – метаморфических сланцев докембрийского возраста,

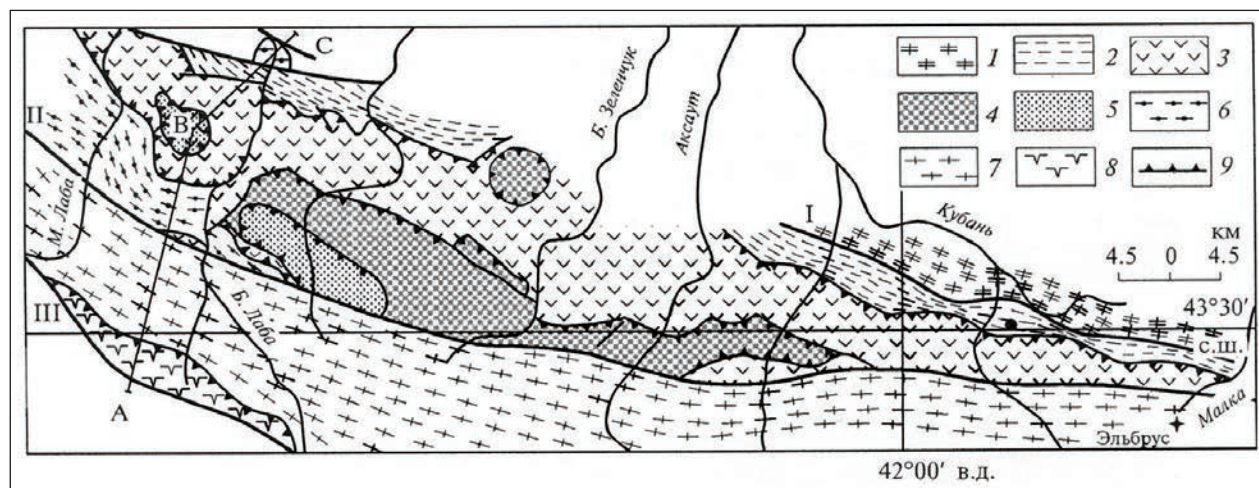


Рис. 3. Схема структурного районирования С. Кавказа по М.Л. Сомину и др. [4] с небольшими изменениями. Комплексы: 1 – бечасынский метаморфический, 2 – тоханский преимущественно осадочный, 3 – кызыл-кольский (урупский) – вулканогенно-осадочный, 4 – марухский – офиолитовый, 5 – ацгаринский метаморфический; 6 – блыбский метаморфический; 7, 8 – макерский, гондарайский и лабинский Главного хребта; 9 – подошва основных покровов; основные разломы Большого Кавказа: I – Северный, II – Пшекиш-Тырныузский, III – Главный Кавказский

Бечасынская зона сложена миогеосинклинальными образованиями докембрия и палеозоя. К докембрию относятся хасаутская и чегемская свиты верхнего рифея. В их составе преобладают метаморфизованные породы, преимущественно осадочного генезиса. По А.А. Белову, хасаутская состоит внизу из биотит-кварцевых, биотит-альбит-

с угловым несогласием залегает мощная полуторатысячная толща аркозовых песчаников и гравелитов урлешской свиты, возраст которой, согласно Л.Д. Чегодаеву, кембрийский (рис. 4Б). С нашей точки зрения, возраст этой свиты ордовикский (рис. 4А). Д.С. Кизевальтером она относилась к силуру.

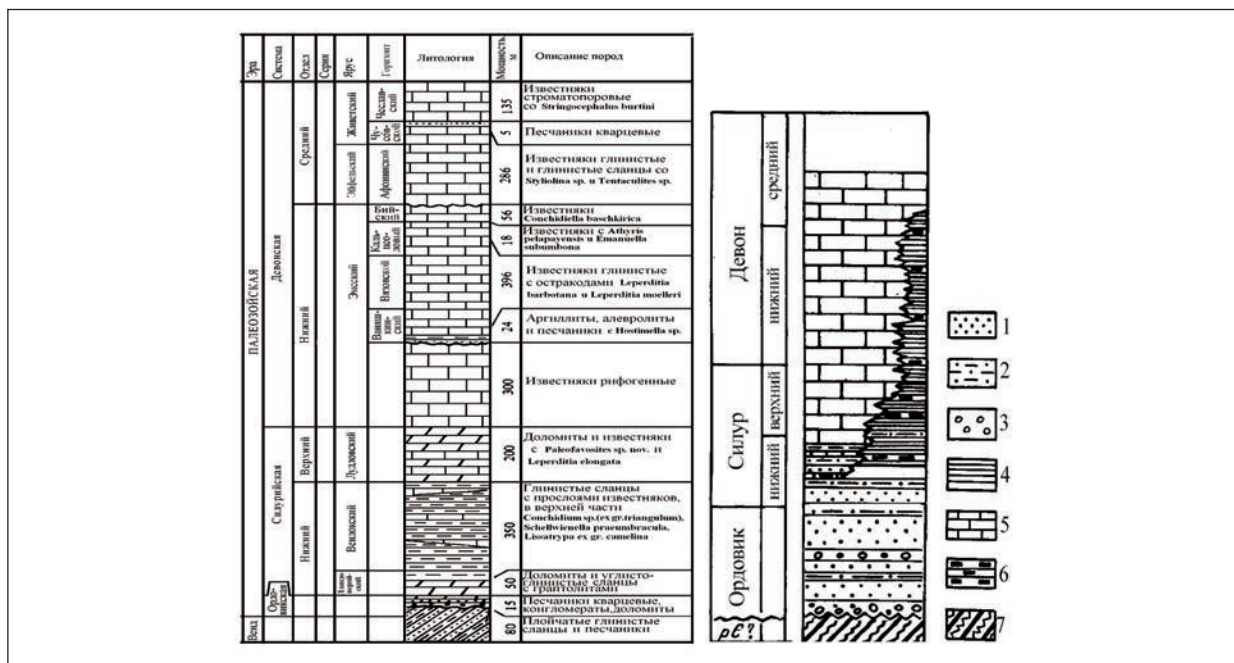


Рис. 4. Стратиграфические колонки: А – Зилаирского синклиория западного склона Ю. Урала [5]; Б – Бечасынской зоны С. Кавказа [2]

Условные обозначения к Б: 1 – аркозовые песчаники; 2 – алевролиты; 3 – конгломераты; 4 – глинистые и алевролитовые сланцы; 5 – известняки; 6 – кремни; 7 – метаморфические сланцы хасаутской серии

Постсилурийский разрез палеозоя Бечасынской зоны хорошо согласуется со стратиграфической колонкой сопредельного с Башкирским антиклинорием Зилаирского синклиория (см. рис. 4А). Особенно нагляден контакт докембрия и палеозоя на приведенных выше рисунках, отражающий резкое угловое, азимутальное несогласие и глубокий размыв между разновозрастными и разнородными образованиями обоих сравниваемых объектов. Мы видим, что на различных по возрасту толщах рифея и венда, слагающих восточную часть Башкирского антиклинория (либо западный склон Зилаирского синклиория), несогласно залегают отложения ордовика нижнего палеозоя. Таким же образом выражен контакт метаморфизованных пород верхнего рифея и урлешской свиты ордовика Бечасынской зоны. Названные выше образования в пределах изучаемой территории слабо метаморфизованы. В основном они прошли лишь стадию катагенеза и были подвержены динамометаморфизму, связанному, скорее всего, с развитием надвигов и сдвигов.

Проблемность структурной геологии, возникающей при расшифровке внутренней

структуры относимых к докембрию метаморфизованных, преимущественно лишенных органических остатков толщ Бечасынской зоны, Г.И. Баранов решает с мобилистских позиций путем выделения серии надвиговых пластин. Тектонические взаимоотношения их, литологическое и структурное наполнение отражено на рисунке 5, и не требуют специального разъяснения.

О Башкирском антиклинории Южного Урала. Эта структура является одной из крупнейших западного склона Ю. Урала (рис. 6 А и Б). Наиболее древними образованиями, обнажающимися в междуречье Уфы и Ая, является тараташский комплекс. Он имеет архей-раннепротерозойский возраст и сопоставляется с фундаментом Восточно-Европейской платформы. Выше с резким угловым несогласием залегают толщи рифейских пород, расчленяемых на три серии: нижнерифейскую – бурзьянскую, среднерифейскую – юрматинскую и верхнерифейскую – каратаускую. Нарастивается разрез отложениями венда и частично палеозоя (рис. 6В).

По данным В.И. Козлова, абсолютный возраст пород каратауской серии колеблет-

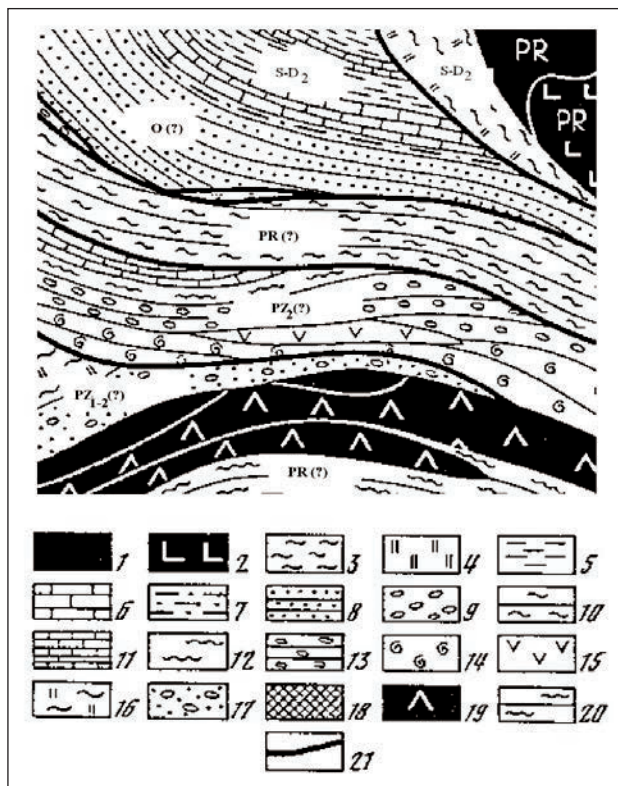


Рис. 5. Особенности тектоники Бечасынской зоны. По Г.И. Баранову:

Герцинские тектонические покровы – Лахранский: 1 – гипербазиты, 2 – габброиды (амфиболиты?), 3 – филлиты, 4 – кварциты (фтаниты); Урлешский: 5 – известковистые филлиты, 6 – известняки, 7 – алевролиты, 8 – песчаники, 9 – конгломераты, 10 – флишоидные вулканогенно-осадочные отложения; Хасаутский: 11 – известняки, 12 – черные и розовые филлиты, 13 – «туфоконгломераты», 14 – туфы (порфириды), 15 – силлы эпидиабазов; Верхнекубанский параавтохтон (верхнекубанская «свита»): 16 – толща кварцитов и филлитов, 17 – толща песчаников с галькой плагиогранитов (байкальская моласса); Бечасынский метаморфический комплекс: 18 – гипербазиты, 19 – метабазиты, 20 – метаморфизованные туфоосадочные отложения, 21 – надвиги

ся от **938 млн лет** (катавская свита), **853–867 млн лет** (инзерская свита) до **681–791 млн лет** (миньярская свита) (определения К-Аг по глаукониту). Возраст обломочного циркона из основания зильмердакской свиты, равен **1070 млн лет**. Это нижний возрастной предел верхнерифейской каратауской серии.

Пластинчато-надвиговое строение Башкирского антиклинория показано на рисунке 6А и 6Б. Выделяются пластины докембрия: Нугушская (3), Алатауская (4), Зильмердакская (5), Юрматинская (6), Зюраткульская (7).

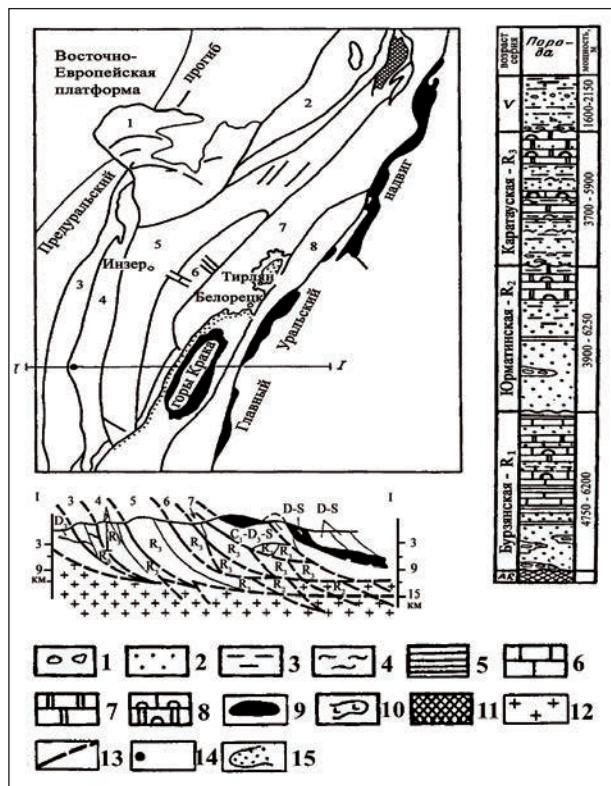


Рис. 6. Тектоническая схема – А, схематичный структурный профиль по линии 1–1 – Б и стратиграфическая колонка – В Башкирского антиклинория

Условные обозначения: 1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – аргиллиты; 5 – сланцы; 6 – известняки; 7 – доломиты; 8 – строматолитовые горизонты; 9 – гипербазиты; 10 – габбро-диабазы; 11 – породы нижнего архея; 12 – кристаллический фундамент; 13 – надвиговые пластины (цифры на схеме): 1 – Каратау, 2 – Уфимский амфитеатр, 3 – Нугушская, 4 – Алатауская, 5 – Зильмердакская, 6 – Юрматинская, 7 – Зюраткульская, 8 – Уралтау; 14 – скв. Кулгунино; 15 – Зилаирский синклинирий

Общими для геологии палеозоя Бечасынской зоны С. Кавказа и Башкирского антиклинория с его пограничным с Зилаирским синклинирием районом Ю. Урала являются следующие характерные черты. Миогеосинклиальный тип разреза толщ, как докембрия, так и палеозоя. Невысокая степень метаморфизма. Структурное совмещение разноформационных типов силура, образовавшихся в различной палеотектонической обстановке и отличающихся интенсивностью смятия с присутствием изоклиальной складчатости. Тектоническая зональность меридиональной направленности. Пластинчато-надвиговый стиль тектоники. Множество горизонталь-

ных срывов и надвигов. Это одни из главных свидетельств общности геодинамических условий происхождения и развития сравниваемых объектов.

Андрюкско-Тоханская зона располагается южнее Бечасынской. Разграничивает названные единицы Северный разлом, к которому приурочена цепочка гипербазитовых тел, сопровождаемых зонами меланжа. Структура сложена миогеосинклинальным типом разреза палеозойских отложений, представленных образованиями, называемыми здесь сланцевой толщей. В западной части зоны она выделена Д.С. Кизевальтером в андрюкскую свиту. В основании ее разреза залегает мощная монотонная толща филлитов. В восточной части Андрюкско-Тоханской зоны сланцевая толща на юге Д.С. Кизевальтером выделена в артыкчатскую свиту, а на севере – в тоханскую. Артыкчатская сложена монотонной толщей глинистых сланцев, перекрытых верхнедевонскими и нижнекаменноугольными терригенно-карбонатными образованиями тоханской свиты. Тоханская представлена пестроцветными песчаниками, алевролитами и конгломератами позднедевонского и раннекаменноугольного возраста флишевого типа. В ней отмечались крупноглыбовые породы с кластическим материалом живетских известняков. На этих отложениях с резким угловым несогласием и размывом располагаются верхнепалеозойские отложения.

К пограничной полосе между Бечасынской на севере и Тоханской на юге зонам приурочено и большинство из известных выходов кремнистых пород (фтанитов), охарактеризованных силурийскими граптолитами.

Между верхнедевонской тоханской

и среднедевонской артыкчатской свитами располагается верхнелландоверийско-нижнелудловкая («офиолито-кластовая») толща, которая охарактеризована многочисленными находками граптолитов силура. Это полянская свита Л.Д. Чегодаева. Она представлена олистостромом. Возраст пород раньше считался ниже-среднедевонским. Удревнение возраста до силура, иногда называют и ордовик, связано с работами уральского геолога Л.Д. Чегодаева, известного как специалиста по разрезам силура. В основании горизонта олистостром среди сланцевых образований в маломощном слое темноокрашенных кремней он обнаружил граптолиты силура (рис. 7).

Следует обратить внимание на то, что

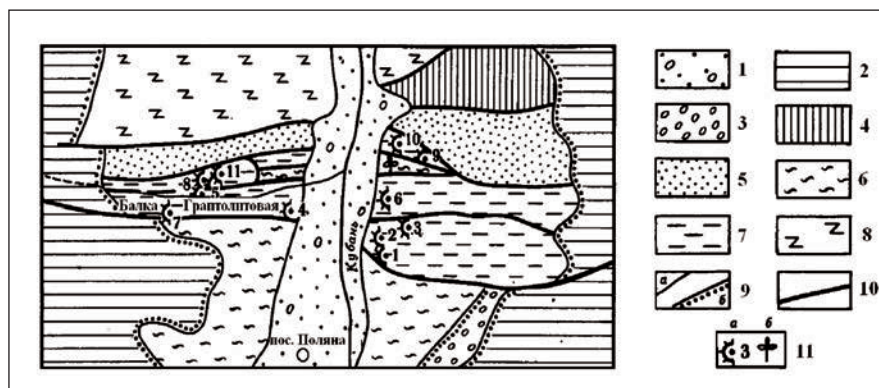


Рис. 7. Схема геологического строения долины р. Кубань в районе пос. Поляна. По Е.В. Хаину [2]:

отложения: 1 – четвертичные; 2 – нижней юры; 3 – нижней перми; 4 – каменноугольные; 5 – верхнего девона (тоханская свита); 6 – среднего девона (артыкчатская свита); 7 – верхнелландоверийско-нижнелудловская «офиолито-кластовая» олистостромовая толща; 8 – протерозоя; 9 – стратиграфические границы: а – согласные, б – несогласные; 10 – тектонические нарушения; 11 – местонахождения: а – граптолитов и номер находки, б – флоры

типично-сланцевыми формациями здесь являются только андрюкская и артыкчатская. Они совместно с олистостромами, кремнистыми, кремнисто-глинистыми и тонкотерригенными породами силура, являются подобием образований, присутствующих на западном склоне Ю. Урала. Сравнимы также со сланцевыми образованиями палеозоя западной части Уралтауской структуры и с подофиолитовой тектонической единицей Кракинского шарьяжа (рис. 8).

Замечена аналогия таких образований

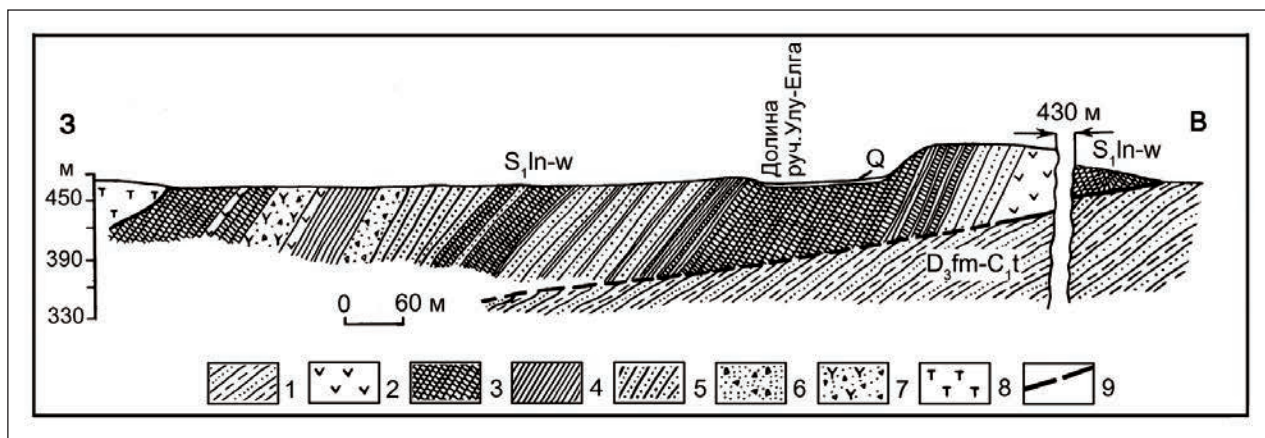


Рис. 8. Крупный блок силура в пограничной зоне гипербазитов Южного Крака и флиша зилаирской свиты в районе д. Абдулмамбетово. Западный склон Ю. Урала [6]:
 1 – терригенный флиш; 2 – серпентиниты; 3 – кремнистые сланцы; 4 – глинистые сланцы; 5 – песчаники; 6 – брекчированные породы; 7 – туффиты; 8 – гипербазиты; 9 – тектонический контакт

также с северными пластинами Сакмарского аллохтона, выделенными Ю.В. Казанцевым. Им описано три типа разрезов силура (рис. 9). По литологическому составу, усло-

Как видим, в составе Андрюкско-Тоханской зоны значительным развитием пользуются две формационные единицы: сланцевая формация и флишево-олисто-

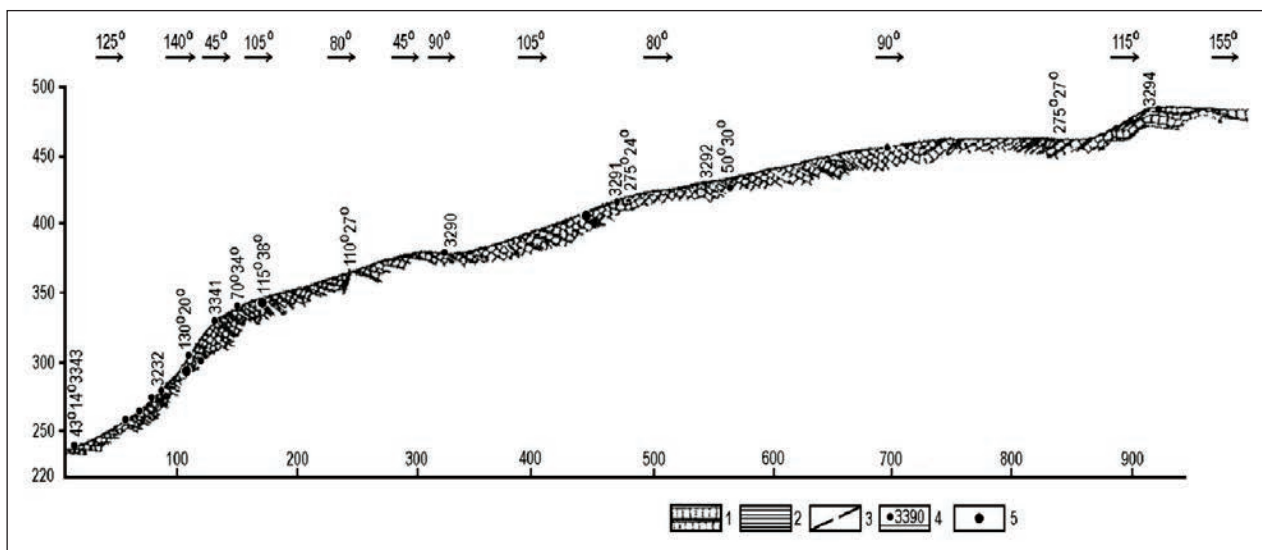


Рис. 9. Геологический разрез отложений силура северо-восточнее д. Бол. Абишево. Составил Ю.В. Казанцев: 1 – кремни; 2 – кремнистые сланцы; 3 – разрывные нарушения; 4 – точки наблюдения; 5 – участки обнаружения фауны

виям осадконакопления, возрасту и характеру дислоцированности эти образования сопоставлялись со сланцевой толщей Лемвинской структурно-формационной зоны Полярного Урала, что приведено В.Н. Пучковым [7]. Флишоиды тоханской свиты верхнего девона – нижнего карбона являются формационным и возрастным аналогом зилаирской свиты Ю. Урала.

стромовая. К первой относится андрюкская и артыкчатская свиты, а также силурийская кремнисто-глинистая, ко второй – тоханская и картджуртская, в которых присутствуют олистостромовые горизонты. Значительным развитием пользуются олистостромы.

Мы склонны считать, что Андрюкско-Тоханская зона состоит из значительно де-

формированных поднадвиговых пластин, являющихся принадлежностью Бечасынской зоны. Они (например, Тоханская) либо выступают в тектонических окнах и являются автохтонами, как это считал Е.В. Хаин, либо являются самостоятельными аллохтонами, как это доказывают другие. С нашей точки зрения, геологическое строение районов развития Полянской свиты хорошо сопоставляется со строением Уфимского амфитеатра Ю. Урала, которое отображено в работе [8]. Подобная ситуация наблюдается в районе Кракинского офиолитового аллохтона, в северной части Зилаирского синклиория Ю. Урала, где терригенные толщи зилаирской свиты, являющейся аналогом тоханской С. Кавказа, тектонически подстилают офиолитовый аллохтон гор Крака [5].

Меланжево-олистоострововые образования являются результатом перемещения аллохтонов Передового хребта. Время образования их от силура до нижнего карбона включительно, со следующими интервалами, определенными как силур, средний девон, предтурнейский и посткаменноугольный. Вероятно, олистоостровообразование было свойственно и франскому времени. Горизонт таких пород описан Е.В. Хаиным в составе картджуртской свиты восточной части Передового хребта.

Зона *Передового хребта* представлена несколькими тектоническими пластинами (рис. 10).

Наиболее доказанной из них является Кызылкольский (Урупский) аллохтон. В западной части он представлен преимущественно вулканическими породами, а в

восточной — с участием вулканокластиков кенделлярской подзоны. Картджуртская подзона здесь сложена вулканогенно-терригенными флишоидами. Названные структуры имеют предположительно ниже-среднедевонский возраст.

Вулканиды *Кызылкольского аллохтона* сопоставляются с тектоническими пластинами Сакмарского шарьяжа Ю. Урала. В частности, с Медногорско-Кувандыкской пластиной Ю.В. Казанцева. Хорошее сопоставление изверженных пород сравниваемых объектов сделано С.Г. Самыгиным и Е.В. Хаиным [9], согласно которым здесь разрез состоит из двух типов. Это непрерывно-дифференцированная вулканическая серия с лавами основного и среднего состава в нижней части, лавами среднего и кислого состава и их туфами в верхней (кызылкольская свита), а также контрастная серия (даутская свита). В основании ее наблюдаются недифференцированные базальты, которые вверх сменяются контрастной базальт-липаритовой толщей. В самой верхней части большую роль играют пирокластические образования. Здесь мы видим вулканическую серию тектонического цикла почти в полном объеме. Слагающие ее формации (от недифференцированной до флишевой), их структурные и минералогические особенности свидетельствуют о преобладании тектонического (геодинамического) режима от низких давлений и высоких температур, постепенно повышающихся давлений и снижающихся температур, завершающихся максимальными значениями тектонических напряжений. Эти выводы сделаны в соответствии с раз-

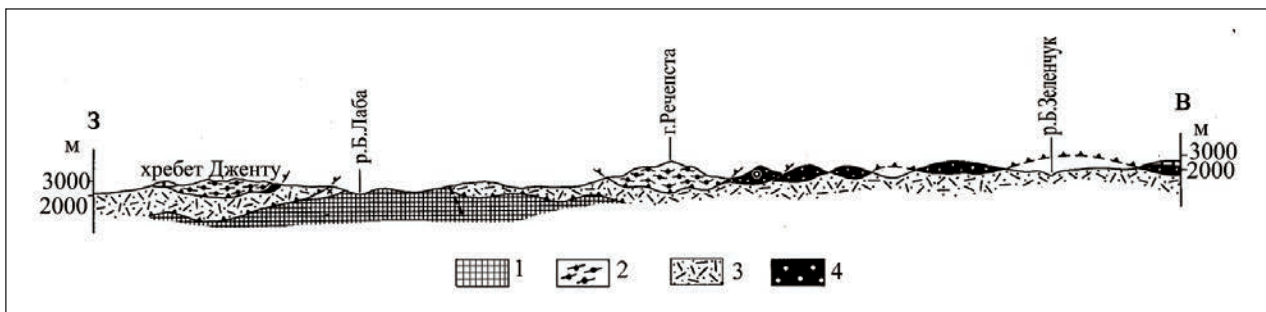


Рис. 10. Схематический геологический профиль через Передовой хребет. По Е.В. Хаину [2]:

1 – Блыбский комплекс; 2 – Ацгаринский покров; 3 – нижняя (Урупская) тектоническая пластина; 4 – офиолиты Марухского покрова

работанной в Институте геологии УНЦ РАН вещественно-структурной методикой геодинамических реконструкций (цикл работ Т.Т. Казанцевой 1985–2015). С.Г. Самыгин и Е.В. Хаин сопоставляют перечисленные свиты С. Кавказа с блявинской и утягуловской свитами Сакмарского аллохтона. Как они пишут: «сходство в строении и развитии ряда западных структурных зон Ю. Урала и северных структурно-формационных зон С. Кавказа совпадает во многом, вплоть до мелочей». Залегающие структурно выше Блыбский и Ацгаринский комплексы описаны в публикации [10].

В настоящее время имеются работы, уверенно обосновывающие аллохтонность *Блыбского комплекса*. В работе В.А. Камзолкина со ссылками на М.Л. Сомина, показывается тектоническое совмещение его с палеозойским Кызылкольским (Урупским) покровом.

Согласно геохронологическому датированию пород БМК (данные В.А. Камзолкина 2012) оценки возраста для ортогнейсов БМК – **320 и 360 млн лет** К-Аг методом, для эцлогитов Красной Скалы – **320–303 млн лет**, Lu-Hf и Ar-Ar методами, для метаплагиограниитов – **323 млн лет**, для ортогнейсов – **350–400 млн лет** по цирконам, методом TIMS; для Gr-Ph-Amf сланцев – группы зерен **2 471–1 500, 653–499** и около **374 млн лет** по детритовым цирконам. При датировании магматических цирконов из ортогнейсов балки Копцева, Малая Лаба получен возраст **549 млн лет**. По мнению этого автора, наличие разновозрастных осадочных и магматических пород БМК указывает на совмещение экспонированных в пределах комплекса тектонических чешуй различной природы.

В соответствии с унифицированными схемами, утвержденными МСК (1993), Максютковский комплекс, представленный галеевской, кайраклинской, юмагузинской и карамалинской свитами, рассматривался как среднерифейский. Определение его докембрийским базировалось на основе корреляции с вещественными комплексами Башкирского антиклинория, время образования которых определялось цифрами от **1 050 до 1 400 млн лет**. Кроме того, были по-

лучены датировки по цирконам из кварцитов галеевской и юмагузинской свит, которые, по данным В.И. Козлова, оценивались от **960 до 2 130 млн лет**. Сейчас принято полагать, что эти цирконы привнесены с области сноса, а потому принимать их во внимание не следует. По цирконам из метаморфических пород южной части Уралтау (карамалинская свита) определен абсолютный возраст в интервале от **705 до 880 млн лет**, на основании чего эта свита, отнесена к позднему рифею.

О возможном докембрийском возрасте максютковского комплекса говорят изотопные данные А.А. Краснобаева, полученные по магматическим цирконам из апориолитов, а также наличие древних реликтовых изотопных соотношений в некоторых эцлогитах. По данным С.Г. Ковалева и Е.А. Тимофеевой, этапность метаморфических событий максютковского комплекса определена Н.Л. Добрецовым в четыре интервала, соответствующих четырем этапам деформаций и метаморфизма. Это: **440–400, 370, 340–330, 300 (?) млн лет**.

Ацгаринский покров, представлен метаморфизованными толщами, в основном, по осадочным сериям. Абсолютный возраст их – **400–360 млн лет**. Наиболее высокое значение К-Аг возраста – **470±14 млн лет** получено по роговой обманке из амфиболита. Геология метаморфизованного суваянского комплекса зоны Уралтау Ю. Урала и ацгаринского – Передового хребта Большого Кавказа имеют следующие общие черты. Их структурное положение – аллохтонное, а взаимоотношения с сопредельными структурными элементами – тектонические. Они хорошо сопоставляются по особенностям пластинчато-надвигового стиля тектоники. В первичном (до метаморфизма) составе их преобладают породы преимущественно осадочного генезиса. Выявляется общность в характере метаморфических преобразований сравниваемых комплексов. Это довольно низкие ступени метаморфизма. Дискутируется проблема возраста субстрата – докембрий либо палеозой. На современной стадии изученности решение этого вопроса находится на уровне равнозначной неопределенности как по данным геохроно-

логии, так и по палеонтологическим находкам.

Приведенные соображения свидетельствуют о хорошей сопоставимости геологии метаморфических комплексов домезозоя хребта Уралтау Ю. Урала и Передового хребта С. Кавказа, а, следовательно, о вероятной общности истории их геодинамического развития.

Блыбский и Ацгаринский комплексы Передового хребта С. Кавказа по составу, особенностям структурной геологии и возрасту идентичны суваянскому и максютовскому комплексам Уралтауской антиформы Ю. Урала [10; 11].

Марухская тектоническая пластина Передового хребта сложена преимущественно офиолитовым комплексом, как это на-

блюдается и в пределах западного склона Ю. Урала. Офиолиты традиционно связываются с океанической корой геологического прошлого. Этот аллохтон состоит из нескольких тектонических чешуй с большим участием офиолитов, кремней и кремнистых сланцев силура. Возраст офиолитов **416–450 млн лет**. Выявление общности тектонических условий происхождения и геодинамических режимов развития складчатых областей Урала и Кавказа в домезозойский период ранее рассмотрены на примере одной из главных геологических вещественных единиц – офиолитовой формации Кракинских гор западного склона Южного Урала и Малкинского гипербазитового массива Бечасынской зоны Северного Кавказа, что было опубликовано Т.Т. Казанцевой [6].

ЛИТЕРАТУРА

1. Милановский Е.Е. Геология России и Ближнего Зарубежья. М.: Изд-во МГУ, 1996. 448 с.
2. Хаин Е.В. Офиолиты и покровная структура Передового хребта Северного Кавказа /Тр. ГИН. М.: Наука, 1984. 120 с.
3. Омельченко В.Л. О месте пород блыбского комплекса в домезозойской структуре зоны Передового хребта (Северный Кавказ) // Геотектоника. 2007. № 4. С. 60–70.
4. Сомин М.Л., Лаврищев В.А. Совмещенные комплексы в структуре Передового хребта Большого Кавказа // Докл. РАН. 2005. Т. 401, № 3. С. 372–375.
5. Казанцева Т.Т. К стратиграфии к зилаирской серии Западного склона Южного Урала // Докл. АН СССР. 1970. Т. 194. № 3. С. 649–652.
6. Казанцева Т.Т. К сравнительному анализу офиолитов Южного Урала и Северного Кавказа // Вестн. Акад. наук Респ. Башкортостан. 2015. Т. 20. № 2 (78). С. 34–49.

7. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
8. Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В. Особенности строения шарьяжей Уфимского амфитеатра // Бюл. Московского о-ва испытателей природы. Отд. геологический. 1981. Т. 56. № 3. С. 34–44.
9. Самыгин С.Г., Хаин Е.В., Южный Урал и Северный Кавказ в палеозое – опыт сравнения // Геотектоника. 1985. № 2. С. 40–55.
10. Казанцева Т.Т. Метаморфические комплексы домезозоя Большого Кавказа и Южного Урала (Сравнительный анализ) // Изв. Уфимского научного центра РАН. 2014. № 2. С. 75–90.
11. Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. О методике картирования дислокаций горизонтального сжатия // Изв. вузов. Сер. Геология и разведка. М. 1990. № 1. С. 113–121.

REFERENCES

1. Milanovskiy E.E. Geologiya Rossii i Blizhnego Zarubezhya [Geology of Russia and neighbouring countries]. Moscow, MGU, 1996. 448 p. (In Russian).
2. Khain E.V. Ophiolity i pokrovnaya struktura Peredovogo khrebta Severnogo Kavkaza [Ophiolites and overthrust structure of the Front Range in the North

Caucasus]. Trudy GIN – Transactions of the Geological Research Institute. Moscow, Nauka, 1984. 120 p. (In Russian).

3. Omelchenko V.L. O meste porod blybskogo kompleksa v domezozoyskoy strukture zony Peredovogo khrebta (Severnny Kavkaz) [On rock localization of the Blyb Complex in the pre-Mesozoic zone of the Front Range (North Caucasus)]. Geotektonika –

Geotectonics, 2007, no. 4, pp. 60–70 (In Russian).

4. Somin M.L., Lavrishchev V.A. Sovmeshchennye komplekсы v strukture Peredovogo khrebtа Bolshogo Kavkaza [Combined complexes in the structure of the Front Range, Greater Caucasus]. Doklady Earth Sciences, 2005, vol. 401, no. 3, pp. 372–375 (In Russian).

5. Kazantseva T.T. K stratigrafii zilairskoy serii zapadnogo sklona Yuzhnogo Uralа [On stratigraphy of the Zilair Series on the western slope of the South Urals]. Doklady Earth Sciences, 1970, vol. 194, no. 3, pp. 649–652 (In Russian).

6. Kazantseva T.T. K sravnitelnomu analizu ofiolitov Yuzhnogo Uralа i Severnogo Kavkaza [On comparative analysis of ophiolites in the South Urals and the North Caucasus]. Vestnik Akademii nauk Respubliki Bashkortostan – Herald of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan, 2015, vol. 20, no. 2 (78), pp 34–49 (In Russian).

7. Puchkov V.N. Geologiya Uralа i Priuralya (aktualnye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii) [Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa, DizaynPoligrafServis, 2010. 280 p. (In Russian).

8. Kamaletdinov M.A., Kazantseva T.T., Kazantsev

Yu.V. Osobennosti stroeniya sharyazhey Ufimskogo amfiteatra [Overthrust structural features of the Ufa Circus]. Byulleten Moskovskogo obshchestva ispytateley prirody. Otdel geologicheskii – Bulletin of the Moscow Society of Naturalists. Dept. Geology, 1981, vol. 56, no. 3, pp. 34–44 (In Russian).

9. Samygin S.G., Khain E.V. Yuzhnyy Ural i Severnyy Kavkaz v paleozoe – opyt sravneniya [South Urals and North Caucasus during the Paleozoic: Comparative experiment]. Geotektonika – Geotectonics, 1985, no. 2, pp. 40–55 (In Russian).

10. Kazantseva T.T. Metamorфicheskie komplekсы domezozoya Bolshogo Kavkaza i Yuzhnogo Uralа (comparative analysis) [Precambrian metamorphic complexes of the Greater Caucasus and South Urals (Comparative analysis)]. Izvestiya Ufimskogo nauchnogo tsentra RAN – Bulletin of the Ufa Scientific Centre, RAS, 2014, no. 2, pp. 75–90 (In Russian).

11. Kazantsev Yu.V., Kazantseva T.T. O metodike kartirovaniya dislokatsiy gorizontalnogo szhatiya [On the methods of mapping horizontal compressional dislocations]. Izvestiya vuzov . Ser. Geologiya i razvedka – Bulletin of Higher Schools. Series Geology and Exploration, Moscow, 1990, no. 1, pp. 113–121 (In Russian).

