ГЕОТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

УДК 551.243
DOI: 10.23671/VNC.2019.2.31974

Складчатая структура Гагра-Джавской тектонической зоны Большого Кавказа (пересечения вдоль ущелий рек Цхенисцкали и Риони) и условия ее образования

Т. В. Гиоргобиани[1, 2], к. г.-м. н., Д. П. Закарая[3], к. г.-м. н.

[1]Тбилисский государственный университет им. И. Джавахишвили, Грузия, 0179, г. Тбилиси, пр. Чавчавадзе, 1;

[2]Геологический институт им. А. И. Джанелидзе, Грузия, 0186, г. Тбилиси, ул. Политковской, 31, e-mail: ciala_gugava@mail. ru;

[3]ООО «Кавказская Горная группа», Грузия, 0174, г. Тбилиси, ул. М. Алексидзе 1/9, e-mail: d_zakara@yahoo. com

Аннотация: Гагра-Джавская зона представляет собой крайне южную тектоническую единицу Большого Кавказа, которая расположена вдоль границы с Черноморско-Закавказским микроконтинентом (микроплитой). В геологическом строении рассматриваемой территории Гагра-Джавской зоны принимают участие песчано-глинистые отложения нижней, средней и верхней юры, вулканогенные породы средней юры, а также карбонатные образования мела и палеогена, общая мощность которой составляет 6 км. В процессе проведения детальных региональных исследований, в изученном регионе вдоль пересечения ущелий рек Цхенисцкали и Риони, составлены геолого-структурные разрезы длиной соответственно 20 и 30 км. Характерной особенностью складчатости развитой в пределах Цхенисцкальского пересечения является юго-западное (аз. 230-260°) простирание структур. В Рионском профиле в основном распространены складки с северо-западной (аз. 285-315°) ориентировкой их осей.

Складчатая структура мезозойских отложений Цхенисцкальского пересечения отличается многопорядковой и неодинаковой дислоцированностью слагающих разрез толщ. В пределах геолого-структурного профиля выделяются ограниченные крутыми разломами участки складчатости, которые по-разному деформированы и иногда не увязываются между собой в одну структуру. Причиной такого коллажа неоднородных дислокаций является вертикальная дисгармония складчатости и многократное наложение друг на друга разнонаправленного тангенциального сжатия. Складчатость средне-верхнеюрских и меловых отложений Рионского пересечения сравнительно проста. Она слагает в общем пологую флексурообразную структуру первого порядка, шириной до 30 км. Судя по зеркалу развитых здесь мелких складок, пологое крыло этой флексуры осложнено наклоненными под углами 15-30° изгибами, а смыкающее крыло флексуры залегает субвертикально (75–85°).

Складчатость Гагра-Джавской тектонической зоны была образована на ранне-среднеальпийской стадии развития Большого Кавказа в процессе проявления батской (адыгейской) и действующих на границе эоцен-олигоцена (пиринейской) фаз складчатости. Формирование структур происходило в условиях северо-восточного тангенциального сжатия региона, которое было обусловлено придвиганием и прижатием Черноморско-Закавказского микроконтинента к Гагра-Джавской зоне. Позднеальпийская новейшая стадия (поздний миоцен-антропоген) протекала уже в обстановке субмеридионального горизонтального давления на активную Гагра-Джавскую зону. Происходили эти движения во время действия новейших и четвертичных фаз складчатости в условиях жесткой коллизии Черноморско-Закавказского микроконтинента и Большого Кавказа. Многократное разнонаправленное тангенциальное сжатие способствова-

ло возникновению в пределах Гагра-Джавской зоны процесса формирования неоднородной складчатой структуры различного возраста, который продолжается и в современную эпоху.

Ключевые слова: Большой Кавказ, Гагра-Джавская зона, Цхенисцкали, Риони, микроконтинент, стратиграфия, складчатая структура, придвигание, тангенциальное сжатие, этапы развития, флексура, дисгармония

Для цитирования: Гиоргобиани Т. В., Закарая Д. П. Складчатая структура Гагра-Джавской тектонической зоны Большого Кавказа (пересечения вдоль ущелий рек Цхенисцкали и Риони) и условия ее образования. *Геология и Геофизика Юга России*. 2019; 9 (2): 22-39. DOI: 10.23671/VNC.2019.2.31974.

Введение

Гагра-Джавская (Г-Д) зона представляет собой крайнюю южную тектоническую единицу Большого Кавказа (БК), расположенную вдоль границы Черноморско-Закавказского микроконтинента (ЧЗМ), которая на западе продолжается в акваторию Черного моря. ЧЗМ образовался в конце палеозоя или в начале мезозоя и на протяжении всего мезозоя и в палеогене разделял разновозрастные геосинклинальные системы БК и Закавказья [Adamia et al., 2011, 2017; Yakovlev, 2012; Yakovlev, Gorbatov, 2018; Kangarli et al., 2018; Tari et al., 2018; Tibaldi et al., 2017, 2018; Mammadli, Rogozhin, 2019]. Иногда в литературе взамен ЧЗМ употребляют термин «микроплита», уподобляя с микроконтинентом [Хаин, 1984].

Протяженность Г-Д зоны от реки Мзымта на западе до п. Джава на востоке составляет 340 км. К западу от р. Мзымта Г-Д зона погружается под более молодые отложения и в виде Чвежипсинской тектонической зоны развита в пределах Северо-Западного Кавказа [Giorgobiani, 1995]. Максимальная ширина зоны достигает 40 км, которая на западном и восточном направлениях постепенно сужается до 5 км.

Прилегающая с юга к Центральному Кавказу Г-Д зона после образования на ранне-среднеальпийской стадии складчатой структуры северо-западного простирания, в начале позднеальпийского этапа (поздний миоцен-антропоген) развития региона, оказалась в пределах формирования Транскавказского поперечного поднятия [Милановский, 1968]. В это время она испытывала субмеридиональное тангенциональное сжатие, вследствие чего Г-Д зона на протяжении всей альпийской эпохи подвергалась многократному разнонаправленному горизонтальному давлению, обусловившему ее сложную тектоническую структуру.

Рассматриваемая в статье территория представляет восточную часть Г-Д зоны, от реки Техури до п. Джава, протяженностью 130 км (рис. 1). Ширина ее на западе составляет 30 км, а на востоке она постепенно сужается до 5 км. К северу от Г-Д зоны расположена Чхалта-Лайлинская тектоническая зона Южного склона БК, которая ограничена с юга Сванетско-Рачинским разломом. На востоке, после выклинивания Чхалта-Лайлинской зоны, Г-Д зона непосредственно косо примыкает к Местия-Тианетской тектонической зоне, разграничиваясь от нее Кважа-Надарбазевским региональным разломом. На юге эта зона по Гагра-Джавскому конседиментационному разлому контактирует с ЧЗМ [Вахания, 1983; Гиоргобиани, 1997; Gamkrelidze et al., 1998]. В западной части рассматриваемой территории Г-Д зона с юга ограничена Тварчельской региональной флексурой, представляющей центральный участок Г-Д разломной зоны. К востоку граница Г-Д зоны с ЧЗМ уже проходит вдоль южного края северного крутого крыла Рача-Лечхумской синклинали, протяженностью 55 км. Далее на восток до п. Джава Рача-Лечхумская синклиналь постепенно сужается и переходит в узкую (2-5 км) Рача-Осетинскую грабен-синклиналь.

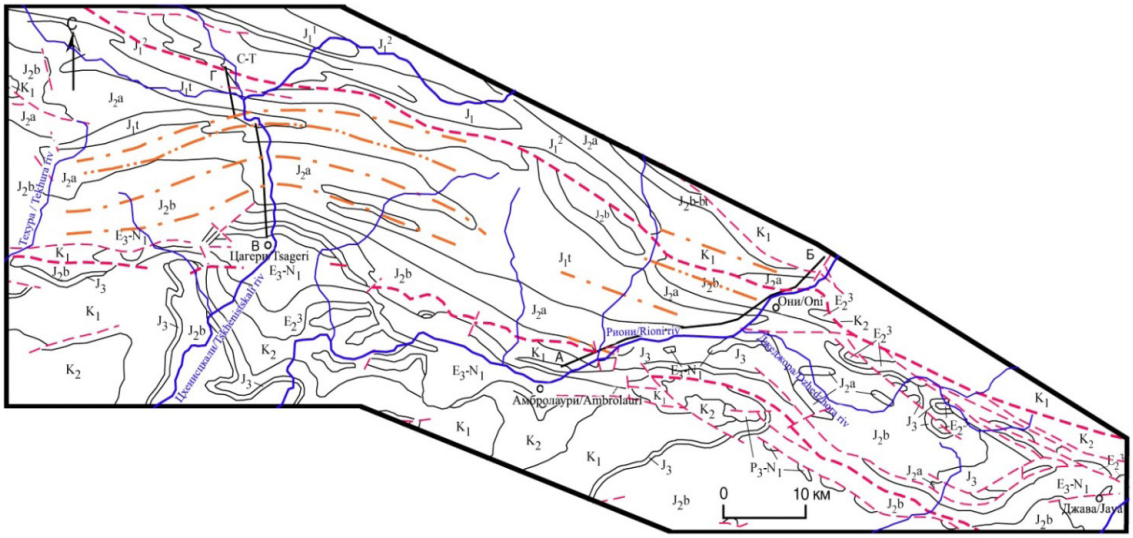

Рис. 1. Геологическая карта юго-восточной части Гагра-Джавской тектонической зоны (Геологическая карта Кавказа, масштаб 1:500000, под редакцией Д. В. Наливкина, 1976) ***E_3-N_1*** *– Олигоцен-Миоцен.* ***E_1-E_2*** *– Палеоген-Эоцен.* ***K_2*** *– Верхний мел.* ***K_1b-br, K_1a-al*** *– Нижний мел.* ***J_3o_2-tt*** *– Верхняя юра. Верхнеоксфордский, киммериджский и титонский ярусы.* ***J_2k-o_1*** *– Средняя юра. Келловейский и Нижнеоксфордский ярус.* ***J_2bt*** *– Средняя юра. Батский ярус.* ***J_2b hd*** *– Средняя юра. Байосский ярус. Ходжальская свита.* ***J_2a s_2*** *– Средняя юра. Ааленский ярус. Верхнесорская свита.* ***J_1t s_1*** *– Нижняя юра. Тоарский ярус. Нижнесорская свита. Красные линии – Разломы.* ***А-Б*** *и* ***В-Г*** *– Линии геолого-структурных профилей. Пунктирные линий – оси главных складчатых структур /*

Fig. 1. Geological map of the southeastern part of the Gagra-Dzhava tectonic zone (Geological map of the Caucasus, scale 1: 500000, edited by D. V. Nalivkin, 1976) ***E_3-N_1*** *– Oligocene-Miocene.* ***E_1-E_2*** *– Paleogene-Eocene.* ***K_2*** *– Upper Cretaceous.* ***K_1b-br, K_1a-al*** *– Lower Cretaceous.* ***J_3o_2-tt*** *– Upper Jurassic. Upper Oxford, Kimmeridzhsky and Titonian sequences.* ***J_2k-o_1*** *– Middle Jurassic. Callovian and Lower Oxford sequences.* ***J_2bt*** *– Middle Jurassic. Bath sequences.* ***J_2b hd*** *– Middle Jurassic. Bayos sequence. Khojaly suite.* ***J_2a s_2*** *– Middle Jurassic. Aalen sequence. The Upper Sorsk suite.* ***J_1t s_1*** *– Lower Jurassic. Toar sequence. Lower Sorsk suite. Red lines – faults.* ***A-B*** *and* ***C-D****-Lines of geological-structural profiles. Dotted lines – axes of main folded structures*

Эта структура протяженностью более 50 км является только северным крутым крылом Рача-Лечхумской синклинали и всецело контролируется Гагра-Джавским глубинным разломом.

Г-Д зона по своему геологическому строению и особенностям развитых структур является переходной от зон Южного склона БК к ЧЗМ. Поэтому она по тектонической истории развития и характеру структур является наиболее своеобразной зоной в складчатой системе Южного склона БК.

По опубликованным данным Г-Д зона сложена мощными до 5 км нижнесреднеюрскими глинисто-песчанистыми и вулканогенными толщами (2 км), а также до 2 км верхнеюрско-палеогеновыми известняками и песчанистыми известняками. Она сильно дислоцирована в линейные складки кавказского простирания. Последние имеют асимметричное строение и наклонены или опрокинуты на юг, с крутым падением осевых поверхностей на север, которые иногда осложнены дополнительными мелкими сильносжатыми складками. В складчатой структуре развиты по-разному ориентированные, в основном крутые, разрывные нарушения различных направлений [Гамкрелидзе, 1964; Гегучадзе, 1976].

Существующих представлений о складчатой структуре явно не достаточно для установления основных ее особенностей. Поэтому необходимо было провести более детальные исследования для выяснения основных характерных черт складчатости, с целью установления условий эволюции и механизмов ее формирования.

Фактический материал

Настоящая работа является результатом многолетних детальных геолого-структурных исследований, проведенных авторами на территории Г-Д тектонической зоны мегантиклинория БК. В статье детально рассмотрено геологическое строение и тектоническая структура Рача-Лечхумского региона, вдоль сечений рек Цхенисцкали и Риони. В процессе изучения складчатой структуры Г-Д зоны вдоль автомобильных дорог, проходящих по ущельям названных рек, были составлены детальные геолого-структурные разрезы, длиной соответственно 20 и 30 км.

Методика исследований заключалась в весьма детальной, почти непрерывной зарисовке складчатости вдоль обнажений. Масштаб этих разрезов (1:1000) был выбран так, чтобы отразить все особенности исследуемой структуры. Изучались морфология и размеры складок, в зависимости от литологического состава пород и мощности слоев, а также закономерности соотношения мелких складок с более крупными структурами. Изучение складчатости сопровождалось систематическими наблюдениями кливажей и разрывных нарушений разного масштаба.

Построенные разрезы в масштабе 1:10000 в своей принципиальной основе довольно полно отражают основные особенности складчатой структуры указанных пересечений Г-Д зоны. Поэтому, по ним определялись характер морфологии, напряжения складчатости, наложенные структуры, зеркала складок, мощности отдельных стратиграфических единиц мезозойских отложений.

В процессе изучения складчатых и разрывных структур в плане и в разрезе были использованы существующие геологические карты масштаба 1:50000 и пояснительные записки к ним, изданные соответственно в 1985 и 1976 годах, а также Тектоническая карта Кавказа, масштаба 1:1000000, изданная под редакцией П. Д. Гамкрелидзе в 1974 г. и Геологическая карта Кавказа, масштаба 1:500000, под редакцией Д. В. Наливкина 1976 года издания.

Тектоническое строение Г-Д зоны изучалось многими исследователями, которые внесли большой вклад в установление геологического строения и тектонической структуры региона. При написании статьи авторами были использованы труды [Гамкрелидзе, 1964; Гегучадзе, 1976; Милановский, 1968; Милановский, Хаин, 1963; Хаин, 1984 и др.].

В геологическом строении рассматриваемой территории Г-Д тектонической зоны принимают участие песчано-глинистые отложения нижней, средней и верхней юры, вулканические породы средней юры, а также карбонатные и терригенные образования мела и палеогена (рис. 1).

Нижняя юра. Синемюрский ярус. Моргоульская свита. Нижняя подсвита **($J_1^1mr_1$)**. Конгломераты, гравелиты, разнозернистые песчаники и глинистые сланцы. Мощность – 50-200 м. Верхняя подсвита ($J_1^1mr_2$). Глинистые сланцы, песчаники. Мощность – 400-500 м. Нижнеплинсбахский подъярус. Муашская свита. Нижняя подсвита ($J_1^2ms_1$). Глинистые сланцы, песчаники. Мощность – 450-500 м. Верхнеплинсбахский подъярус. Муашская свита. Верхняя подсвита ($J_1^2ms_2$). Глинистые сланцы, алевролиты, песчаники. Мощность – 400-500 м. Тоарский ярус. Сорская

свита. Нижняя подсвита ($J_1^3s_1$). Глинистые сланцы, слюдистые песчаники. Мощность – 400-500 м.

Средняя юра. Ааленский ярус. Сорская свита. Верхняя подсвита ($J_2^1s_2$). Глинистые сланцы со слюдисто-кварцевыми песчаниками и алевролитами. Мощность – 450-500 м. Байосский ярус. Ходжальская свита. Первая подсвита ($J_2^2hd_1$). Туфы, туфо-песчаники, спилитовые покровы, авгит-лабрадоровые порфириты. Мощность – 450-500 м. Вторая подсвита ($J_2^2hd_2$). Авгит-лабрадоровые туфо-брекчии и порфириты. Мощность – 400-500 м. Третья подсвита ($J_2^2hd_3$). Туфы, туфо-брекчии, базальтовые покровы, авгит-лабрадоровые порфириты. Мощность – 350-500 м. Четвертая подсвита ($J_2^2hd_4$). Авгит-лабрадоровые туфы, грауваковые песчаники. Мощность – 420-500 м. Келловейский ярус (J_2k). Трансгрессивно сменяет байосскую порфиритовую серию. Сложены кварцевыми песчаниками, известняковыми песчаниками, песчаниками, аргиллитами и конгломератами. Мощность – 100-350 м.

Верхняя юра. Оксфордский, киммериджский и титонский ярусы (J_3o-tt). Нижне-оксфордская толща представлена песчаниками и аргиллитами. Мощность – 70-90 м. Верхне-оксфордские отложения состоят из рифовых известняков, песчаников и доломитизированных известняков. Мощность – 30-140 м. Киммериджский и титонский ярусы сложены аргиллитами, кварц-аркозовыми песчаниками, рифовыми известняками и конгломератами. Мощность – 250-300 м. Общая мощность верхнеюрской толщи составляет 350-530 м.

Нижний мел несогласно залегает в подстилающие отложения. Берриасский, валанжинский и готеривский ярусы (K_1b-h). Известняки, кварц-аркозовые песчаники, мелкие конгломераты. Мощность – 80-150 м. Баремский ярус (K_1br). Кристаллические известняки, доломитизированные и глинистые известняки, мергели. Мощность – 250-300 м. Аптский ярус (K_1a). Мергелистые известняки, мергели. Мощность – 20-50 м. Альбский ярус (K_1al). Глины, мергели. Мощность – 20-60 м.

Верхний мел. Сеноманский ярус (K_2s). Глауконитовые песчаники, мергели, глины. Мощность – 10-180 м. Туронский и коньякский ярусы (K_2t-k). Известняки, мергели. Мощность – 50-120 м. Сантонский и кампанский ярусы (K_2st-km). Известняки, мергели. Мощность – 80-200 м. Маастрихтский ярус (K_2m). Известняки, мергели, песчаники. Мощность – 50-150 м.

Палеоген. Датский ярус (E_1d). Кристаллические и глинистые известняки, мергели. Мощность – 100-160 м. Палеоценовый ярус. Нижний палеоцен (E_1^1). Известняки. Мощность – 50-100 м. Верхний палеоцен-нижний эоценовые подъярусы (E_1^2-E_2^1). Известняки, иногда глинистые известняки. Мощность – 25-60 м. Средний эоценовый подъярус (E_2^2). Глинистые известняки, мергели. Мощность – 20-50 м. Верхне-эоценовый подъярус (E_2^3). Мергели, глины, известняки. Мощность – 20-120 м. Олигоценовый ярус. Нижний олигоцен. Хадумский горизонт (E_3^1hd). Песчаники, конгломераты. Мощность – 35-40 м. Средний и верхний олигоцен (E_3^{2-3}). Некарбонатные глины, песчаники. Мощность – 40-80 м.

Складчатая структура

Цхенисцкальское пересечение

Геолого-структурный разрез Цхенисцкальского пересечения начинается от правого притока р. Цхенисцкали по ущелью р. Ласкадура и продолжается с севера на юг до долины р. Цхенисцкали, в черте г. Цагери, до осевой части Рача-Лечхумской синклинали (рис. 2). В начале профиля обнажен контакт нижнесванетского выхода

антиклинали палеозойской дизской серии Чхалта-Лайлинской тектонической зоны с отложениями Г-Д зоны. Граница между этими геоструктурами, проходящая по Сванети-Рачинскому разлому на денном участке представлена крутым (75°) падающим на север, взбросом. Он разграничивает цхенисцкальскую свиту карбон-пермского возраста с нижнеюрской верхней подсвитой моргоульской свиты.

В первую очередь следует отметить антикавказскую в основном ориентировку складчатых структур в пределах данного профиля. Дугообразный изгиб и смена северо-западного (аз. 280-300°) простирания складок на юго-западное (аз. 230-260°) происходит вдоль субмеридионального ущелья р. Цхенисцкали (рис. 1).

Моргоульская свита в пределах линии пересечения на протяжении 480 м не обнажена, но на разрезах существующих геологических карт (1:50000) показано, что она смята в асимметричные опрокинутые на юг складки с крутыми (75°) северными падениями осевых поверхностей. Крылья структур наклонены на север под углами 55–80°. Ширина складок, которые имеют субширотные (260–270°) простирания, составляет 300-500 м. Не смотря на это, авторы сочли более правильным, изобразить на профиле складчатость моргоульской свиты подобной структуре прилегающей к ней нижнемуашской подсвиты. На границе между этими свитами проходит крутопадающий (75) на север взброс.

Южнее по профилю за вышеотмеченным разломом развиты нижняя, а затем верхняя, подсвиты муашской свиты. Эти отложения плинсбахского возраста вдоль геолого-структурного разреза распространены на 1950 м. Муашская толща смята в сильно сжатые, асимметричные, круто (80–85°) наклоненные на юг разнопорядковые складки размером 500-1500 м. Крылья и замки складок осложнены более мелкими конгруэнтными, а иногда наложенными, структурами шириной 10-30 м, а иногда складками меньше 10 м. В середине данного участка профиля в толще плинсбахского возраста развиты полого (25° и 40°) падающие на север надвиговые разломы. В конце рассматриваемого интервала структуры муашской свиты сменяются складками, развитыми в нижнесорской свите тоарского возраста.

Далее на юг на расстоянии 1850 м обнажены нижние и верхние подсвиты сорской свиты. Эти отложения смяты в сильно сжатые разнопорядковые наклоненные на юг складки, ширина складок составляет 100-150 м. Складки асимметричные с острыми замками и крутыми (55–75°) крыльями, плоскости которых наклонены на север под углами (65–75°). Замки и крылья структур осложнены конгруэнтными складками более высокого порядка размером 10-30 м, среди которых отмечаются и наложенные и инконгруэнтные структуры. В конце данного участка расположен крутой (75°) взброс северного падения.

Далее на протяжении 220 м породы моноклинально под углом 80° падают на юг. В конце этого интервала отмечается крутой (70°) взброс северо-западного падения. За разломом расположены синклиналь и сопряженная с ним антиклиналь размером 30-50 м, имеющие острые замки и крутые (70–80°) крылья. Далее на юг на протяжении 600 м наблюдаются крутые (70–80°) моноклинального залегания слабоизогнуте слои. В конце интервала эта пачка пород срезана крутым (80°) падающим на север взбросом. На этом участке породы круто (70–80°) падают на юг и в средней части осложнены полого (15°) падающим на юг флексурообразным изгибом слоев, шириной 50 м. В конце интервала эта толща срезана крутым (85°), падающим на север, сбросом. Затем на юг на расстоянии 330 м в верхнесорской свите развита тесно сжатая наклоненная на юг асимметричная складчатость. Осевые поверхности скла-

док под углами 50-60° наклонены на север. Учитывая поперечное расположение к основной складчатости эти структуры, очевидно, являются инконгруэнтными наложенными образованиями. В конце интервала проходит крутой (80°) падающий на северо-запад взброс, представленный зоной разлома шириной 15 м. Затем за разломом на расстоянии 150 м расположена зона сближенных разломов под углами 80° и 85° падающих на юг и на север. В межзональном участке развиты мелкие, шириной 10-50 м, сжатые складки, которые имеют острые замки и наклоненные под углами 55-85° крылья. Далее на протяжении 800 м породы верхнесорской свиты залегают круто (75–85°) и падают на юг. В средней части и в конце интервала моноклиналь осложнена дополнительными мелкими складками шириной 10-20 м, которая в конце участка срезана крутопадающим (85°) на юг сбросом.

Далее за разломом на протяжении 2100 м в верхнесорской свите развит участок сильно сжатой складчатости с острыми замками и крутыми крыльями. Складки асимметричны, имеют крутые (75–85°) и пологие (45–60°) наклоненные на север крылья. Осевые поверхности складок падают на север под углами 75-85°, а ширина их колеблется в пределах 500-1500 м. Замки и крылья складок часто осложнены конгруэнтными структурами более высоких порядков, а иногда наложенными на раннюю складчатость инконгруэнтными складками. Размеры их колеблются в пределах 10-30 м, а местами наблюдаются и более мелкие (до 10 м) структуры.

Затем на юг на расстоянии 1840 м в верхнесорской свите наблюдается синклинальная и сопряженная с ней антиклинальная складки. Первая представляет собой асимметричную структуру с острым замком и крутым (85°) и пологим (55°) падающими на север крыльями, шириной 550 м. Расположенная далее антиклиналь представляет собой более широкую, размером 1100 м складку, южное крыло которой падает на северо-запад под углами 80-85°. Последнее осложнено косо пересекающими его пологими (30–50°) наклоненными на север участками развития остроугольных складок субмеридионального (210–360°) простирания, размером 20-50 м. Эти структуры являются наложенными на первичную складчатость поздними инконгруэнтными складками. В осевой части антиклинали проходит крутой (85°) взброс, падающий на север, а в конце участка отмечается также крутой (80°) наклоненный на северо-запад сброс.

Следующий за разломом относительно короткий (850 м) интервал разреза имеет различное строение. Здесь верхнесорская свита дислоцирована по-разному. Вначале на расстоянии 470 м, толща залегает однообразно с крутым (80–85°) нормально залегающим и падающим на север крылом. Затем, через антиклинальный перегиб, моноклиналь сменяется асимметричными наклоненными на юг складками, с углами падения 60-85° и шириной 100-150 м. В конце интервала отмеченная складчатая структура срезана крутым (80°) падающим на северо-запад сбросом.

Далее на юг, вдоль профиля, на расстоянии 1700 м развита пологая (40–45°) моноклиналь, наклоненная на северо-запад толща верхнесорской свиты. Она в средней части осложнена разнопорядковыми сильно сжатыми складками, размером 50-100 м. В замках последних развиты более мелкие дополнительные складки, шириной до 10 м. В конце данного участка проходит крутой (70°) падающий на северо-запад взброс.

Далее за разломом, на протяжении 510 м, в верхнесорской свите наблюдается пологое (до 20°) северо-западное залегание слоев. Они затем переходят в крутую (75–80°) падающую на северо-запад моноклинальную структуру, образуя резкий

флексурный перегиб, который разграничен от пологого крыла крутым (80°) наклоненным на север взбросом. Отсюда до конца геолго-структурного разреза профиль пересекает, падающее на север, иногда на юг, крутое (70–85°) северное крыло Рача-Лечхумской синклинали.

Затем на юг на расстоянии 1230 м, вновь развита круто (75–85°) падающая на северо-запад верхнесорская свита. Далее на юг, на протяжении 1500 м, отмечаются согласные с предыдущими слоями выходы вулканогенной толщи ходжальской свиты байосского возраста. На 270 м этого участка толща разорвана крутым (80°) падающим на север взбросом. Затем на юг, на расстоянии 1470 м, профиль пересекают известняковые толщи мелового возраста, круто (80–85°) падающие на северо-запад. Далее на юг, на протяжении 970 м, до конца геолого-структурного разреза развиты аналогично круто залегающие известняково-мергелистые и песчанистые толщи палеогенового возраста.

Кливаж

Кливаж в пределах изученного профиля Г-Д зоны имеет неравномерное развитие. Он распространен в моргоульской и муашской свитах, а также в некоторых пачках сорской свиты. В байосском вулканогенном комплексе и в меловых и палеогеновых известковистых образованиях он вовсе не проявлен. Характер расположения кливажа в складчатой структуре региона определяется морфологическими особенностями складок, степенью их сжатости, литологическим составом и мощностью слоев. В породах охваченных кливажом, выделяется два его типа направления – слоевой кливаж и секущий кливаж, поверхности которых имеют как южные, так и северные падения, последние в изученном районе преобладают. В интенсивно сжатых складках, сложенных однородным тонким переслаиванием мелкозернистых песчаников, алевролитов, либо глинистых сланцев, кливажные поверхности параллельны осевой поверхности, как в замковых частях, так и на крыльях складок.

Одно направление поверхности кливажа параллельное напластованию представляет собственно слоевой кливаж. Он распространен избирательно, лишь в слоях алевролитов и тонкозернистых песчаников. Второе направление кливажа является резко секущим по отношению к слоям и, естественно, к слоевому кливажу, в толщах, где они имеют совместное распространение. Послойному кливажу, конечно, присущи самые различные наклоны в соответствии с падением слоистости в породах. Секущий кливаж в изученном разрезе не имеет характерного для БК северо-западное или близширотное направления и в основном крутого падения.

Простирания секущего кливажа, в общем, совпадают с направлением осей складок и ориентированы по азимуту 230-255°, редко до 270°. Наклонен он также под разными углами – 40-75°, в основном, на северо-запад. Секущий кливаж развитый совместно со слоистым кливажом также имеет юго-западное (235–255°, редко 260°) простирание, а падения его значительно крутые – под углами 65-88° на северо-запад. Также в больших пределах меняются ориентировки слоев вдоль геолого-структурного разреза, и колеблются в пределах 225-270°, редко – 190-200° и 280-340°.

Наиболее интенсивно секущий кливаж проявлен в алевролитах, где прямолинейные поверхности кливажа параллельны друг другу и располагаются через 1-3 мм. Развитый в мелкозернистых песчаниках слоевой кливаж отличается большей толщиной микролитонов, в которых она составляет 2-5 мм.

Разрывные нарушения

Складчатая структура Г-Д тектонической зоны в этом пересечении осложнена многочисленными разнообразными разрывными нарушениями. В нижнеюрской муашской свите и нижне-среднеюрских отложениях сорской свиты широко развиты в основном разрывные нарушения, расположенные вдоль простирания складчатых структур. В пределах изученного разреза преобладают разрывные нарушения юго-западной (аз. 240-265°) ориентировки. Редко встречаются разрывы северо-западного (аз. 275-295°) направления и близширотного (аз. 210-225°) простирания. Юго-западные нарушения, как правило, имеют крутые (65–85°) наклоны и северные и южные падения, из которых первые представляют собой всбросы, а вторые являются сбросами. Очень редко, в пределах изученного разреза развиты надвиги юго-западной ориентировки, которые под углами 25-40° падают на север. Кроме того, здесь наблюдаются несколько разрывных нарушений северо-западного (275–295°) простирания, с крутыми (65–86°) юго-западными наклонами их поверхностей.

Рионское пересечение

Описание складчатой структуры данного пересечения Г-Д зоны, которая имеет северо-западное (аз. 285-315°) простирание, приводится по профилю (рис. 3) с северо-востока на юго-запад. В начале разреза, интенсивно складчатая нижнемеловая флишевая толща Местиа-Тианетской зоны, обнажающаяся на протяжении 750 м, по крутому сбросовому разлому, с углом падения 75° на северо-восток, тектонически соприкасается с отложениями Г-Д зоны. Последние представлены здесь среднеюрскими ааленскими породами верхнесорской свиты. Они на протяжении почти 685 м залегают круто (70–75°) и, падая на северо-восток, слагают крутое крыло асимметричной, опрокинутой на юго-запад синклинали. В ядре складки развиты среднеюрские вулканогенные образования ходжальской свиты байосского возраста. Южное пологое крыло данной синклинали также падает на северо-восток под углом 30°. Ширина синклинали составляет более 945 м, а осевая плоскость ее под углом 70° наклонена на северо-восток.

Далее на юго-запад в ходжальской свите наблюдается сопряженная с предыдущей синклиналью почти симметричная антиклиналь, второе крыло которой полого, под углом 25° падает в юго-западном направлении. Размер антиклинали равняется почти 1875 м. Эта структура далее на профиле сменяется сопряженной с ней пологой, наклоненной на юго-запад синклиналью, шириной 875 м, расположенной также в ходжальской свите, юго-западное крыло которой под углом 30° падает на северо-восток. Осевая поверхность складки наклонена на северо-восток под углом 75°. Эта складка срезана крутым (70°) падающим на северо-восток разломом, представляющим собой взброс, по которому породы ходжальской свиты взброшены на отложения ходжальской же свиты. Амплитуда перемещения по разлому составляет около 1125 м.

Далее на юго-запад на расстоянии около 4150 м обнажена та же ходжальская свита байоса. Около вышеотмеченного взброса она слагает асимметричную, опрокинутую на юго-запад антиклиналь, шириной 1750 м. Оба крыла структуры падают на северо-восток – северное под углом 25°, а южное – 65°. Осевая плоскость складки под углом 50° падает на северо-восток. С антиклиналью далее сопряжена такая же асимметричная, опрокинутая на юго-запад синклиналь, размер которой по профилю составляет более 2600 м. Южное крыло складки под углами 30-35°

наклонено на юго-запад. Осевая плоскость складки под углом 55° падает на северо-восток. В пределах описанного отрезка профиля развитых здесь зеркало складок полого, под углом 15° наклонено на северо-восток.

Далее по профилю на протяжении 7650 м, до крутопадающего разлома, обнажена верхнесорская свита ааленского возраста. В начале этого интервала она слагает асимметричную, опрокинутую на юго-запад антиклиналь, шириной 2875 м. Падение обоих крыльев северо-восточное – северного под углом 60°, южного – 80°. Осевая плоскость складки под углом 65° наклонена на северо-восток. Далее на юго-запад, до конца данного отрезка, также обнажена верхнесорская свита ааленского возраста, которая интенсивно смята асимметричными, наклоненными или опрокинутыми на юго-запад двухпорядковыми складками. Размеры мелких складок колеблются в пределах 100-600 м, а более крупных составляют 700-1375 м. Углы падения их крыльев разные – крутых 65-85°, пологих – 35-55°. Осевые плоскости складок наклонены на северо-восток под углами 60-75°. Зеркало складчатости этих складок обрисовывает пологую, слабо асимметричную синклиналь, с углами падения крыльев 20-30°. Верхнесорская свита с юго-запада срезана сбросом, имеющим крутое (75°) северо-восточное падение и по которому данная толща тектонически соприкасается с нижнесорской свитой.

За вышеотмеченным разломом далее на юго-запад по профилю, на расстоянии 5350 м, наблюдаются выходы нижнесорской свиты тоарского возраста. Она интенсивно дислоцирована в асимметричные, наклоненные на юго-запад складки, осевые плоскости которых под углами 75-80° падают на северо-восток. В северной половине данного отрезка профиля развита двухпорядковая складчатость, которая представлена мелкими складками, размером 100-300 м и более крупными структурами, шириной 500-875 м. Крутые крылья этих складок падают под углами 75-85°, пологие – 40-60°. Зеркала складчатости этих структур обрисовывают пологую антиклиналь с углами падения крыльев 25-30°. В пределах южной половины разреза размеры складок увеличиваются и составляют 1100-1500 м. Последний южный антиклинальный перегиб описываемого участка переходит в крутопадающую моноклиналь, которая наблюдается далее на юго-запад. Под нижнесорской свитой в пределах этого отрезка на профиле показаны выходы муашской свиты плинсбахского возраста, которые с вышележащей толщей совместно дислоцированы и образуют единые складчатые структуры.

Далее на юго-запад до конца профиля, на расстоянии около 9000 м, последовательно обнажаются нижне-, верхнесорская и ходжальская свиты, а также келловейские, верхнеюрские и нижнемеловые отложения. Они слагают крутую моноклиналь, в пределах которой слои в сорской свите и в прилегающей к ней части ходжальской свиты падают на северо-восток, под углом 85° и находятся в опрокинутом залегании. Далее на юго-запад они образуют приразломную синклиналь, шириной около 950 м, которая затем через антиклинальный перегиб переходит в круто (70°) наклоненную на юго-запад моноклиналь. Последняя прослеживается до конца профиля. В средней части данного участка отмечаются два, падающих под углом 75° на северо-восток, разлома. Северное нарушение, судя по развитой здесь приразломной синклинали, представляет собой сброс, амплитуда которого не определяется из-за отсутствия маркирующих горизонтов. Южный разлом является взбросом, амплитуда перемещения которого составляет примерно 500 м.

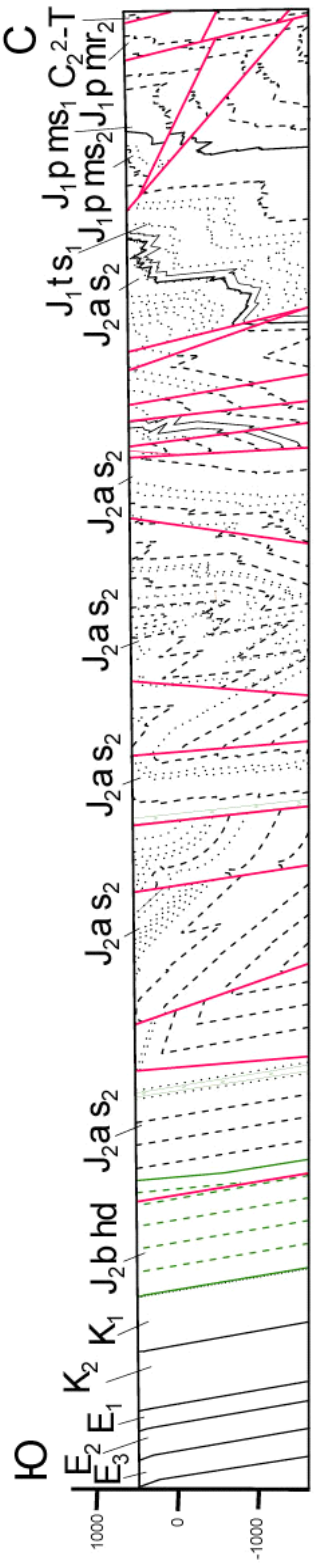

Рис. 2. Геолого-структурный профиль Цхенисцкальского пересечения Гагра-Джавской тектонической зоны /

Fig. 2. Geological-structural profile of the Tskhenistskali intersection of the Gagra-Dzhava tectonic zone

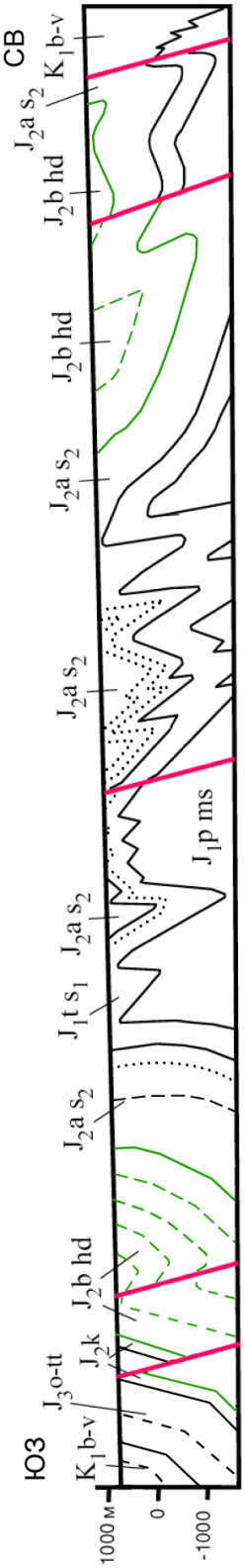

Рис. 3. Геолого-структурный профиль Рионского пересечения Гагра-Джавской тектонической зоны /

Fig. 3. Geological and structural profile of the Rioni crossing of the Gagra-Dzhava tectonic zone

Кливаж

Следует особо отметить полное отсутствие секущего кливажа в отложениях Г-Д зоны, и это несмотря на благоприятный песчано-глинистый состав толщ, слагающих нижне-среднеюрскую тоар-ааленскую-сорскую свиту. В последней иногда наблюдается слоевой кливаж, толщина микролитонов в которых составляет 2-5 мм.

Разрывные нарушения

Складчатая структура Г-Д тектонической зоны в данном пересечении осложнена несколькими различными по кинематике, крутыми разрывными нарушениями. Они по расположению относительно простирания складчатости представляют собой продольные структуры, ориентированные на северо-запад (аз. 285-315°). А по отношению к процессу образования складок являются, очевидно, соскладчатыми и, возможно, постскладчатыми разломами. Последние представляют собой диагональные (аз. 330° и 30°) взбросо-сдвиговые поперечные нарушения, вдоль которых иногда отмечается развитие мелких приразломных складок, наложенных на первичные северо-западные структуры.

Эти разрывные нарушения нами были охарактеризованы во время детального описания геолого-структурного профиля. Было отмечено, что они представляют собой крутопадающие, под углами 70-75° на северо-восток, разломы, с разным характером перемещений по ним отдельных блоков складчатой структуры. По кинематике движения эти нарушения являются взбросами и сбросами, амплитуды перемещений по которым колеблются в широких пределах от 200 до 1125 м.

Заключение

Проведенное детальное геолого-структурное изучение Цхенисцкальского и Рионского пересечений Гагра-Джавской зоны и анализ полученного при этом фактического материала, позволяют прийти к следующим выводам.

В пределах рассматриваемой территории наблюдается неравномерная дислоцированность складчатых структур в слагающих его мезозойских отложениях. Такая деформация обусловлена проявлением субвертикальной дисгармоничной складчатости в слагающих район нижне-среднеюрских толщах, связанных с изменением по вертикали земной коры P-T условий и реологических свойств деформируемых толщ. Она выражена в том, что отдельные свиты или их пачки, различающиеся по литологическому составу и характеру переслаивания, смяты в отличающиеся по морфологии, напряженности и размеру разновозрастные складки. Наиболее сложной складчатостью характеризуются муашская свита плинсбахского возраста и нижнесорская свита тоарского яруса, представленные, в основном, глинистыми сланцами с редкими прослоями слюдисто-кварцевых песчаников. Эти породы смяты в наиболее мелкие и интенсивно сжатые складки среди развитых в Г-Д зоне пликативных структур. Они, в свою очередь, осложнены дополнительными складками еще меньшего размера. В толщах этих возрастов развит слоевой кливаж и местами секущий кливаж осевой плоскости. Сравнительно более крупная, но тоже сильно сжатая, складчатость наблюдается в ааленской-верхнесорской свите, которая сложена переслаиванием глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Резко отличен характер складчатости в ходжальской свите, состоящей в основном из вулканогенных пород порфиритовой серии байосского возраста. Здесь складки имеют

еще более крупные размеры, значительно пологие крылья и сравнительно раскрытые округлые замки, для которых осложняющая мелкая складчатость и кливаж не свойственны.

Складчатая структура изученной территории и условия ее формирования оказалась гораздо сложнее, чем это считали предыдущие исследователи. Характерной особенностью складчатости развитой в пределах Цхенисцкальского пересечения, является юго-западное (аз. 230-260°) простирание структур. В Рионском профиле в основном распространены складки с северо-западной (аз. 285-315°) ориентировкой их осей.

Складчатая структура мезозойских отложений Цхенисцкальского пересечения отличается многопорядковой и неодинаковой дислоцированностью слагающих разрез толщ. В пределах геолого-структурного профиля выделяются ограниченные крутыми разломами участки складчатости, которые по-разному деформированы и иногда не увязываются между собой в одну структуру. Кроме того это свидетельствует о крутонаправленных перемещениях в пределах профиля. Причиной такого коллажа неоднородных дислокаций является вертикальная дисгармония складчатости и многократное наложение друг на друга разнонаправленного тангенциального сжатия слагающих разрез пород. Складчатость средне-верхнеюрских и меловых отложений Рионского пересечения сравнительно проста. Она слагает в общем пологую флексурообразную структуру первого порядка, шириной до 30 км. Судя по зеркалу развитых здесь складок пологое крыло этой флексуры в южной части осложнено наклоненными под углами 20-30° антиклинальными и синклинальными изгибами. А северная половина крыла полого (15°) падает на северо-восток. Смыкающее крыло флексуры залегает субвертикально (75–85°), которое одновременно является северным крутым крылом Рача-Лечхумской синклинали, расположенной в пределах ЧЗМ. Поэтому на карте неотектонического районирования Е. Е. Милановского Г-Д тектоническая зона занимает южную половину Абхазско-Сванетской ступени Южного крыла Центрального Кавказа [Милановский, 1968].

В переделах изученной территории развиты в основном крутопадающие на север разрывные нарушения, преимущественно взбросовой кинематики, некоторые из которых, возможно, имеют на глубине листрическую морфологию [Giorgobiani, Zakaraia, 2006].

Складчатая структура Г-Д тектонической зоны была образована на раннесреднеальпийской стадии развития БК в процессе прявления батской (адыгейской) и действующих на границе эоцен-олигоцена (пиринейской) фаз тектогенеза [Gamkrelidze, Giorgobiani, 1990]. Формирование складчатости происходило в условиях северо-восточного тангенциального сжатия региона, которое было обусловлено придвиганием и прижатием ЧЗМ к Г-Д зоне. Позднеальпийская новейшая стадия (поздний миоцен-антропоген) протекала уже в обстановке субмеридионального горизонтального давления на активную краевую Г-Д зону. Происходили эти движения во время действия новейших и четвертичных фаз складчатости в условиях жесткой коллизии ЧЗМ и БК, в процессе формирования Транскавказского поперечного поднятия [Гиоргобиани, 2015]. Это привело к частичному, наложенному косо, структурообразованию в пределах развитой в регионе первичной линейной складчатости.

В процессе продвигания на север ЧЗМ во время формирования Транскавказского поперечного поднятия, Рача-Лечхумская синклиналь как индентор вдвигалась в

складчатую структуру Г-Д зоны. Антикавказское простирание складчатости является отражением процесса вдавливания выступа северного дугообразного крутого крыла синклинали, протяженностью 20 км, в структуру Г-Д зоны. В результате складчатость изогнутой согласно северной границы синклинали, изменила свою раннюю северо-западную ориентировку на юго-западное направление.

Наблюдаемая односторонняя южная и в основном крутая (70–80°) вергентность складок в данных пересечениях указывает о крутом наклоне под аналогичными углами краевого Г-Д разлома, проходящего на границе рассматриваемой тектонической зоны и ЧЗМ [Гиоргобиани, 2003]. Этот крупный региональный разлом сыграл структурообразовательную роль во время проявления в районе главных фаз складчатости. Тангенциальное сжатие, направленное с юго-запада, обусловившее придвигание и прижимание ЧЗМ к Г-Д зоне, передавалаось через плоскости этого разлома. Давление такой ориентировки в результате вызвало формирование складчатости в пределах рассматриваемой территории и субпараллельный с поверхностью данного нарушения крутой наклон осевых поверхностей складок, подчеркивающий общее смещение масс в южном направлении. Многократное разнонаправленное тангенциальное сжатие способствовало возникновению в пределах Г-Д зоны процесса формирования неоднородной складчатой структуры различного возраста, который продолжается и в современную эпоху.

Литература

1. Вахания Д. Е. Тектоника Окумского поднятия и смежных районов Мегрелии и Абхазии в связи с нефтегазоносностью. // Автореферат канд. дисс. – Тбилиси. – 1983. – 25 с.

2. Гамкрелидзе П. Д. Тектоника // Геология СССР. Т. X. Ч. 1. Грузинская ССР. Геологическое строение. – М.: Недра, 1964. С. 453-477.

3. Гегучадзе Ш. Х. Тектоника и основные этапы геологического развития // Гегучадзе Ш. Х., Гвинерия Л. С., Калинина Е. В., Беридзе Р. Ш. (1975). Геологическая карта Рача-Сванетской рудной области. Масштаб 1:50000. Объяснительная записка. – Тбилиси. – 1976. – С. 194-241.

4. Гиоргобиани Т. В. Парагенезы коллизионных структур Кавказа // Матер. совещ. Структурные парагенезы и их ансамбли. – М.: ГЕОС, 1997. – С. 39-41.

5. Гиоргобиани Т. В. Позднекайнозойская кинематика Гагра-Джавского разлома (Большой Кавказ) // Материалы тектонического совещания. Напряженное состояние литосферы, ее деформация и сейсмичность. – Иркутск. – 2003. – С. 277-280.

6. Гиоргобиани Т. В. Этапы альпийского складкообразования Большого Кавказа и их связь с геодинамикой Африкано-Аравийского континента // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы. Материалы XLVII тектонического совещания. Т. 1. – М.: ГЕОС, 2015. – С. 93-97.

7. Милановский Е. Е. Центральный Кавказ // Новейшая тектоника Кавказа. – М.: Недра, 1968. – С. 140-159.

8. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. – М.: Изд-во МГУ, 1963. – С. 222-249.

9. Хаин В. Е. Региональная геодинамика. Альпийский средиземноморский пояс. – М.: Недра, 1984. – С. 143-224.

10. Adamia S., Alania V., Chabukiani A., Kutelia Z., Sadradze N. Great Caucasus (Cavcasioni): A Long-lived North-Tethyan Back-Arc Basin // Turkish Journal of Earth

Sciences. 2011. Vol. 20, No. 5. pp. 611-628.

11. Adamia S. A., Chkhotua T. G., Gavtadze T. T., Lebanidze Z. A., Lursmanashvili N. D., Sadradze N. G., Zakaraia D. P., Zakariadze G. S. Tectonic setting of Georgia-Eastern Black Sea: a review // Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus / Sosson M. et al., 2017. pp. 11-40.

12. Gamkrelidze I. P., Giorgobiani. T. V. Kinematics of the Alpine Deformation of the Caucasus and Adjacent Areas // Mechanics of Jointed and Faulted Rock. – Rotterdam. – 1990. – Pp. 183-186.

13. Gamkrelidze I., Giorgobiani T., Kuloshvili S., Lobjanidze G., Shengelaia G. (1998). Active Deep Faults Map and Catalogue for the Territory of Georgia // Bulletin of the Georgian Academy of Sciences. – 1998. – V. 157. № 1. – Pp. 80-85.

14. Giorgobiani T. Condition of Formation of the Alpine Structure of the North-Western Caucasus // GeologicaBalcanica. – 1995. – № 25. V. 3-4. – Pp. 27-34.

15. Giorgobiani T., Zakaraia D. Listric Faults Structure in Folded-faulted Regions // XVIIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association. –Belgrade. – 2006. September 3-6. – Pp. 178-181.

16. Kangarli T. N., Kadirov F. A., Yetirmishli G. J., Allyev F. A., Kazimova S. E., Aliyev A. M., Safarov R. T., Vahabov U. G. Recent geodynamics, active faults and earthquake focal mechanisms of the zone of pseudosubduction interaction between the Northern and Southern Caucasus microplates in the southern slope of the Greater Caucasus (Azerbaijan) // Geodynamics & Tectonophysics. 2018. Vol. 9, No. 4. pp. 1099-1126.

17. Mammadli T. Y., Rogozhin E. A. Transverse Faults of the Eastern Caucasus and Their Manifestations in Seismicity // Seismic Instruments. 2019. Apr. Vol. 55, No. 2. pp. 220-228.

18. Tari G., Vakhania D., Tatishvili G., Mikeladze V., Gogritchiani K., Vacharadze S., Mayer J., Sheya C., Siedl W., Banon J. J. M., Sanchez J. L. T. Stratigraphy, structure and petroleum exploration play types of the Rioni Basin, Georgia // Petroleum Geology of the Black Sea / Simmons M. D. et al., 2018. pp. 403-438.

19. Tibaldi A., Bonali F. L., Russo E., Mariotto F. A. P. Structural development and stress evolution of an arcuate fold-and-thrust system, southwestern Greater Caucasus, Republic of Georgia // Journal of Asian Earth Sciences. 2018. May. Vol. 156. pp. 226-245.

20. Tibaldi A., Russo E., Bonali F. L., Alania V., Chabukiani A., Enukidze O., Tsereteli N. 3-D anatomy of an active fault-propagation fold: A multidisciplinary case study from Tsaishi, western Caucasus (Georgia) // Tectonophysics. 2017. Oct. Vol. 717. pp. 253-269.

21. Yakovlev F. L. Methods for detecting formation mechanisms and determining a final strain value for different scales of folded structures // Comptes Rendus Geoscience. 2012. Mar-Apr. Vol. 344, No. 3-4. pp. 125-137.

22. Yakovlev F. L., Gorbatov E. S. On using the factor analysis to study the geodynamic processes of formation of the Greater Caucasus // Geodynamics & Tectonophysics. 2018. Vol. 9, No 3. pp. 909-926.

GEOTECTONICS AND GEODYNAMICS

DOI: 10.23671/VNC.2019.2.31974

The Folded Structures of Gagra-Java Zone of the Greater Caucasus (Cross-sections Along the Rivers Tskhenistskali and Rioni) and Conditions of its Formation

T. V. Giorgobiani[1, 2], Cand. Sci. (Geol.-Min.), D. P. Zakaraia[3], Cand. Sci. (Geol.-Min.)

[1]Ivane Javakhishvili Tbilisi State University, Georgia, 0179, Tbilisi, Chavchavadze Ave., 1;

[2]Al. Djanelidze Geological Institute, Georgia, 1086, Tbilisi, A. Politkovskaia Str., 31, e-mail: ciala_gugava@mail. ru;

[3]LTD «Caucasian Mining Group», Georgia, 0174, Tbilisi, M. Alexidze Str., 1/9, e-mail: d_zakara@yahoo. com

Abstract: Gagra-Java zone represents the southernmost tectonic unit of the Greater Caucasus and located along the boundary with the Black Sea-Transcaucasian microcontinent (microplate). In geological building of the discussed area of the Gagra-Java zone are participating sandy-clayey deposits of lower, middle and upper Jurassic, volcanic rocks of the middle Jurassic, and carbonates of Cretaceous and Paleogene, with 6 km of total thickness. During the detailed regional works, in the studied area, along the intersection of gorges of rivers Tskhenistskali and Rioni, the geological-structural sections of 20-30 km length accordingly were composed. The common characteristic of the folding developed in the Tskhenistskali section is the south-western strike (230-260°) of the structures. In the Rioni section mainly developed the structures with north-western strike (285-315°) of axis.

Folded structure of the Mesozoic deposits of the Tskhenistskali section differs by multi-ordinal and different dislocation of formations. In the limits of geological-structural profile there were defined folded areas bounded by steep faults and deformed differently and sometimes difficult to identify as the same structure. The reason of such collage of different dislocations is the vertical disharmony of the folding and multiple overprint of tangentional compression of different orientation. Folding of Middle-Upper Jurassic and Cretaceous deposits of the Rioni section is relatively simple. It is forming gentle flexure like up to 30 km wide fold of the first order. According the level of the folds developed in the area, gentle limb of the flexure in the southern part is complicated by bends dipping with angle 15-30°, the steeper limb of the fold is subvertical (75-85°).

Folding of the Gagra-Java tectonic zone was formed at the early-, middle Alpine stage of the evolution of the Greater Caucasus during the manifestation of Bathonian (Adigean) and active at the boundary of Eocene-Oligocene (Pyrenean) phases of tectogenese. The folding took place in the conditions of the north-eastern tangential compression of the region, stipulated by motion and pining of the Black Sea-Transcaucasia nmicrocontinent to the Gagra-Java zone. Late Alpine newest stage (late Miocene-Anthropogene) took place in the conditions of submeridional horizontal pressure on the active marginal Gagra-Java zone. These movement took place during newest and Quaternary phases of folding in conditions of collision of the Black Sea-Transcaucasian microcontinent and the Greater Caucasus. Multiple tangential compression of different direction promotes processes of formation of non-uniform folded structure of different age in Gagra-Java zone, which is continued today.

Keywords: Greater Caucasus, Gagra-Java zone, Tskhenistskali, Rioni, microcontinent, stratigraphy, folded structure, move up, tangential compression, stages of evolution, flexure, disharmony.

For citation: Giorgobiani T.V., Zakaraia D.P. The Folded Struqrures of Gagra-Java Zone of the Greater Caucasus (Cross-sections Along the Rivers Tskhenistskali and Rioni) and Conditions of its Formation. *Geology of the South of Russia*. (in Russ.). 2019; 9 (2): 22-39. DOI: 10.23671/VNC.2019.2.31974.

References

1. Vakhaniya D.E. Tectonics of the Okumsky uplift and adjacent regions of Megrelia and Abkhazia in connection with petroleum potential. Abstract of Candidate dissertation. Tbilisi. 1983. 25 p. (in Russ.)

2. Gamkrelidze P.D. Tectonics. Geology of the USSR. Vol.X. Part. 1. Georgian SSR. Geological structure. M.: Nedra, 1964. Pp. 453-477. (in Russ.)

3. Geguchadze Sh.Kh. Tectonics and the main stages of geological development. Geguchadze Sh.Kh., Gvineriya L.S., Kalinina E.V., Beridze R.Sh. (1975). Geological map of the Racha-Svaneti ore region. Scale 1: 50,000. Explanatory note. Tbilisi. 1976. Pp. 194-241. (in Russ.)

4. Giorgobiani T.V. Parageneses of conflict structures of the Caucasus. Proccedings of meeting Structural parageneses and their ensembles. M.: GEOS, 1997. Pp. 39-41. (in Russ.)

5. Giorgobiani T.V. Late Cenozoic kinematics of the Gagra-Dzhava Fault (Greater Caucasus). Proceedings of the tectonic meeting. The stress state of the lithosphere, its deformation and seismicity. Irkutsk. 2003. Pp. 277-280. (in Russ.)

6. Giorgobiani T.V. The stages of the alpine folding of the Greater Caucasus and their relationship with the geodynamics of the African-Arabian continent. Tectonics and geodynamics of the continental and oceanic lithosphere. Proceedings of the XLVII tectonic meeting. Vol. 1. Moscow: GEOS, 2015. Pp. 93-97. (in Russ.)

7. Milanovskii E.E. Central Caucasus. The newest tectonics of the Caucasus. M.: Nedra, 1968. Pp. 140-159. (in Russ.)

8. Milanovskii E.E., Khain V.E. Geological structure of the Caucasus. M.: Publishing House of Moscow State University, 1963. Pp. 222-249. (in Russ.)

9. Khain V.E. Regional geodynamics. Alpine Mediterranean belt. M.: Nedra, 1984. Pp. 143-224. (in Russ.)

10. Adamia S., Alania V., Chabukiani A., Kutelia Z., Sadradze N. Great Caucasus (Cavcasioni): A Long-lived North-Tethyan Back-Arc Basin // Turkish Journal of Earth Sciences. 2011. Vol. 20, No. 5. pp. 611-628.

11. Adamia S.A., Chkhotua T.G., Gavtadze T.T., Lebanidze Z.A., Lursmanashvili N.D., Sadradze N.G., Zakaraia D.P., Zakariadze G.S. Tectonic setting of Georgia-Eastern Black Sea: a review // Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus / Sosson M. et al., 2017. pp. 11-40.

12. Gamkrelidze I.P., Giorgobiani. T.V. Kinematics of the Alpine Deformation of the Caucasus and Adjacent Areas. Mechanics of Jointed and Faulted Rock. Rotterdam. 1990. Pp. 183-186.

13. Gamkrelidze I., Giorgobiani T., Kuloshvili S., Lobjanidze G., Shengelaia G. (1998). Active Deep Faults Map and Catalogue for the Territory of Georgia. Bulletin of the Georgian Academy of Sciences. 1998. V. 157. No. 1. Pp. 80-85.

14. Giorgobiani T. Condition of Formation of the Alpine Structure of the North-Western Caucasus. Geologica Balcanica. 1995. V. 3-4. No. 25. Pp. 27-34.

15. Giorgobiani T., Zakaraia D. Listric Faults Structure in Folded-faulted Regions. XVIIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association. Belgrade. 2006. September 3-6. Pp. 178-181.

16. Kangarli T.N., Kadirov F.A., Yetirmishli G.J., Allyev F.A., Kazimova S.E., Aliyev A.M., Safarov R.T., Vahabov U.G. Recent geodynamics, active faults and earthquake focal mechanisms of the zone of pseudosubduction interaction between the Northern and Southern Caucasus microplates in the southern slope of the Greater Caucasus (Azerbaijan) // Geodynamics &

Tectonophysics. 2018. Vol. 9, No. 4. pp. 1099-1126.

17. Mammadli T.Y., Rogozhin E.A. Transverse Faults of the Eastern Caucasus and Their Manifestations in Seismicity // Seismic Instruments. 2019. Apr. Vol. 55, No. 2. pp. 220-228.

18. Tari G., Vakhania D., Tatishvili G., Mikeladze V., Gogritchiani K., Vacharadze S., Mayer J., Sheya C., Siedl W., Banon J. J. M., Sanchez J. L. T. Stratigraphy, structure and petroleum exploration play types of the Rioni Basin, Georgia // Petroleum Geology of the Black Sea / Simmons M.D. et al., 2018. pp. 403-438.

19. Tibaldi A., Bonali F.L., Russo E., Mariotto F.A. P. Structural development and stress evolution of an arcuate fold-and-thrust system, southwestern Greater Caucasus, Republic of Georgia. Journal of Asian Earth Sciences. 2018. May. Vol. 156. pp. 226-245.

20. Tibaldi A., Russo E., Bonali F.L., Alania V., Chabukiani A., Enukidze O., Tsereteli N. 3-D anatomy of an active fault-propagation fold: A multidisciplinary case study from Tsaishi, western Caucasus (Georgia) // Tectonophysics. 2017. Oct. Vol. 717. pp. 253-269.

21. Yakovlev F.L. Methods for detecting formation mechanisms and determining a final strain value for different scales of folded structures. Comptes Rendus Geoscience. 2012. Mar-Apr. Vol. 344, No. 3-4. pp. 125-137.

22. Yakovlev F.L., Gorbatov E.S. On using the factor analysis to study the geodynamic processes of formation of the Greater Caucasus. Geodynamics & Tectonophysics. 2018. Vol. 9, No 3. pp. 909-926.