

## ГЕОТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

УДК 551.243

DOI: [10.23671/VNC.2019.3.36480](https://doi.org/10.23671/VNC.2019.3.36480)

Оригинальная статья

## Альпийская структура складчатой системы Северо-Западного Кавказа и условия ее образования

Т. В. Гиоргобиани <sup>1, 2</sup>, к. г.-м. н., Д. П. Закарая<sup>3</sup>, к. г.-м. н.<sup>1</sup>Тбилисский государственный университет им. И. Джавахишвили,  
Грузия, 0179, г. Тбилиси, пр. Чавчавадзе, 1;<sup>2</sup>Геологический институт им. А.И. Джанелидзе, Грузия, 0186,  
г. Тбилиси, ул. Политковской, 31, e-mail: ciala\_gugava@mail.ru;<sup>3</sup>ООО «Геология», Грузия, 0179, г. Тбилиси, ул. Я. Николадзе,  
5а, e-mail: d\_zakara@yahoo.com*Статья поступила: 3 сентября 2019, доработана: 20 сентября 2019, одобрена в печать: 24 сентября 2019.*

**Аннотация: Актуальность работы.** Северо-Западный Кавказ (СЗК) представляет собой западное окончание мегантиклинория Большого Кавказа (БК), который от смежных тектонических единиц разграничен крупными, длительно развивающимися разломами. Несмотря на многолетние исследования СЗК, ее тектоническая структура все еще остается недостаточно изученной. В последние годы представления авторов о складчатой структуре СЗК и условиях ее образования были дополнены и изменены, что отражено в настоящей работе. Объект исследования – складчатая система Северо-Западного Кавказа. **Цель работы** – установление ее альпийской структуры и условий ее образования. **Методы исследования:** полевой, камеральный и аналитический. **Результаты.** В результате многолетнего детального изучения выявлены закономерности внутреннего строения альпийской складчатой структуры Северо-Западного Кавказа. Установлено, что одной из характерных особенностей этого региона является латеральная зональность его складчатой структуры в поперечном сечении, выразившаяся в последовательной смене с юго-запада на северо-восток интенсивной складчатости умеренной, а затем слабой. Это свидетельствует о спаде деформационных усилий в указанном направлении в процессе образования складчатости Северо-Западного Кавказа. Выявлено широкое развитие в пределах южного склона Северо-Западного Кавказа интерференционных складчатых структур, возникающих в результате наложения деформаций разного плана и возраста. Установлено, что интерференционная складчатость отражает изменение плана деформации Северо-Западного Кавказа от северо-восточного на субмеридиональное во время образования складчатой системы. Рассмотрены кинематические особенности образования складчатости различной морфологии, развитой в пределах изученного региона. Выявлены причины разнообразия складчатых форм, наблюдаемых в современной структуре Северо-Западного Кавказа. Установлено широкое развитие в регионе многочисленных разнообразных по ориентировке, возрасту и кинематике разрывных нарушений. Показано, что действие шоловой тектоники привело к преобразованию первичной складчатости в южном активном крае Северо-Западного Кавказа. Новейший процесс деформации с образованием наложенных на первичную складчатость структур продолжается в регионе и в настоящее время.

**Ключевые слова:** Северо-Западный Кавказ, микроконтинент, складчатая структура, интерференция, этапы тектогенеза, зональность складчатости, тангенциальное сжатие, разрывы

**Для цитирования:** Гиоргобиани Т. В., Закарая Д. П. Альпийская структура складчатой системы Северо-Западного Кавказа и условия ее образования. *Геология и Геофизика Юга России*. 2019. 9 (3): 63-76. DOI: 10.23671/VNC.2019.3.36480.

## GEOTECTONICS AND GEODYNAMICS

DOI: [10.23671/VNC.2019.3.36480](https://doi.org/10.23671/VNC.2019.3.36480)

Original paper

Alpine structure of the folding system of North-West  
Caucasus and conditions of its formingT.V. Giorgobiani <sup>1, 2</sup>, D.P. Zakaraia<sup>3</sup><sup>1</sup>Ivane Javakhishvili Tbilisi State University, 1 Chavchavadze Ave.,  
Tbilisi 0179, Georgia;<sup>2</sup>Al. Djanelidze Geological Institute, 31 Politkovskaia Str., Tbilisi 1086, Georgia,  
e-mail: ciala\_gugava@mail.ru;<sup>3</sup>LTD "Geologi", 5a J. Nikoladze Str., Tbilisi 0179, Georgia,  
e-mail: d\_zakara@yahoo.com*Received 3 September 2019; revised 20 September 2019; accepted 24 September 2019.*

**Abstract: Relevance.** The Northwest Caucasus is the western end of the meganticlinorium of the Greater Caucasus, which is distinguished from adjacent tectonic units by large, long-term faults. Despite many years of the research of the Northwest Caucasus, its tectonic structure is still studied insufficiently. In recent years, the authors' ideas about the folded structure of the Northwest Caucasus and the conditions of its formation were supplemented and changed, that is reflected in this paper. The object of study is the folded system of the Northwest Caucasus. **Aim.** To determine the alpine structure of the folded system of the Northwest Caucasus and the conditions of its formation. **Methods:** field, office and analytical. **Results.** As a result of many years of detailed study, regularities of the internal structure of the alpine folded structure of the Northwest Caucasus are identified. It has been determined that one of the characteristic features of this region is the lateral zonality of its folded structure in cross section, which is expressed in a successive change from the south-west to the north-east of intense folding of moderate and then weak. This indicates a decrease in deformation efforts in the indicated direction during the formation of folding in the Northwest Caucasus. Widespread development of interference folded structures arising as a result of superposition of deformations of different planes and ages was revealed within the southern slope of the Northwest Caucasus. It has been determined that interference folding reflects a change in the deformation plan of the Northwest Caucasus from the north-eastern to submeridional during the formation of the folded system. The kinematic features of folding formation of various morphology (developed within the studied region) are considered. The causes of the diversity of folded forms observed in the modern structure of the Northwest Caucasus are revealed. The wide development of numerous discontinuous violations diverse in orientation, age and kinematics has been defined in the region. It has been shown that the action of scholle tectonics led to the transformation of primary folding in the southern active region of the Northwest Caucasus. The latest deformation process with the formation of structures superimposed on the primary folding is continuing in the region at present.

**Keywords:** North-West Caucasus, microcontinent, folded structure, interference, stages of tectogenesis, zones of folding, tangential compression, faults

**For citation:** Giorgobiani T.V., Zakaraia D.P. Alpine structure of the folding system of North-West Caucasus and conditions of its forming. *Geologiya i Geofizika Yuga Rossii = Geology and Geophysics of Russian South*. 2019. 9(3): 63-76. (In Russ.) DOI: 10.23671/VNC.2019.3.36480.

## Введение

Северо-Западный Кавказ (СЗК) представляет собой западное окончание мегантиклинория Большого Кавказа (БК), который от смежных тектонических единиц разграничен крупными, длительно развивающимися разломами (рис. 1). Северной границей этого региона служит Ахтырский разлом, за которым располагается Западно-Кубанский передовой

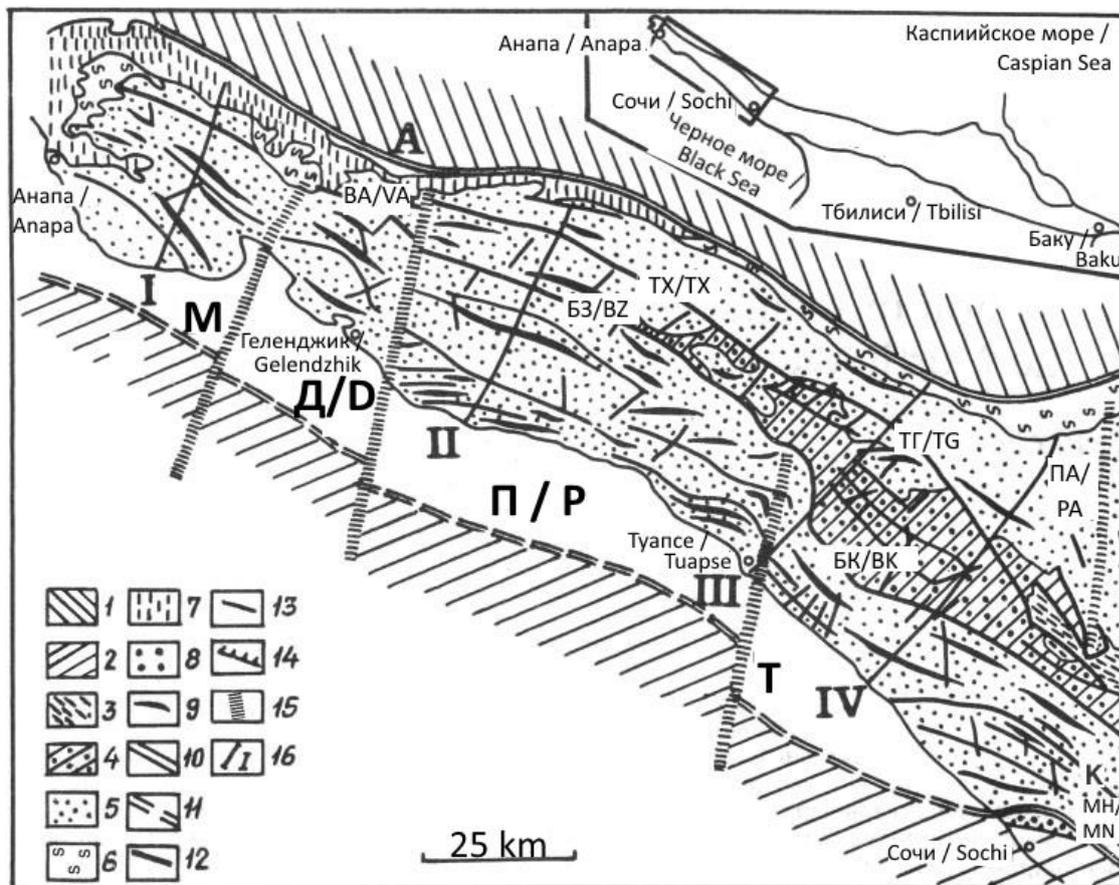


Рис. 1. Структурная схема Северо-Западного Кавказа

1 – Западно-Кубанский передовой прогиб; 2 – Черноморско-Закавказский микроконтинент (микроплита); Мегантиклинорий Северо-Западного Кавказа. Структурные этажи: 3 – доюрский; 4 – нижне-среднеюрский; 5 – верхнеюрско-эоценовый; 6 – олигоцен-нижнемиоценовый и средне-верхнемиоценовый (сармат); 7 – верхнемиоцен (меотис) – нижнеплиоценовый и средне-верхнеплиоценовый; 8 – перекрытая структурами мегантиклинория часть Адлерской депрессии; 9 – оси синклиналей; 10 – крупные долгоживущие разломы, разграничивающие мегантиклинорий от смежных тектонических единиц: А – Ахтырский, П – Приморский; 11 – Приморский разлом в пределах Черного моря, установленный геофизическими данными; 12 – разломы разграничивающие структурно-фациальные зоны: ТГ – Тугупинский, ТХ – Тхатахинский, ВА – Верхнеабинский, БК – Бекисейский, БЗ – Безепский, К – Краснополянский, М – Монастырский; 13 – внутризональные продольные и диагональные разломы; 14 – В – Воронцовский покров; 15 – субмеридиональные поперечные разломы: М – Молдавский, Д – Джанхотский, Т – Туапсинский, П-А – Пшехско-Адлерский; 16 – линии геолого-структурных профилей; На врезке показана изученная территория. 16 – I, II, III и IV – линии геолого-структурных профилей. /

Fig. 1. The structural diagram of the North-West Caucasus 1 – West Kuban foredeep; 2 – Black Sea-Transcaucasian microcontinent (microplate); Meganticlinorium of the Northwest Caucasus. Structural floors: 3 – Pre-Jurassic; 4 – Lower Middle Jurassic; 5 – Upper Jurassic-Eocene; 6 – Oligocene-Lower Miocene and Middle-Upper Miocene (Sarmatian); 7 – Upper Miocene (Meotis) – Lower Pliocene and Middle Upper Pliocene; 8 – part of the Adler depression overlapped by meganticlinorium structures; 9 – axis of synclines; 10 – large long-lived faults, delimiting the meganticlinorium from adjacent tectonic units: A – Akhtyrsk, P – Primorsk; 11 – Primorsk fault within the Black Sea, established by geophysical data; 12 – faults delimiting structural-facies zones: TG – Tugupinsk, TX – Tkhamakhinsk, VA – Verkhneabinsk, BK – Bekisheysk, BZ – Bezep, K – Krasnopolyansk, M-Monastyrsk; 13 – intrazonal longitudinal and diagonal faults; 14 – B – Vorontsov cover; 15 – submeridional transverse faults: M-Moldovansk, D-Dzhanhot, T – Tuapse, P-A – Przheshko-Adler; 16 – lines of geological and structural profiles; The inset shows the investigated area. 16 – I, II, III and IV are the lines of geological and structural profiles.

прогиб, заложенный на эпигерцинской Скифской платформе. С юга складчатая система СЗК ограничена Монастырским разломом, отделяющим его от Абхазской зоны. Последняя является северной краевой частью Грузинской глыбы Черноморско-Закавказского микроконтинента (микроплиты), представленной в современной структуре Адлерской депрессией. Продолжением Монастырского разлома в пределах Черного моря является Приморский разлом, установленный морскими геофизическими исследованиями. Он разграничивает флишевые толщи мел-палеогена от отложений конца миоцена, южным ограничением которых служит Восточно-Черноморский разлом [Терехов и др., 1973; Расцветаев, 1977]. Западным ограничением этого региона является Керченско-Таманский прогиб, а восточная граница проводится по Пшехско-Адлерской зоне поперечных разломов, за которой простирается Центральный Кавказ.

Геологическое, в том числе и тектоническое строение СЗК, исследовали многие знаменитые геологи [Белоусов, Трошихин, 1937; Козлов, 1937; Ефремов, 1948; Милановский, Хаин, 1963; Сорский, 1964; Шарданов, Борукаев, 1968; Дьяконов и др., 1972; Шолпо, 1978; Шемпелев, 1978]. Проведенные ими работы имели важное значение для выяснения основных характерных черт геологического строения рассматриваемого региона. Однако, несмотря на многолетние исследования СЗК, ее тектоническая структура все еще остается недостаточно изученной.

В период 1977-1985 гг. авторы статьи проводили исследования складчатой структуры СЗК, результаты которого были опубликованы [Гиоргобиани, Закарая, 1989; Giorgobiani, 1995]. В последующие годы представления авторов о складчатой структуре СЗК и условиях ее образования были дополнены и изменены, что отражено в настоящей работе.

### Тектоническое строение

В пределах альпийского комплекса СЗК выделяются шесть структурных этажей: нижне-среднеюрский, верхнеюрско-эоценовый, олигоцен-нижнемиоценовый, средне-верхнемиоценовый (сармат), верхнемиоцен (мэотис) – нижнеплиоценовый и средне-верхнеплиоценовый (рис. 1).

Нижне-среднеюрский этаж сложен вулканогенно-осадочными и терригенными песчано-глинистыми формациями мощностью более 6 км. Верхнеюрско-эоценовый этаж состоит из флишевых терригенных, карбонатно-терригенных и карбонатных формаций, общая мощность которых достигает почти 10 км. Более молодые этажи сложены олигоцен-плиоценовыми молассовыми терригенными песчано-глинистыми и карбонатно-терригенными формациями суммарной мощностью 4,5 км.

В тектоническом строении альпийского этажа мегантиклинория СЗК принимают участие линейные структуры разных порядков и возраста, вытянутые в северо-западном направлении. Структурами первого порядка являются: Гойтхский антиклинорий, представляющий собой ядро мегантиклинория и сложенный нижне-среднеюрским этажом. Его обрамляют отложения верхнеюрско-эоценового этажа, в пределах которого выделяются Абино-Гунайский синклинорий, слагающий северо-восточное крыло мегантиклинория и Новороссийско-Лазаревский синклинорий, представляющий собой юго-западное крыло этой структуры. В юго-восточной части синклинория расположена Чвежипсинская структурно-фациальная зона, которая с севера ограничена крупным Краснополянским разломом. Она по характеру фациального состава осадков представляет зону переходную от глубоководных флишевых толщ СЗК к мелководным отложениям Черноморско-Закавказского микроконтинента (ЧЗМ). Чвежипсинская зона состоит из двух крупных структур второго порядка – Дагомысской антиклинали, расположенной в северной половине зоны, и Пластунской синклинали, занимающей южную ее часть.

Дагомысская антиклиналь в целом представляет собой крупную (шириной более 8 км) асимметричную слабо наклоненную к юго-западу брахиформную складку. Ее южное кры-

ло залегает под углами 45-50° и наклонено на юго-запад, а пологое северное крыло – под углом 30-40° падает на северо-восток. В пределах Дагомысской антиклинали обнажен полный разрез верхней юры и мела. Ядро складки сложено вулканогенными образованиями байоса и несогласно залегающими на них отложениями верхней юры, а крылья – меловыми породами. Пологое крыло антиклинали местами осложнено сильно сжатыми, асимметричными, опрокинутыми на юго-запад складками более высокого порядка, размером от 300 до 700 м.

Пластунская синклиналь в основном сложена палеогеновыми отложениями и представляет собой асимметричную, наклоненную на юго-запад структуру с крутым северным и пологим южным крыльями. Крутое крыло ее залегает субвертикально и тектонически граничит с Дагомысской антиклиналью, а пологое, под углом 20-30°, падает на северо-восток. Ширина складки достигает 10 км. Пологое крыло синклинали осложнено сильно сжатыми мелкими флексуорообразными складками, с короткими крутыми и длинными пологими крыльями, размером 150-350 м. Все структуры опрокинуты на юго-запад. Нередко наблюдаются лежащие складки с падением осевых плоскостей под углом 15-25° на северо-восток.

На юге Пластунская синклиналь по Монастырскому разлому, проходящему на южном крыле шовной антиклинали Ахцу, соприкасается с Абхазской структурно-фациальной зоной. Краевая часть последней по пологому (20–25°) падающему на север Воронцовскому надвику перекрыта структурами Чвежипсинской зоны. Величина перекрытия покровом участка колеблется в пределах 1-3 км. Абхазская зона, сложенная мощной байосской порфиритовой серией и субплатформенными карбонатными и терригенными формациями верхней юры, мела и палеогена, резко отличается от вышеописанных тектонических зон характером своей складчатой структуры. Она в пределах исследованного района, в общем, представляет собой пологую (5–15°) моноклиналь, которая местами осложнена слабо сжатыми, с углами падения крыльев 20-30°, кулисно расположенными брахиформными складками северо-западного простирания.

Гойтхский антиклинорий от расположенного севернее Абино-Гунайского синклинория, разграничен Тугупсинским (на востоке) и Тхамахинским и Верхнеабинским (на западе) разломами. С юга он отделен от Новороссийского синклинория Безепским (на западе) и Бекишейским (на востоке) разломами. Объектами наших исследований были нижне-среднеюрский и верхнеюрско-эоценовый этажи, из которых в основном и сложено складчатое сооружение СЗК. Остальные этажи развиты в пределах западного погружения мегантиклинория, а также его северного крыла и имеют ограниченное распространение. Продольная тектоническая структура осложнена трансзональными субмеридиональными поперечными долгоживущими разломами. Это Молдаванский, Джанхотский, Туапсинский и Пшехско-Адлерский разломы, обусловившие ступенчатое строение региона (рис. 1).

### Складчатая структура

Для изучения складчатой структуры СЗК авторами выполнены детальные (масштаб 1:1000) геолого-структурные разрезы вдоль серии профилей, ориентированных вкrest ее простирания, которые в несколько упрощенном виде приведены на рисунке 2.

В результате проведенных исследований выявлены важные особенности альпийской тектонической структуры мегантиклинория [Гиоргобиани, Закарая, 1989]. Установлено, что нижне-среднеюрский этаж характеризуется сложным внутренним строением (рис. 2, III, IV). Одной из наиболее свойственных ему черт является многопорядковость складчатости. Здесь выделяются линейные складки трех порядков северо-западного простирания. Структуры первого порядка, устанавливаемые с помощью маркирующих горизонтов (свит и пачек), самые крупные. Их длина достигает нескольких десятков километров, при шири-

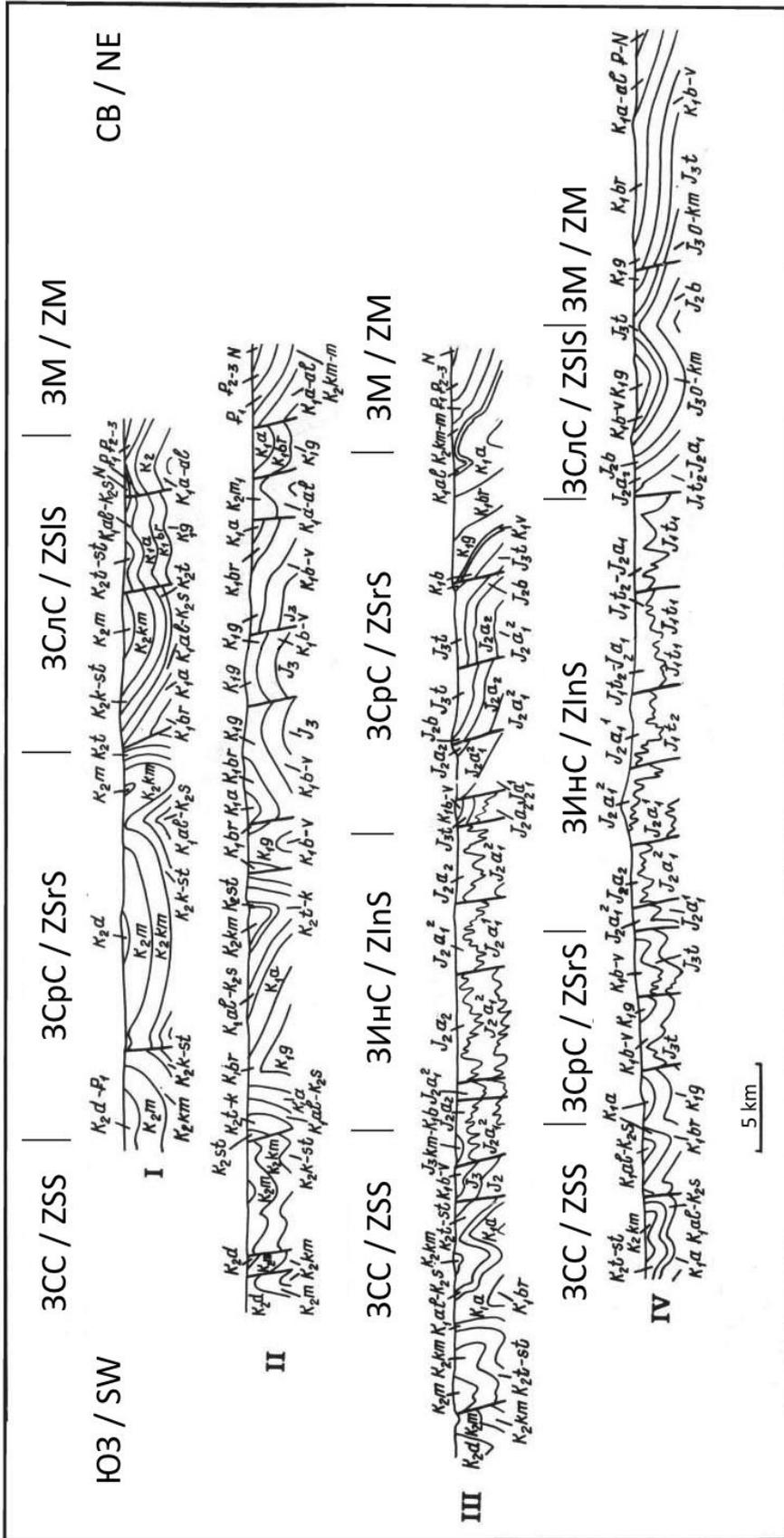


Рис. 2. Геолого-структурные разрезы Северо-Западного Кавказа: I – по рр. Дурсо-Псебелс, II – по рр. Пшада-Убинка, III – по рр. Туапсе-Пиши, IV – по рр. Псеуапсе-Пишеха. Верхнеюрско-эоценовый этаж. Зоны складчатости: ЗСС – сильно сжатой, ЗСре – среднежатой, ЗСЛС – слабосжатой, ЗМ – зона моноклинали. Нижне-среднеюрский этаж. ЗИНС – зона интенсивно сжатой складчатости. / Geological and structural sections of the North-West Caucasus: I – along the rivers Durso-Psebers, II – along rivers Pshada-Ubinka, III – along rivers Tuapse-Pszish, IV – along rivers Pseuapse-Psheha. Upper Jurassic-Eocene floor. Folding zones: ZSS – highly compressed, ZSRs – medium compressed, ZSIS – weakly compressed, ZM – monocline zone. Lower Middle floor. ZINS – a zone of intensely compressed folding.

не 1,7-5 км. Осложнены они складками второго порядка, ширина которых колеблется в пределах 0,3-1,0 км. Последние в свою очередь состоят из складок третьего порядка, шириной до 100 м. Это, в основном, асимметричные интенсивно сжатые складки с узкими замками и крутыми крыльями. Они наклонены или опрокинуты на юго-запад. Осевые плоскости складок падают на северо-восток под углами 65-80°.

Другая важная особенность Гойтхского антиклинория – закономерно изменчивый характер складчатости в поперечном направлении. В юго-западной части антиклинория, между нижне-среднеюрским и верхнеюрско-эоценовым этажами, наблюдается угловое несогласие: на интенсивно сжатые в мелкие складки среднеюрские породы налегают относительно слабоскладчатые киммеридж-титонские отложения (рис. 2, III). На северо-востоке между этими этажами наблюдается параллельное несогласие. Здесь оба этажа дислоцированы одинаково и полого (20–30°) наклонены на север. Эти факты дают основание предположить, что в поперечном сечении Гойтхского антиклинория происходит уменьшение интенсивности складчатости с юго-запада на северо-восток.

Верхнеюрско-эоценовый этаж сложен чрезвычайно разнообразными по размеру, морфологии и ориентировке структурами (рис. 2, I-IV). Однако складки определенного морфологического типа и степени сжатости закономерно располагаются в общей структуре региона, образуя зоны вытянутые в общекавказском направлении (рис. 4 А). В поперечном сечении региона с юго-запада на северо-восток выделяются четыре зоны: сильносжатой, среднесжатой, слабосжатой складчатости и зона моноклинали.

Первая зона характеризуется развитием сильно сжатой, близкой к изоклиальной складчатости. Степень сжатости складок – 45-50%. Они асимметричны, наклонены или опрокинуты к юго-западу, крылья падают под углами 45-50° и 75-85°. Осевые плоскости круто (70–80°) наклонены на северо-восток. Ширина складок – 1-3 км. На крайнем юго-востоке региона структуры этой зоны в виде надвига Воронцовского покрова (20°) частично перекрывают Абхазскую зону. Такие же надвиги наблюдаются и севернее, вплоть до Краснополянского разлома (рис. 1).

В зоне среднесжатой складчатости степень сжатости складок меньше – 30-35%, крылья более пологие – 40-50° и 70-75°. Складки также асимметричны наклонены к юго-западу, с падением осевых поверхностей на северо-восток под углом 70-80°, ширина их – 3-6 км.

Зона слабосжатой складчатости характеризуется еще меньшей степенью деформации толщ – 10-20%. В плане это типичные брахиформные складки, слабовытянутые в общекавказском направлении. Ширина их – 6-10 км. Они слабо асимметричны, наклонены к юго-западу, крылья их еще положе – 30-40° и 50-60°, а осевые плоскости круто (80–85°) падают на северо-восток.

Зона моноклинали это область пологого (20–30°) залегания слоев, наклоненных к северо-востоку и нередко осложненных коленообразными флексурами.

Таким образом, одной из характерных особенностей верхнеюрско-эоценового этажа СЗК является зональность их складчатой структуры в его поперечном сечении, выразившаяся в последовательной смене интенсивной складчатости умеренной, а затем слабой, переходящей к северо-востоку в полого наклоненную моноклинали.

Проведенные нами исследования показали, что еще одной особенностью складчатой структуры этого региона является присутствие здесь складчатых структур весьма своеобразной морфологии и некавказского простирания. В частности, на южном склоне СЗК в полосе развития мел-палеогеновых флишевых отложений, расположенных между Джанхотским и Туапсинским поперечными разломами, складчатая структура имеет аномальное, в общем близширотное простирание (рис. 3 А). Эта полоса, которая имеет протяженность почти 90 км и максимальную ширину около 20 км, характеризуется очень сложным внутренним строением. Здесь часто происходит изгибание в плане и разрезе шарниров складок, наблюдается разветвление складок и фестончатые формы их периклиналией, от-

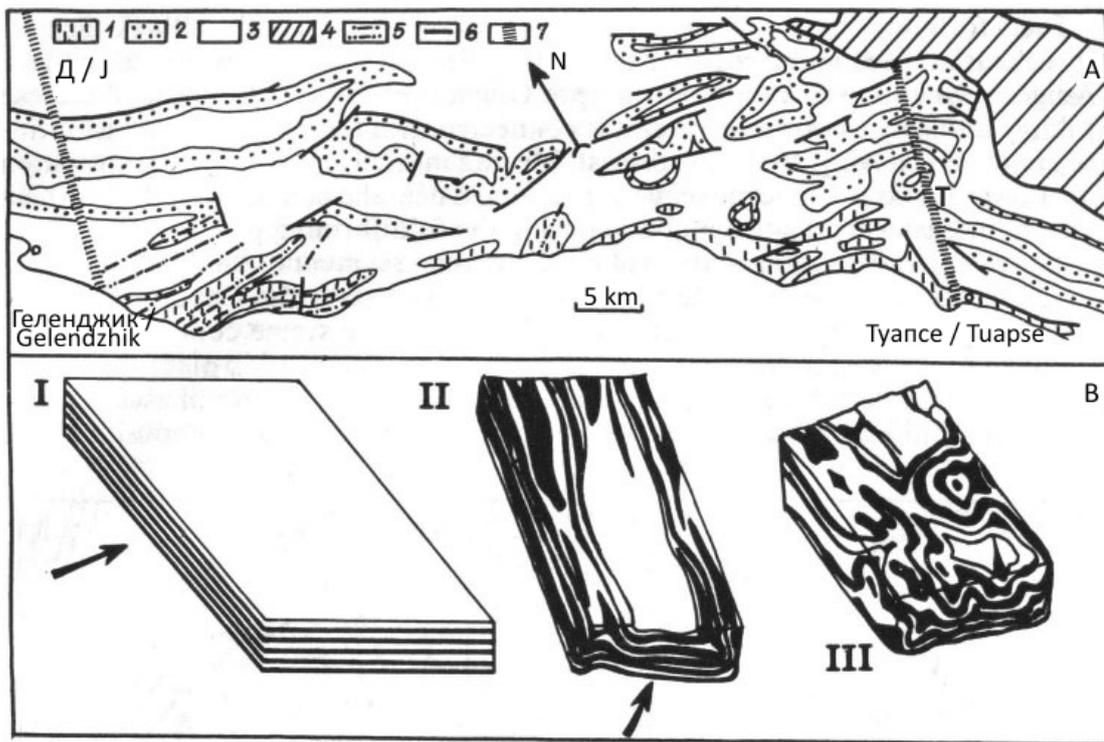


Рис. 3. А. Схема геологического строения территории, в пределах которой развита интерференционная складчатость

1 – палеоген; верхний мел; 2 – сеноман-сантонские ярусы, 3 – нижний мел и объединенные кампан-датские ярусы; 4 – нижняя-средняя юра; 5 – оси антиклиналей и синклиналей близширотного и юго-западного простирания; 6 – разрывные нарушения; 7 – поперечные разломы: Д – Джанхотский, Т – Туапсинский. В. Эксперименты по моделированию интерференционной складчатости: I – исходная модель; II – складчатая структура возникшая после первого этапа сжатия; III – после второго этапа сжатия под углом 45°; черные слои – петролатум, белые – петролатум+каолин, стрелки – направление сжатия. /

Fig. 3. A. a diagram of the geological structure of the territory where interference folding is developed 1 – Paleogene; Upper Cretaceous; 2 – Cenomanian-Santonian sequences, 3 – Lower Cretaceous and the combined Campanian-Danish sequences; 4 – Lower-Middle Jurassic; 5 – axis of anticlines and synclines of near-latitudinal and southwestern strike; 6 – discontinuous faults; 7 – transverse faults: D-Dzhanikhot, T – Tuapse. B. Experiments on modeling interference folding: I – initial model; II – folded structure that arose after the first stage of compression; III – after the second stage of compression at an angle of 45°; black layers – petrolatum, white layers – petrolatum + kaolin, arrows – direction of compression. /

мечаются также необычные клинообразные формы складок. Антиклинали нередко имеют изометричную или овальную куполообразную форму, а синклинали – чашеобразный или корытообразный вид. Таким образом, первичная линейная складчатость превращена в нелинейные структуры. Кроме того, здесь наблюдается развитие относительно мелких новообразованных субширотных складок на пологих крыльях крупных первичных структур северо-западного простирания. Складки на крыльях осложнены крутопадающими взбросами и взбросо-сдвигами, в основном, субширотного направления. Все это является важнейшими признаками пересекающейся складчатости, возникающей в результате интерференционного наложения деформаций разного плана и возраста [Паталаха, Слепых, 1974; Giorgobiani, Zakaraia, 2010]. Следовательно, интерференционная складчатость отражает изменение направления сжатия в пределах СЗК в течение альпийского цикла его развития.

Характерное для этого региона в целом северо-западное направление линейной складчатости, зональность складчатой структуры и ее юго-западная вергентность указывают на

то, что своим происхождением складчатость обязана горизонтальному сжатию, ориентированному на северо-восток – вкрест простирания более ранних структур. Асимметричный характер латеральной зональности свидетельствует об относительной неподвижности Скифской плиты в процессе альпийского складкообразования на БК.

Общая субширотная ориентировка зоны преобразованной складчатости, аналогичные простирания осей новообразованных складок и разрывных нарушений, свидетельствуют о повторном тангенциальном сжатии первичной линейной складчатой структуры в субмеридиональном направлении.

Таким образом, в течение альпийского цикла развития СЗК происходила смена направления тангенциального сжатия от северо-восточного на субмеридиональное [Гамкрелидзе, Гиоргобиани, 1987; Гиоргобиани, Закарая, 1989].

Формировались интерференционные структуры после среднего палеогена, поскольку преобразованные складки сложены отложениями вплоть до эоцена. Однако складчатые структуры, установленные в пределах Черного моря и сложенные осадками конца миоцена [Терехов и др., 1973], между Джанхотским и Туапсинским поперечными разломами, как и на суше, меняют свое северо-западное простирание на субширотное, что вероятно тоже связано с переориентировкой этих структур (рис. 1). Эти данные позволяют предположить, что возникновение преобразованных складчатых структур СЗК происходило после миоцена, скорее всего в предпозднеплиоценовую (роданскую) фазу складчатости.

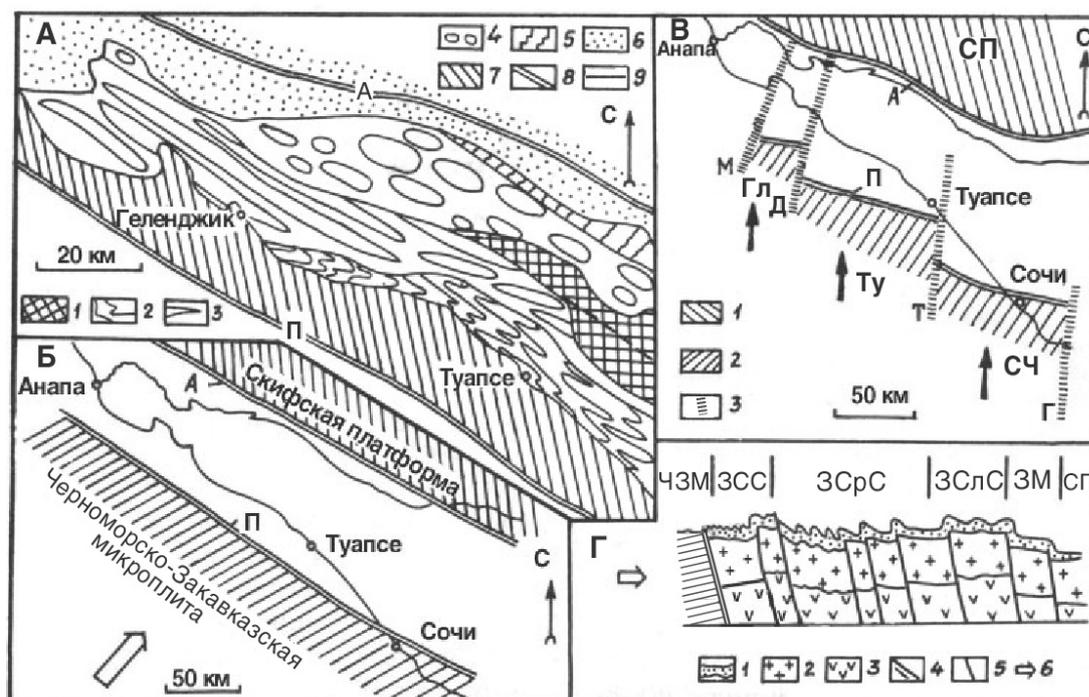


Рис. 4. А. Схема морфологических типов складчатости Северо-Западного Кавказа  
 Структурные этажи: 1 – нижне-среднеюрский этаж; Верхнеюрско-эоценовый структурный этаж; 2 – зона сильносжатой складчатости; 3 – зона среднесжатой складчатости; 4 – зона слабосжатой складчатости; 5 – зона моноклинали; 6 – Западно-Кубанский передовой прогиб; 7 – область распространения мел-палеогеновых флишевых отложений в пределах Черного моря; 8 – глубинные разломы: А – Ахтырский, П – Приморский; 9 – границы зон складчатости.  
 Б. Схема движения Черноморско-Закавказского срединного массива во время адыгейской (батской), пиринейской (предолигоценовой), тиррийской (предсреднемиоценовой) и аттической (верхнемиоценовой) фаз складчатости. Разломы: А – Ахтырский, П – Приморский.  
 В. Схема движения блоков Черноморско-Закавказской микроплиты в процессе роданской (предсреднеплиоценовой) и валахской (предчетвертичной) фаз складчатости.

1 – Скифская платформа; 2 – Черноморско-Закавказская микроплита; 3 – поперечные разломы; М – Молдавский; Д – Джанхотский; Т – Туапсинский; Г – Гудаутский. Шолы: Гл – Геленджикский, Ту – Туапсинский, Сч – Сочинский, Гд – Гудаутский.

Г. Принципиальная схема механизма формирования складчатой структуры в ранне-среднеальпийское время.

1 – осадочный слой; 2 – гранитный слой; 3 – базальтовый слой; 4 – зона придвига; 5 – межзональные и внутризональные разломы, ограничивающие крупные блоки фундамента; 6 – направление сжатия. ЧМ – Черноморско-Закавказская микроплита; ЗСС – зона сильносжатой складчатости; ЗСрС – зона среднесжатой складчатости; ЗСлС – зона слабосжатой складчатости; ЗМ – зона моноклинали; СП – Скифская платформа. /

Fig. 4. A. Scheme of morphological types of folding in the Northwest Caucasus

Structural floors: 1 – lower-middle Jurassic floor; Upper Jurassic-Eocene structural floor; 2 – highly compressed folding zone; 3 – zone of medium compression folding; 4 – zone of slightly compressed folding; 5 – monocline zone; 6 – West Kuban foredeep; 7 – distribution area of Cretaceous-Paleogene flysch deposits within the Black Sea; 8 – deep faults: A – Akhtyrsk, P – Primorsk; 9 – the boundaries of the folding zones.

В. The movement pattern of the Black Sea-Transcaucasian middle massif during the Adyg (Bat), Pyrenean (Pre-Ligocene), Styrian (Pre-Middle Miocene) and Attic (Upper Miocene) folding phases. Faults: A – Akhtyrsk, P – Primorsk.

В. The movement pattern of blocks of the Black Sea-Transcaucasian microplate during the Rodan (pre-Middle Pliocene) and Walachian (pre-Quaternary) folding phases.

1 – Scythian platform; 2 – Black Sea-Transcaucasian microplate; 3 – transverse faults: M-Moldavian; D-Dzhanhotsky; T – Tuapse; G – Gudautsky. Sholi: Gl – Gelendzhik, Tu – Tuapse, Sch – Sochi, Gd – Gudautsky.

Г. A schematic diagram of the mechanism of formation of a folded structure in the early-mid-Alpine time.

1 – sedimentary layer; 2 – granite layer; 3 – basaltic layer; 4 – a zone of a drive; 5 – interzonal and intrazonal faults bounding large blocks of the foundation; 6 – direction of compression. ЧМ – Black Sea-Transcaucasian microplate; ЗСС – zone of highly compressed folding; ЗСрС – zone of medium compressed folding; ЗСлС – a zone of slightly compressed folding; ЗМ – monocline zone; СП – Scythian platform.

Проведенные авторами тектонические эксперименты на эквивалентных материалах (рис. 3 Б) подтвердили высказанное выше мнение о механизме возникновения интерференционных структур СЗК.

## Разрывные нарушения

Складчатая структура СЗК осложнена многочисленными разнообразными по ориентировке, морфологии и возрасту разрывными нарушениями. Они по расположению относительно складчатых структур отчетливо разделяются на продольные и диагональные, а по отношению к складкообразовательному процессу – на доскладчатые, соскладчатые и постскладчатые нарушения (рис. 1).

Продольные долгоживущие доскладчатые разломы разграничивают СЗК от смежных тектонических единиц, а также структурно-фациальные зоны мегантиклинория.

Продольные соскладчатые разломы являются внутризональными нарушениями, тесно связанными с формированием складчатых структур. Эти разрывные нарушения в основном представляют собой крутопадающие ( $70-85^\circ$ ) на северо-восток взбросы.

Диагональные доскладчатые разломы являются поперечными крутыми ( $80-85^\circ$ ) трансзональными сбросами и имеют в основном субмеридиональное ( $0-15^\circ$ ), редко северо-восточное ( $20-30^\circ$ ) направление.

Внутризональные диагональные соскладчатые разломы являются крутопадающими ( $70-85^\circ$ ) на север взбросами и простираются субширотно ( $260-275^\circ$ ). Образовались разломы на позднеальпийском этапе в процессе формирования интерференционных складчатых структур.

Диагональные посткладчатые разломы представляют собой трансзональные нарушения, деформирующие как складчатые структуры, так и тесно связанные с ними продольные разломы. Выделяются в основном две группы нарушений – северо-восточного (40–65°) и северо-западного (335–345°) простирания. Эти разломы, как правило, имеют крутые (70–85°) падения и являются взбросо- и сбросо-сдвигами.

### Условия образования структуры

Анализ фактического материала, истории тектонического развития, а также региональный структурный анализ БК дают возможность высказать свое мнение о механизме формирования современной структуры СЗК.

В настоящее время существуют два противоположных представления о механизме формирования тектонической структуры СЗК – фиксистское и мобилистское. Сторонники фиксистской концепции считают, что формирование складчатости происходит в результате вертикальных тектонических движений, возникающих за счет процесса глубинного диапиризма или адвекции. Последние при этом трансформируются во вторичные горизонтальные давления, вызывающие складчатость изученного региона [Сорский, 1964; Шолпо, 1978 и др.]. Мобилисты предполагают образование складчатой структуры тангенциальными силами, допуская при этом возникновение складчатости в результате продвижения к северу и пододвигания под БК ЧЗМ [Белоусов, Трошихин, 1937; Козлов, 1937; Милановский, Хаин, 1963; Шемпелев, 1978; Гамкрелидзе, Гиоргобиани, 1987; Гиоргобиани, Закарая, 1989 и др.]. В настоящее время фиксистская концепция и целесообразность применения ее идей для объяснения происхождения складчатости БК, многими исследователями отрицается. Они считают, что это представление противоречит фактическим данным и не учитывает конкретные особенности тектонического строения БК.

Проведенные авторами детальные геолого-структурные исследования СЗК показали, что механизм образования его современной складчатой структуры значительно сложнее, чем предполагалось ранее [Gamkrelidze, Giorgobiani, 1990; Gamkrelidze et al., 1998].

В формировании современной складчатой структуры СЗК выделяются два качественно различных этапа деформации и тектогенеза. Происходили они на фоне глобального геодинамического процесса сближения Африкано-Аравийского и Евразийского континентов [Giorgobiani, Zakaraia, 2013].

Первый этап деформации включает длительный доинверсионный период и раннеорогенную стадию (юра-средний миоцен), с проявлением предкелловейской (батской), пиренейской и штирийской фаз складчатости. В этот период была сформирована главная линейная складчатая структура СЗК северо-западного простирания. Ее образование было обусловлено придвижением и прижатием ЧЗМ к выполненному осадками прогибу БК вкрест его простирания в северо-восточном направлении, вызванным аналогичным дрейфом в это время Африкано-Аравийского континента [Giorgobiani et al., 1998]. Процесс придвига (термин Е. И. Паталахи) обуславливает складкообразование в регионе, которое происходит в обстановке мягкой и жесткой коллизии (термины предложенные Н. В. Короновским) ЧЗМ с БК. Воздействие жесткого ЧЗМ на литифицированные маловязкие отложения СЗК относится к разряду мягкой коллизии, испытанной регионом на данном этапе деформации. В условиях мягкой коллизии одностороннее юго-западное тангенциальное сжатие и спад деформационных усилий к северо-востоку привели к формированию латеральной асимметричной зональности складчатой структуры изученного региона. Примечательно, что на этом этапе тектогенеза на СЗК воздействовал целостный ЧЗМ, поэтому такую деформацию можно рассматривать как проявление микроплитовой тектоники.

Второй, более короткий (поздний миоцен-антропоген), позднеорогенный этап тектогенеза СЗК проходил на фоне общего воздымания БК в процессе аттической, роданской,

валахской и четвертичных фаз складчатости, в условиях южного субмеридионального горизонтального сжатия. В отличие от предыдущей, эта была обстановка жесткой коллизий, обусловленная взаимодействием ЧЗМ и уже консолидированной складчатой системы СЗК. Коллизионный этап развития региона характеризуется изменением главного направления его сжатия с северо-восточного на субмеридиональное. Произошло это в результате отделения Аравийского континента от Африки и его продвижения на север к Скифской плите.

В начале позднеальпийского этапа ЧЗМ был расчленен субмеридиональными разломами на отдельные поперечные мелкие блоки-шоли (рис. 1). Они в результате тангенциального долготного давления перемещались к северу и косо вдвигались в СЗК. Это вызывало в складчатой системе автономные разнообразные наложенные коллизионные деформации. Проявление шоловой тектоники привело к преобразованию и разрушению пологими разломами первичной складчатости в южном активном крае БК. В изменившейся обстановке столкновение шолой ЧЗМ с СЗК происходило в различных кинематических условиях. При придвигании блоков к складчатой системе образовалась интерференционная складчатость (Геленджикская и Туапсинская шоли), а при пододвигании Сочинской шоли сформировался Воронцовский покров.

### Заключение

Проведенные детальные исследования тектонической структуры СЗК показали, что существующий сейчас поддвиговый механизм тектогенеза достоверно не объясняет причины альпийского складкообразования. Более реальным и основанным на фактическом материале является придвиговый механизм деформации. Он действовал в пределах СЗК на первом этапе тектогенеза в процессе формирования его главной линейной складчатой структуры. В процессе второго позднеорогенного этапа тектогенеза складкообразование СЗК происходило в сочетании придвиговых и поддвиговых механизмов деформации во время образования неоднородных коллизионных структур.

Рассмотренные двухэтапные (многофазные) процессы структурообразования в пределах СЗК еще не достигли своего завершения и продолжаются в настоящее время.

### Литература

1. Белоусов В. В., Трошихин Б. М. Краткий геологический очерк района рек Пшеха и Белой в Северо-Западном Кавказе. // Зап. Всерос. Минер. О-ва. – 1937. – Ч. 66. Вып. 4. – С. 796-824.
2. Гамкрелидзе И. П., Гиоргобиани Т. В. Проблемы альпийской деформации Большого Кавказа и смежных с ним областей. // В кн.: Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. – М.: Наука, 1987. – С. 35-40.
3. Гиоргобиани Т. В. Закарая Д. П. Складчатая структура Северо-Западного Кавказа и механизм ее формирования. – Тбилиси: изд-во «Мецниереба», 1989. – 60 с.
4. Дьяконов А. И., Байдов Р. К., Кузьменко Ю. Д. Типы локальных структур геосинклинальной и переходной областей. // Тектоника Сибири. Т. V. – М.: Наука, 1972. – С. 149-153.
5. Ефремов Г. М. Тектоническая структура Северо-Западного Кавказа и история ее формирования. // Тр. Новочер. Полит. Ин-та. – 1948. – Т. XVII (XXXI). – С. 27-38.
6. Козлов А. Л. Черноморское побережье в районе Сочи и низовья р. Мзымты. // Экск. По Кавказу. Черноморское побережье. ОНТИ НКТП СССР. – 1937. – С. 26-44.
7. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. – М.: Изд. МГУ, 1963. – С. 356.
8. Паталаха Е. И., Слепых Ю. Ф. Пересекающаяся складчатость. – М.: Недра, 1974. – С. 118.
9. Расцветаев Л. М. Горный Крым и Северное Причерноморье. // В кн.: Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. – М.: Наука, 1977. – С. 95-114.
10. Сорский А. А. Типы геосинклинальной складчатости Кавказа и условия их формирования. // Складчатые области Евразии. – М.: Наука, 1964. – С. 303-317.
11. Терехов А. А., Маношина К. И., Москаленко Э. П. О продолжении структур Северо-Западного Кавказа во впадину Черного моря. // Геотектоника. – 1973. – № 1. – С. 113-120.

12. Шарданов А.Н., Борукаев Ч.Б. Тектоника Западного Кавказа. // Геология СССР. Т. IX. – М.: Недра, 1968. – С. 595-606.
13. Шемпелев А.Г. О глубинном выражении Главного Кавказского надвига. // Геотектоника. – 1978. – №6. – С. 57-65.
14. Шолпо В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. – М.: Недра, 1978. – С. 176.
15. 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.
16. Gamkrelidze I., Giorgobiani T., Kuloshvili S., Lobjanidze G., Shengelaia G. Active Deep Faults Map and Catalogue for the Territory of Georgia. // *Bulletin of the Georgian Academy of Sciences*. – 1998. – Vol. 157. No. 1. – Pp. 80-85.
17. Giorgobiani T. Condition of formation of the Alpine structure of the North-Western Caucasus. // *Geologica Balcanica*. 1995. – No. 25. – Pp. 27-34.
18. Giorgobiani T., Basheleishvili L., Zakaraia D. The Northwest Drift of the Gondwanian Lithospheric Plates and Geodynamics of the Formation of the Caucasian Orogen. // *Jurnal of African Earth Sciences*. – 1998. – No. 27. 1A. – Pp. 88-89.
19. Giorgobiani T., Zakaraia D. Intersecting Folding of Some Tectonic Zones of the Greater Caucasus. // *The Problems of Geology of the Caucasus. International Science Conference. Proceedings*. 25-27 November 2010. – Tbilisi. – 2010. – V. 1. – Pp. 39-41.
20. Giorgobiani T., Zakaraia D. The Newest and Modern Tectonics of the Grater Caucasus and of the Adjacent Transcaucasus. // *1<sup>st</sup> International Conference and Workshop. Caucasus Active Tectonics and Magmatism – Hazards and Resources*. 29 August-3 September. – Tbilisi. – 2013. – Pp. 17-18.

## References

1. Belousov V.V., Troshikhin B.M. A brief geological sketch of the region of the Pshekha and Belaya rivers in the North-West Caucasus. *Zap. VMO*. 1937. Part 66. Issue 4. pp. 796–824. (In Russ.)
2. Gamkrelidze I.P., Giorgobiani T.V. Problems of alpine deformation of the Greater Caucasus and related areas. In the book: *Geology and Minerals of the Greater Caucasus*. M. Nauka, 1987. pp. 35–40. (In Russ.)
3. Giorgobiani T.V. Zakaraya D.P. The folded structure of the Northwest Caucasus and the mechanism of its formation. Tbilisi, Metsnireba Publishing House, 1989. 60 p. (In Russ.)
4. D'yakonov A.I., Baidov R.K., Kuz'menko Yu.D. Types of local structures of the geosynclinal and transitional regions. *Tectonics of Siberia*. Vol. V. Moscow, Nauka, 1972. pp. 149–153. (In Russ.)
5. Efremov G.M. The tectonic structure of the Northwest Caucasus and the history of its formation. *Proceedings of Novocherkassk Political Institute*. 1948. Vol. XVII (XXXI). pp. 27–38. (In Russ.)
6. Kozlov A.L. The Black Sea coast in the region of Sochi and the lower part of river. Mzymty. *Excursion into Caucasus. Black Sea coast*. ONTI NKTP USSR. 1937. pp. 26–44. (In Russ.)
7. Milanovskii E.E., Khain V.E. Geological structure of the Caucasus. Moscow, Publishing House Moscow State University, 1963. 356 p. (In Russ.)
8. Patalakha E.I., Slepikh Yu.F. Intersecting folding. M. Nedra, 1974. 118 p. (In Russ.)
9. Rastsvetaev L.M. Mountain Crimea and the Northern Black Sea Region. In the book: *Faults and horizontal movements of mountain structures of the USSR*. M. Nauka, 1977. pp. 95–114. (In Russ.)
10. Sorskii A.A. Types of geosynclinal folding of the Caucasus and the conditions for their formation. *Folded areas of Eurasia*. M. Nauka, 1964. pp. 303-317. (In Russ.)
11. Terekhov A.A., Manoshina K.I., Moskalenko E.P. On the continuation of the structures of the Northwest Caucasus into the depression of the Black Sea. *Geotectonics*. 1973. No. 1. pp. 113–120. (In Russ.)
12. Shardanov A.N., Borukaev Ch.B. Tectonics of the Western Caucasus. *Geology of the USSR*. Vol. IX. M. Nedra, 1968. pp. 595-606. (In Russ.)
13. Shempelev A.G. On the deep expression of the main Caucasian thrust. *Geotectonics*. 1978. No. 6. pp. 57–65. (In Russ.)
14. Sholpo V.N. Alpine geodynamics of the Greater Caucasus. M. Nedra, 1978. 176 p. (In Russ.)
15. 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.

16. Gamkrelidze I., Giorgobiani T., Kuloshvili S., Lobjanidze G., Shengelaia G. Active Deep Faults Map and Catalogue for the Territory of Georgia. Bulletin of the Georgian Academy of Sciences. 1998. Vol. 157. No. 1. pp. 80–85.
17. Giorgobiani T. Condition of formation of the Alpine structure of the North-Western Caucasus. *Geologica Balcanica*. 1995. No. 25. pp. 27–34.
18. Giorgobiani T., Basheleishvili L., Zakaraia D. The Northwest Drift of the Gondwanian Lithospheric Plates and Geodynamics of the Formation of the Caucasian Orogen. *Jurnal of African Earth Sciences*. 1998. No. 27. 1A. pp. 88–89.
19. Giorgobiani T., Zakaraia D. Intersecting Folding of Some Tectonic Zones of the Greater Caucasus. The Problems of Geology of the Caucasus. International Science Conference. Proceedings. 25-27 November 2010. Tbilisi. 2010. Vol.1. pp. 39–41.
20. Giorgobiani T., Zakaraia D. The Newest and Modern Tectonics of the Grater Caucasus and of the Adjacent Transcaucasus. 1st International Conference and Workshop. Caucasus Active Tectonics and Magmatism – Hazards and Resources. 29 August-3 September. Tbilisi. 2013. pp. 17-18.