

УДК 551.432(470.6)

© 2018 г. Я.И. ТРИХУНКОВ^{1,*}, О.В. ГАЙДАЛЕНКО¹, Д.М. БАЧМАНОВ¹,
А.В. МАРИНИН²**МОРФОСТРУКТУРА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА
И КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОЙ ОБЛАСТИ**¹Геологический институт РАН, Москва, Россия²Институт физики Земли РАН имени О.Ю. Шмидта, Москва, Россия

*E-mail: jarsun@yandex.ru

Поступила в редакцию 28.12.2017

Морфоструктурный анализ, основанный на интерпретации цифровых моделей рельефа и полевых исследованиях, а также новейшие геолого-геофизические данные подтвердили, что складчато-разрывные морфоструктуры Северо-Западного Кавказа продолжают структурами Керченско-Таманской области и развиваются в единой обстановке сжатия. Направление сжатия при этом меняет вектор с северо-восточного на меридиональное, что выражается в переориентировке осей складчатых морфоструктур и геофизических аномалий с северо-западного на широтное. Уточнены положение и кинематические характеристики разрывных структур, играющих роль западного ограничения орогена Северо-Западного Кавказа. Широко описанная в литературе поперечная Анапско-Джигинская зона сбросового типа имеет диффузный характер и слабо выражена в рельефе. В свете новых данных роль границы горного сооружения приобретает расположенная к востоку от нее Абрауская поперечная зона сбросо-раздвиговой кинематики с вертикальной амплитудой деформаций минимум в 600 м за четвертичный этап. Она выделяется нами в качестве разрывного нарушения регионального значения с функцией ограничения орогена.

Ключевые слова: Северо-Западный Кавказ, Керченско-Таманская область, морфоструктурный анализ, дистанционное зондирование.

DOI: 10.7868/S0435428118040077

**MORPHOSTRUCTURE OF THE JUNCTION ZONE OF THE NORTH-WESTERN CAUCASUS
AND THE KERCH-TAMAN REGION**Ya.I. TRIKHUNKOV^{1,*}, O.V. GAIDALENOK¹, D.M. BACHMANOV¹, A.V. MARININ²¹Geological Institute RAS, Moscow, Russia²Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia

*E-mail: jarsun@yandex.ru

S u m m a r y

Morphostructural analysis based on interpretation of Digital Elevation Model and field studies as well as the most recent geological and geophysical data revealed the continuation of the fold-faulted morphostructures of the Northwestern Caucasus in the Kerch-Taman region and their developing under conditions of general shortening and lateral compression. The direction of compression changes the vector from the northeast to the meridional direction, which is reflected in the reorientation of the axes of folded morphostructures and geophysical anomalies from the sub-Caucasian to latitudinal. Position of the fault structures which acts as the western limitation of the North-Western Caucasus are clarified, and their kinematic characteristics are

confirmed. It is established that the widely described in previous researches the Anapa-Dzhiginka transverse synsedimentary normal fault zone has a diffuse character, but it is weakly expressed in the relief. In the light of new data, the role of the boundary of the mountain structure is thought to have played by the Abrau transverse discontinuous zone located to the east. We have recognized it as a Trans-Caucasian regional disruption. It also has distinct signs of normal fault kinematics with vertical amplitude of at least 600 m in the Quaternary. It is recognized as a disruptive structure of regional significance that limits the whole orogen.

Keywords: Northwestern Caucasus, Kerch-Taman' region, morphostructural analysis, remote sensing.

Введение

Вопросы продольной и поперечной делимости складчато-разрывных морфоструктур Северо-Западного Кавказа (*СЗК*) и сопредельной с ним Керченско-Таманской области (*КТО*), механизмов и истории их развития широко освещены в литературе [1–16]. Однако характер соотношения морфоструктур остается пока невыясненным: *КТО* рассматривается либо как структурное продолжение западной части Предкавказского (Западно-Кубанского) краевого прогиба, либо – складчатого сооружения *СЗК*. Решение этого вопроса требует проведения детального морфоструктурного анализа с привлечением комплекса современных материалов дистанционного зондирования и геофизических данных.

Дискуссионен вопрос и о характере границы, разделяющей *СЗК* и *КТО*. Таковой структурой традиционно считается *Анапско-Джигинская зона* поперечных разрывов (*АДЗ*). Вместе с тем восточнее, на меридиане поселка Абрау, авторами статьи установлены признаки масштабного поперечного нарушения, кинематический тип и геотектоническое значение которого до сих пор не были оценены (рис. 1). Проведенные морфоструктурные и тектонофизические исследования, а также анализ геофизических данных позволяют уточнить неотектоническую позицию названных транскавказских нарушений и их роль как границ *СЗК* и *КТО*.

Методы и материалы

В основу представлений авторов о строении западного ограничения Северо-Западного Кавказа были положены схемы морфоструктурного районирования С.А. Несмеева [9], А.И. Летавина и В.М. Перервы [5], Я.И. Трихункова [15]. Авторами осуществлен комплексный критический анализ этих схем с целью поиска общих для них закономерностей морфотектонической делимости региона.

Важнейшим источником данных для анализа неотектонических структур стали материалы дистанционного зондирования, такие как космоснимки Landsat TM, цифровая модель рельефа SRTM с разрешением 90 м [17], а также батиметрические данные портала GEBCO с разрешением 1 минута [18]. Их комплексная обработка с помощью программ ArcGIS, Global Mapper, Surfer позволила провести углубленный и всесторонний морфоструктурный анализ территории, уточнить выраженность в рельефе многих тектонических структур, для оценки положения и неотектонического значения которых требуется сочетание обзорности рассмотрения с детальностью дешифрирования. Использование цифровых моделей рельефа (ЦМР) позволило выявить в исследуемой области целый ряд не описанных ранее морфоструктур, имеющих принципиальное значение для понимания особенностей неотектоники региона и истории его новейшего развития.

На базе геоинформационной системы ArcGIS нами был разработан проект, в рамках которого данные о наземном и подводном рельефе сопоставлялись с комплексом структурно-геоморфологических и геолого-геофизических материалов. Для детального анализа распределения новейших отложений использовались результаты геологической съемки масштаба 1:200 000 [17, 20] и карта четвертичных отложений [21], а для уточнения конфигурации структурно обусловленных каньонов континентального склона Черноморской впадины – батиметрические данные [18]. В целях районирования изучаемой

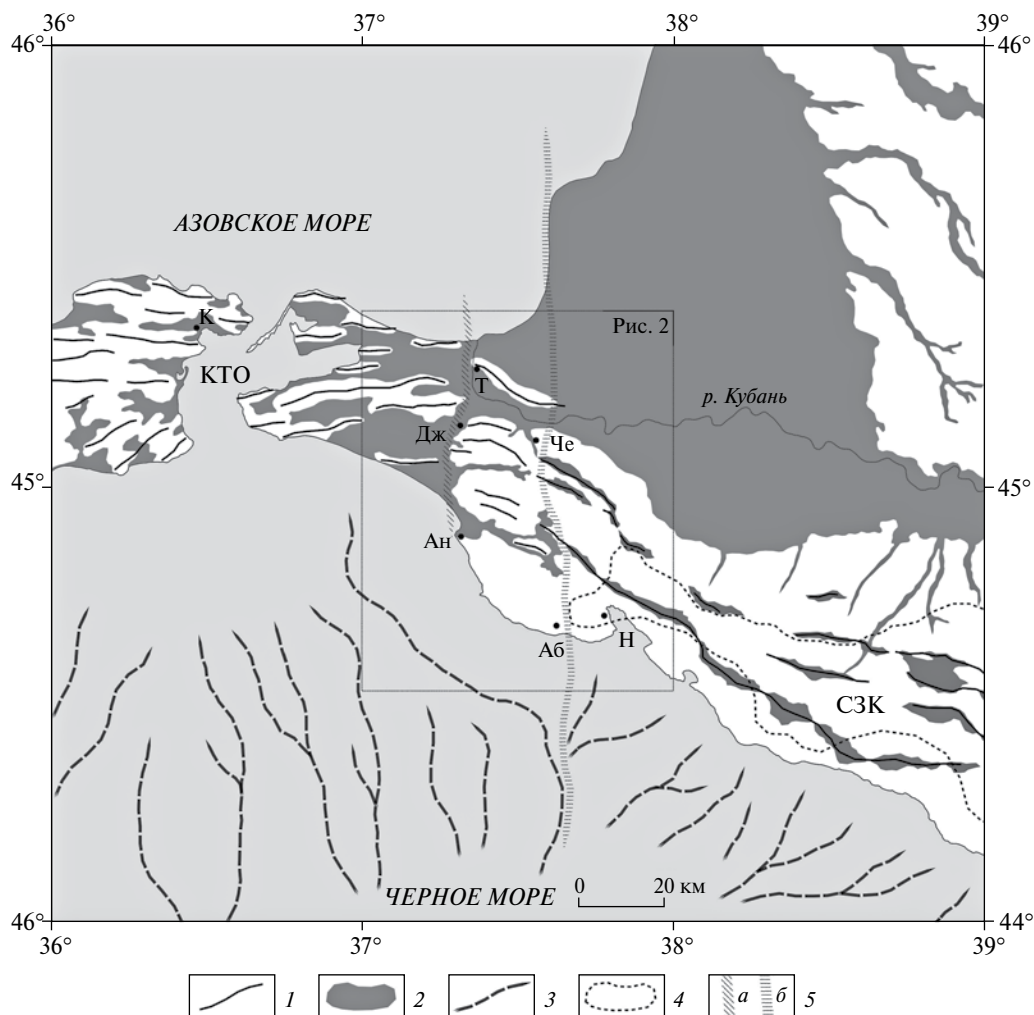


Рис. 1. Структурно-геоморфологическая схема зоны сочленения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области

1 – оси антиклиналей; 2 – области распространения позднечетвертичных отложений, отвечающие низменностям в пределах КТО и межгорным впадинам в пределах СЗК; 3 – подводные каньоны континентального склона Черноморской впадины; 4 – область распространения останцов предкачагильских поверхностей выравнивания; 5 – расположение зон тектонических деформаций (а – АДЗ, б – Абрауская зона). Буквами обозначены: КТО – Керченско-Таманская область, СЗК – Северо-Западный Кавказ, Н – Новороссийск, К – Керчь, Т – Темрюк, Ан – Анапа, Дж – пос. Джигинка, Аб – пос. Абрау-Дюрсо, Че – пос. Чекон (долина р. Чекупс)

территории по характеру новейшего развития и амплитуде вертикальных движений, учитывались данные о поверхностях выравнивания [21].

Анализ карт распределения изостатических аномалий и аномалий Буге, а также сейсмологические данные о распределении очагов землетрясений позволили оценить возможную обусловленность морфоструктуры региона его глубинным строением и современной геодинамикой [23, 24].

В полевых условиях нами были произведены массовые замеры тектонической трещиноватости и сбор сведений о кинематике разрывных структур, которые связаны с последним этапом деформирования. Получен большой массив данных о геологических

индикаторах напряжений (зеркала скольжения, отрывы, мелкие разрывы и сколовые трещины). Обработка полевых наблюдений и реконструкция напряженно-деформированного состояния проводились методом структурно-парагенетического [25, 27] и катаклического [26] анализа применительно к геологическим данным.

Результаты

Линейные складчато-разрывные морфоструктуры. Основными морфоструктурными элементами рассматриваемого района являются: поднятия Новороссийского синклинория (далее Новороссийская зона), Псебепского антиклинория (далее Псебепская зона) и Азовской антиклинальной зоны (далее Азовская зона) (рис. 2). Их границами являются региональные разломы кавказского простириания. Наиболее важным из них является Ахтырский взбросо-надвиг, отделяющий на севере складчатое сооружение Кавказа от Западно-Кубанского краевого прогиба. В значительной степени этот разлом погребен под аллохтонными структурами Азовской зоны. Последняя на юге отделена от Псебепского антиклинория одноименным взбросом. В свою очередь, граница Псебепской и Новороссийской зон проходит по Безепскому региональному взбросо-надвику.

Азовская зона протягивается вдоль всего северного подножья орогена. Это холмистая равнина — вовлеченная в поднятие часть Западно-Кубанского прогиба. Данные бурения показывают, что под недеформированными слоями морских осадков неогена и местами палеогена развита брахиантиклинальная складчатость, которая омолаживается с востока на запад. Так, к востоку от Горячего Ключа ею затронуты только предмайкопские слои, в районе Крымска складки деформируют уже поверхностные неогеновые толщи, а на западе Азовской зоны и на Тамани — плиоцен-четвертичные [1].

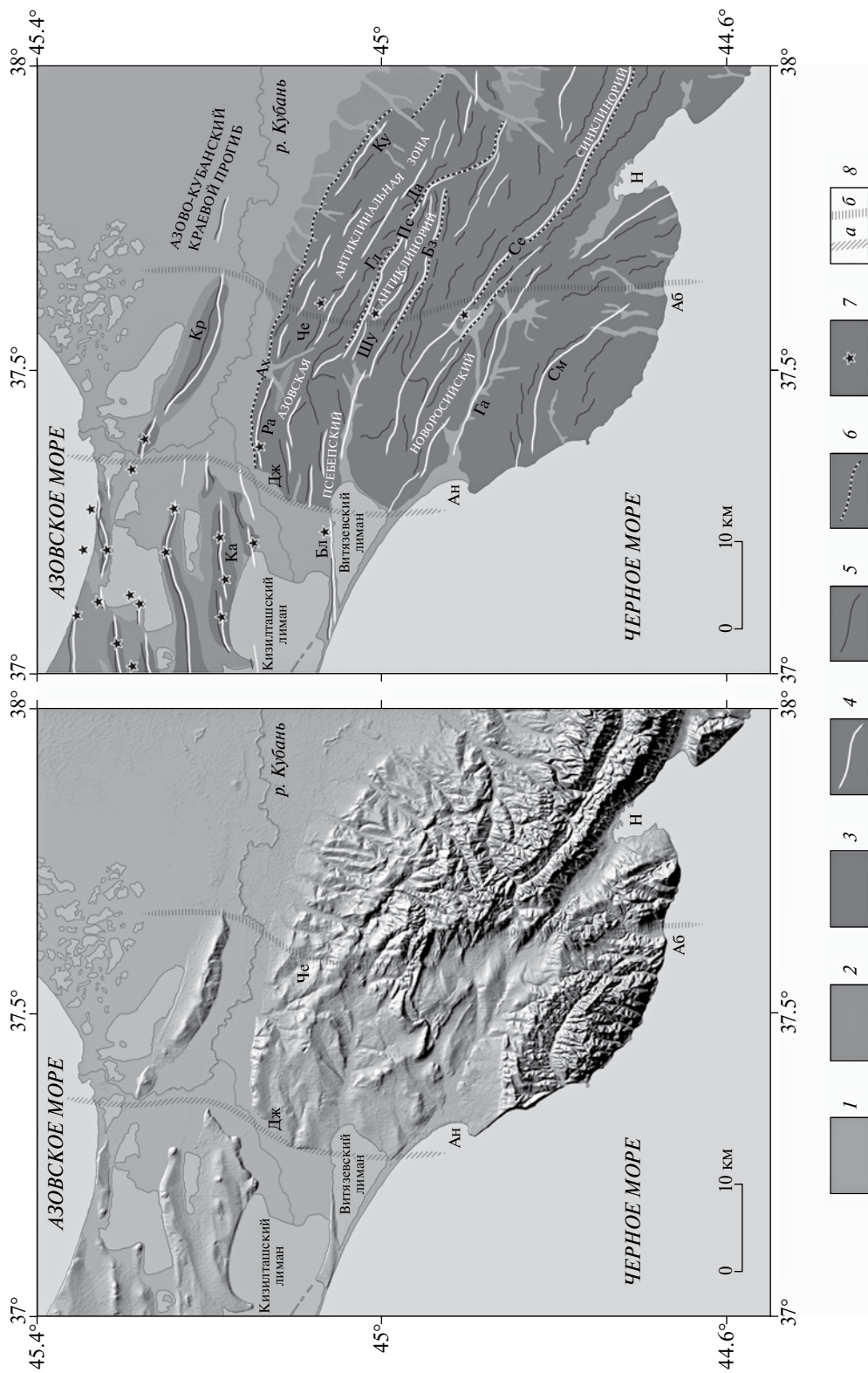
Проведенные исследования выявили сходство складчатых морфоструктур Азовской зоны и Таманского полуострова — это невысокие (до 200 м) антиклинальные (часто брахиантиклинальные) гряды в виде вытянутых эллипсов протяженностью от первых сотен метров до 25 км. В Азовской зоне крупнейшими являются гряды Разнокол (Джигинская), Адагумская, Кудакоская и др. К этой же зоне следует относить также Курчанскую антиклинальную гряду, отделенную долиной Кубани, а также простирающуюся восточнее короткую безымянную гряду, обнаруженную нами при анализе ЦМР. Мы предлагаем обозначить ее как “Коржевская” по названию ближайшего поселка. Простириание гряд на всем протяжении Азовской зоны кавказское. Однако на западе в области примыкания к зоне Анапско-Джигинского разлома гряды Разнокол, Юровская, Уташская, Виноградная плавно разворачиваются, принимая широтное “таманское” простириание. Они прерываются широкой долиной Старой Кубани, а за ней на западе в том же направлении протягиваются гряды Гирляная и Камышеватая и впадина Кизилташского лимана.

Крылья большинства антиклиналей Тамани и запада Азовской зоны сложены четвертичными морскими осадками, начиная с куальнических и вплоть до карангатских [1, 4, 10, 15], что свидетельствует о современном росте антиклинальных гряд. Размах высотного положения четвертичных отложений Тамани составляет 150–200 м [15], что позволяет оценить скорости вертикальных движений 0.5 мм/год. При этом очевидна схожесть плановой конфигурации, морфологии, внутреннего строения и возраста гряд к западу



Рис. 2. Сопоставление модели рельефа (слева) и морфоструктурной схемы (справа) зоны сочленения СЗК и КТО

Области распространения плиоцен-четвертичных отложений: 1 — голоценовых, 2 — плиоцен-плейстоценовых; 3 — доплиоценовые отложения; 4 — оси антиклиналей; 5 — положительные элементы морфоструктуры: оси хребтов и поднятий; 6 — главные соскладчатые взбросо-надвиги; 7 — грязевые вулканы; 8 — зоны поперечных деформаций (а — АДЗ, б — Абраусская зона). Буквами обозначены антиклинали: Ку — Кудакоская, Гл — Гладковская, Да — Даманская, Шу — Шумайская, Пс — Псебепская, Кр — Курчанская, Ка — Камышеватая, Бл — Благовещенская, Ра — Разнокол, Га — Гайдуковская, Се — Семигорская, См — Семисамская; соскладчатые взбросо-надвиги: Ах — Ахтырский, Пс — Псебепский, Бз — Безепский; остальные буквенные обозначения — см. на рис. 1



и востоку от АДЗ, свидетельствующая о единстве происхождения и развития Кавказских и Таманских складчатых структур.

Меловые осадки зоны **Псебепского** антиклинория смяты в два параллельных ряда антиклинальных складок, ограниченных с севера и юга соскладчатыми взбросо-надвигами со встречным падением [10, 12]. Вдоль фронта Псебепского надвига простираются невысокие, сильно эродированные, короткие антиклинальные гряды: Южно-Крымская, Гладковская, Даманская, Верхнечекупская и др. Напротив, антиклинали Шумайская, Первомайская, Безепская, Верхне-Адагумская и другие, развитые вдоль фронта Безепского надвига в рельефе выражены продольными долинами верховий рек Гостагайки, Шумайки, Псебепса и др. На фоне этих гряд контрастно возвышаются короткие низкогорные хребты с высшей точкой Красная Горка (464 м), соответствующие осям или крыльям синклиналей. В верховьях Гостагайки и Шумайки все перечисленные морфоструктуры резко обрываются, и далее к западу Псебепская зона представляет собой обширную структурно-литологическую депрессию.

На Таманском п-ове Псебепскому антиклинорию соответствует Благовещенская антиклинальная гряда широтного простирания. Вместе с Камышеватой грядой она разделяет впадины Кизилташского и Витязевского лиманов (см. рис. 2). Погружение на 45–110 м верхнечаудинских и карангатских прибрежно-морских отложений в этих впадинах свидетельствуют об их современном синклинальном прогибании [1, 4].

Ось горного сооружения составляет зона Новороссийского синклинория, сложенная преимущественно меловым карбонатным и терригенно-карбонатным флишем. Как и в восточной части Псебепской зоны, здесь преобладает инверсионный складчатый рельеф: синклинальные хребты и антиклинальные впадины.

В западной части зоны доминирует Коцехурский хребет (г. Еременкова, 635 м), соответствующий Тхабской синклинали. Она выполнена флишевыми породами свиты Маркотх мощностью более 3 км, являющейся бронирующим литологическим комплексом (известняки, песчаники, мергели). Хребет имеет профиль мульды, наклоненной в сторону от моря, ограниченной слабовыраженными моноклинальными гребнями.

К югу от Коцехурского простирается Маркотхский хребет (г. Совхозная, 707 м), соответствующий северному крылу одноименной синклинали. Она также выполнена флишевыми породами свиты Маркотх. Синклиналь ограничена двумя листрическими надвигами, благодаря чему развивается как клин выжимания. Далее на юг от хребта протягивается впадина, занятая северной частью Цемесской бухты и отвечающая Гайдукской антиклинали.

В районе поселков Натухаевская и Семигорский Коцехурский и Маркотхский хребты резко снижаются до 100–200 м, уступая роль локальных водоразделов невысоким (200–300 м) дугообразным грядам, соответствующим Семигорской и Гайдукской антиклиналям. То есть рельеф приобретает черты прямого складчатого. Еще далее на запад складчатые структуры Новороссийского синклинория постепенно разворачиваются широтно и подходят вплотную ко впадине Витязевского лимана, вытянутой в том же направлении, на запад.

На юге к Новороссийскому синклинорию относятся структуры п-ова Абрау. Здесь выделяются впадина Раевской синклинали и антиклинальный Семисамский хребет. К югу от последнего возвышается синклинальный хребет Навагир, в котором расположена высшая точка полуострова — г. Орел (548 м). Эти складчатые морфоструктуры, аналогично описанным выше, плавно разворачиваются с кавказского на широтное направление и продолжают на запад во впадину Черного моря.

Приведенные результаты структурно-формационного и морфотектонического анализа региона подтверждаются данными бурения. В.Е. Хаин и В.И. Попков отмечают, что структурно-литологические комплексы Новороссийской и Псебепской зон вскрыты скважинами к западу от меридиана Анапы под толщей глинистых отложений майкопской серии [16], с которыми связано активное проявление здесь грязевого вулканизма. Морфоструктурный анализ показывает закономерную приуроченность грязевых

вулканов к сводовым частям брахиантиклинальных гряд, что позволяет связать развитие грязевого вулканизма с современным развитием складок [10, 15].

Сумма приведенных данных подтверждает структурное единство *СЗК* и *КТО* (см. рис. 1). При этом наибольшее сходство в строении и возрасте деформируемых отложений обнаруживают антиклинальные гряды Азовской зоны и Тамани.

Поперечная блоковая делимость линейных морфоструктур. Структурной границей Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области считается *Анапско-Джигинская поперечная зона*. В.Е. Хаин и В.И. Попков проводят ее меридионально на север от Анапы и считают крупным правым сдвигом [16]. При этом четко выраженных проявлений сдвиговых движений в рельефе зоны нами не выявлено. Морфоструктурное решение этого вопроса затруднено крайне слабой выраженностью структурного рельефа в пределах *зоны*, занятой в основном Кубанскими плавнями. Основные складчатые морфоструктуры Новороссийской и Псебепской зон прослеживаются к западу от *АДЗ* (см. рис. 1), однако для утверждения о наличии плановых деформаций их осей необходимы дополнительные исследования.

Существует также точка зрения, согласно которой основной поперечной пограничной зоной *СЗК* является Анапская флексура, простирающаяся от Анапы на северо-восток [1, 3, 5, 7–9]. О масштабе вертикальных движений говорит тот факт, что в ее восточном поднятом крыле мощности кайнозойских осадочных толщ сокращены, а кровля морских отложений мела расположена на глубине 3–5 км. В то же время в западном крыле кровля меловых отложений резко понижается, а мощности майкопских и более поздних неоген-четвертичных морских отложений возрастают. Среди них доминирующую роль играют битуминозные глины майкопской серии, достигающие 4–5 км мощности.

На востоке диагонально к морфоструктурам *СЗК* расположена еще одна зона деформаций, обозначенная нами как *Абрауская* (по названию поселка Абрау, далее в тексте – *Абрауская зона*) (рис. 1). Ранее она описывалась лишь фрагментарно: ее отдельные структурные элементы отражены на схемах морфотектонического районирования краевой части *СЗК*, но не рассматриваются в качестве целостной зоны деформаций, ограничивающей горное сооружение и не выходящая за его пределы [3, 5, 9]. Также *Абрауская зона* не отражена ни на одной детальной геологической карте региона [19, 20], что можно объяснить слабой обнаженностью структурно-литологических комплексов. Проведенные исследования позволили охарактеризовать данную зону в качестве целостной региональной структуры и показать ее значение как важнейшей границы, отделяющей горно-складчатое сооружение *СЗК* от равнинной *КТО*, только вовлекающейся в складчатость Крымско-Кавказской горной страны.

Морфоструктурные исследования на основе анализа ЦМР показывают, что *СЗК* к востоку от *Абрауской зоны* имеет высоты до 600–700 м, в пределах самой зоны резко снижается и нигде западнее, за исключением полуострова Абрау (рис. 3), ни одна морфоструктура складчатого сооружения не превышает 300 м. Возможные причины *Абрауской аномалии* рассмотрены в разделе “Дискуссия”.

Абрауская зона имеет ширину 2–3 км и представлена цепочкой грабенообразных впадин угловатой, местами ромбовидной формы, отчетливо выделяющихся среди окружающих хребтов. В пределах зоны расположены Абраудюрсинская [9], Раевская, Семигорская и Натухаевская грабенообразные впадины, высотами до 100–200 м. Впадины выполнены трансгрессивно вложенными толщами четвертичных озерных осадков, свидетельствующих об их относительных опусканиях. Севернее, на продолжении *Абрауской зоны* выделяется Верхнегостагаевская впадина, а далее (по-видимому, вследствие виргаций, составляющих зону нарушений) к ней приурочена серия расходящихся, но в целом поперечных к орогену, спрямленных долин рек Чекупс, Шуха и Псебепс (см. рис. 3). И, наконец, на простирации восточной ветви зоны в районе замыкания Курчанской антиклинали расположен резкий левосторонний изгиб русла Кубани. Продолжение *Абрауской зоны* еще дальше на север, возможно, выражено спрямленным меридиональным участком берега Темрюкского залива.

Суммарная амплитуда вертикальных деформаций вершинных поверхностей горного сооружения в *Абраусской зоне*, без учета факторов эрозии на хребтах и аккумуляции в пределах грабенообразных впадин, оценивается в 500–600 м, а, учитывая названные факторы, может достигать 1 км и более. При этом в данной зоне в настоящий момент нами не выявлено убедительных проявлений горизонтального изгиба осей линейных складчато-разрывных морфоструктур, аналогичных описанным в правосдвиговых Туапсинской или Пшехско-Адлерской поперечных зонах [15]. Таким образом, комплекс приведенных выше морфотектонических данных указывает, прежде всего, на сбросо-раздвиговой характер *Абраусской зоны*.

К западу от *Абраусской зоны* преобладает прямой складчатый рельеф, образованный молодыми антиклинальными поднятиями и синклинальными впадинами (см. рис. 1, 2). Напротив, восточнее все основные хребты развиты в осевых зонах синклиналей или на их крыльях, в то время как антиклиналям отвечают в рельефе крупные продольные депрессии – Михайловская, Верхнепсебепская и др. Согласно результатам предшествующих исследований [15, 27, 29], преобладание инверсионного складчатого рельефа к востоку от *Абраусской зоны* свидетельствует о более длительном развитии *СЗК* как орогенного поднятия в ее восточном крыле.

К востоку от *Абраусской зоны* широко распространены останцы поверхностей выравнивания, возраст которых охарактеризован Е.Е. Милановским и С.А. Несмеяновым, как сарматский и киммерийский [8, 9]. Киммерийская поверхность с востока вплотную подходит к рассматриваемой зоне. Западнее *Абраусской зоны* развита маломощная толща киммерийских морских осадков, срезающихся поверхностью куюльницкого (акчагыльского) времени (см. рис. 1). Этот факт также говорит в пользу более продолжительного развития горного сооружения в восточном крыле *Абраусской зоны*, как минимум, с раннего плиоцена, тогда как в пределах ее западного крыла рельефообразование началось лишь в четвертичное время.

Анализ расположения и особенностей ориентации подводных каньонов на склоне Черноморской впадины (см. рис. 1) показывает, что их конфигурация может быть обусловлена, в том числе и рассматриваемыми нами тектоническими факторами. Так, в районе Новороссийска – Сочи каньоны имеют перпендикулярное к берегу юго-западное простираие [18]. В районе полуострова Абрау они резко разворачиваются в южном и даже юго-восточном направлении, параллельном обрывистому береговому уступу, имеющему, очевидно, тектоническое происхождение [10, 30]. Место наиболее резкого разворота и максимального сгущения линий тальвегов каньонов совпадает с линией *Абраусской зоны*, что может свидетельствовать о ее современной тектонической активности.

Дополнительным критерием выделения *Анапско-Джигинской* и *Абраусской зон* деформаций является распределение очагов грязевого вулканизма. Так, все самые восточные грязевые вулканы региона Семигорский, Гостагаевский, Шуто, описанные в работе Е.А. Рогожина и соавторов [13], расположены строго на линии *Абраусской зоны*. Подобно этому в пределах *АДЗ* расположены вулканы Разнокольский и Гора Гнилая (см. рис. 2). Причем, на Тамани грязевулканическая активность имеет широкое распространение, в то время как восточнее *Абраусской зоны* проявлений этой активности в осевой части *СЗК* не выявлено. Это, очевидно, связано с отсутствием отложений майкопской серии в поднятом восточном крыле зоны, где они либо не накапливались, либо были размыты. Концентрация вулканов в пределах зон поперечных деформаций связана с большей флюидной проницаемостью последних.

Проведенные в описываемом районе полевые тектонофизические исследования [7, 31] показали, что по результатам изучения геологических индикаторов тектонических напряжений (зеркал скольжения, отрывов, стилолитов и др.) в целом для района характерно преобладание северо-восточного направления максимального сжатия, а ось девиаторного растяжения ориентирована в северо-западном направлении ($C3\ 320^\circ$). Вместе с тем проведенный нами анализ полевых данных позволил выявить особенности

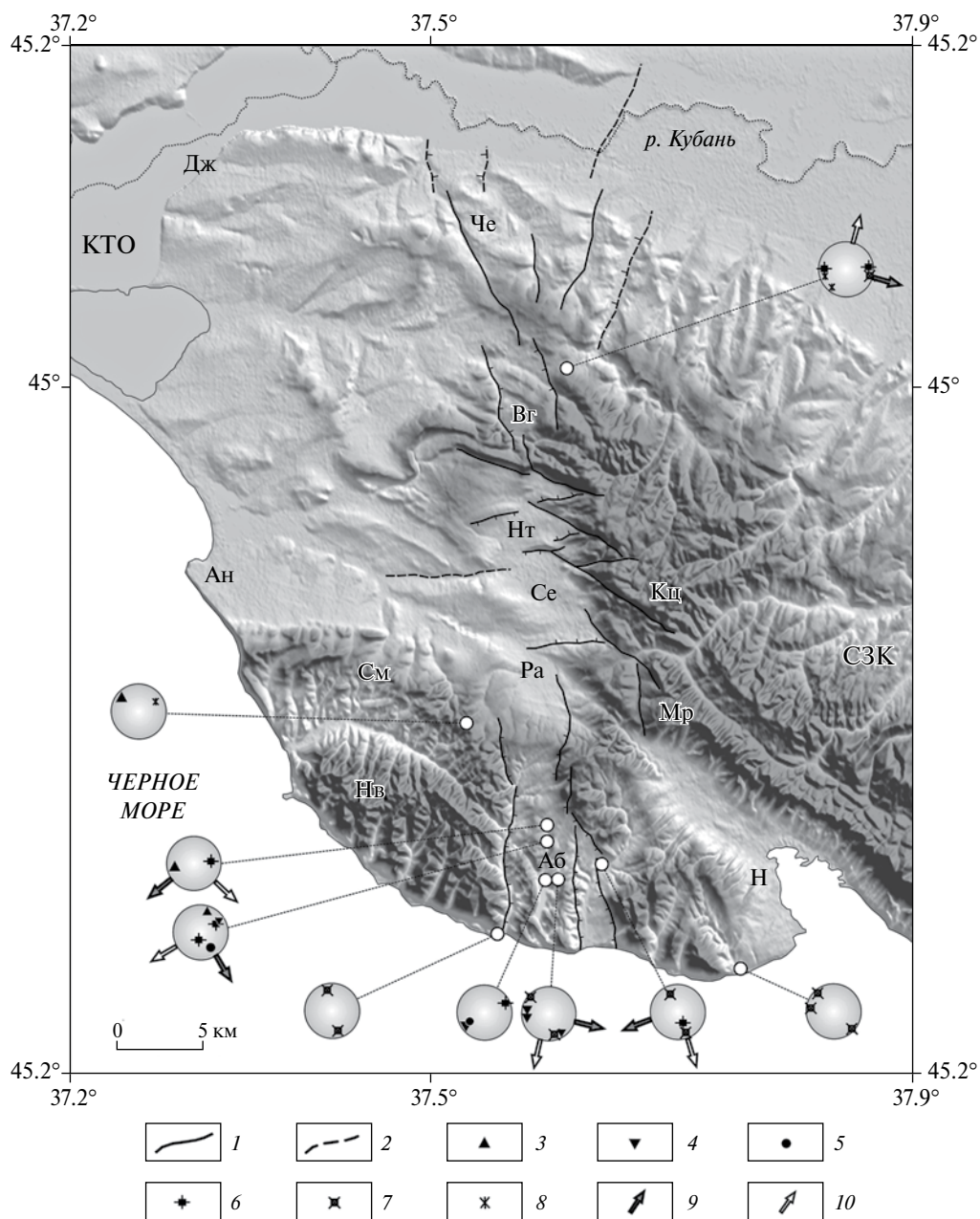


Рис. 3. Детальная структурно-геоморфологическая и тектонофизическая схема Абраусской зоны. Изображение рельефа создано на основе ЦМР разрешения 3 сек. [17] с затемнением участков выше 150 м. Предполагаемые новейшие разрывные нарушения, входящие в Абраусскую зону: 1 – главные, 2 – второстепенные; полюса систем тектонических трещин с преимущественным типом перемещений (стереографическая проекция на верхнюю полусферу): 3 – правые сдвиги, 4 – левые сдвиги, 5 – взбросы, 6 – сбросы, 7 – отрывы, 8 – жилы; ориентировка осей главных нормальных напряжений: 9 – минимальных (растяжение), 10 – промежуточных (стрелки направлены в сторону погружения, а оси максимального сжатия ориентированы субвертикально). Буквами обозначены хребты: Кц – Коцехурский, Мр – Маркотхский, См – Семисамский, Нв – Навагирский; впадины: Ра – Раевская, Се – Семигорская, Нт – Натухаевская, Вг – Верхнегостагаевская; остальные буквенные обозначения – см. на рис. 1

распределения кинематических систем тектонической трещиноватости и своеобразие ориентировок осей главных напряжений (см. рис. 3). В точках наблюдения, расположенных непосредственно в *Абраусской зоне*, четко фиксируются сбросово-отрывные парагенезы и, согласно проведенной реконструкции, ось максимального сжатия ориентирована субвертикально, что отражает обстановку горизонтального растяжения. Системы отрывов и жил меридионального простирания здесь более выражены и имеют наибольшие мощности минерального выполнения. К западу от *Абраусской зоны*, в пределах Семисамской антиклинали, зафиксированы максимумы сбросов (Аз пд 320 $\angle$ 70–80°) и отрывов (Аз пд 320 $\angle$ 80°). К востоку от зоны, вблизи поселка Мысхако, отрывные и сбросовые системы приобретают северо-восточное простирание. По присутствию зеркал скольжения со сдвиговой штриховкой и ориентации *Абраусской зоны* относительно оси регионального северо-восточного сжатия мы не исключаем, помимо сбросо-раздвиговой ее составляющей, наличие правосдвиговой компоненты перемещения. В целом эта зона может фиксировать смену геодинамических типов напряженного состояния вдоль складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа от режимов горизонтального сжатия и сдвига в Новороссийском сегменте к мозаике чередования режимов горизонтального сжатия и растяжения уже в пределах полуострова Абрау.

Таким образом, *Анапско-Джигинская* и *Абраусская поперечные* зоны проявляют свойства крупных поперечных глубинных разломов сбросового или раздвигового типа, вероятно, конседиментационных. При любом из вариантов проведения *АДЗ* она не проявляет себя как активная на плиоцен-четвертичном этапе ни в распределении высот разделяемых ею складчатых морфоструктур, ни в искажениях их плановой конфигурации. *Абраусская поперечная зона*, согласно представленным данным, имеет позднемиоценовое или плиоценовое заложение. Однако как морфоструктура данная зона проявляет себя существенно контрастнее, чем *АДЗ*. Именно она является западным ограничением горного сооружения *СЗК*, поскольку к западу от нее фактически нигде (кроме полуострова Абрау) складчатое сооружение *СЗК* не поднимается выше равнинных высот.

Дискуссия

Морфотектонический анализ является лишь первым шагом при изучении рассматриваемых складчатых морфоструктур Большого Кавказа и Керченско-Таманской области, а также поперечных разрывов, нарушающих их целостность. Представленные данные подтверждают структурно-геоморфологическое единство складчатого сооружения *СЗК-КТО*. Складчатые морфоструктуры региона, преимущественно антиклинальные гряды, устроены аналогично и в пределах Кавказа и на Тамани, показывая при этом последовательное омоложение с ЮВ на СЗ.

При решении вопроса о влиянии на складкообразование в Керченско-Таманской области тангенциального стресса, действующего в пределах Крыма и Кавказа, следует обратиться к данным бурения Западно-Кубанского прогиба, описанным выше [1]. Анализ этих данных обнаруживает последовательное омоложение складчатых структур при движении от Кавказа в сторону Крыма, сопровождающееся при этом изменением простирания антиклинальных гряд с “кавказского” к широтному “таманскому” и далее, западнее, к “крымскому”. В складках Тамани, ориентированных широтно, а в западной части — в запад-юго-западном направлении (гряды Таманская и Зеленская), принимают участие не только неогеновые, но и средне-позднеплейстоценовые отложения. Таким образом, процесс новейшей активизации Западно-Кубанского прогиба последовательно распространялся в течение палеогена и неогена с востока на запад и в плиоцен-квартере, охватил территорию Таманского полуострова, сформировав его современную морфоструктуру. При этом ориентировка оси максимального сжатия последовательно изменяется с северо-восточного (в пределах *СЗК*) на меридиональное (на Тамани) и север-северо-западное (в Керчи). Возможно, это объясняется процессами интерференции Крымского и Кавказского региональных полей напряжения, что соотносится с данными Л. М. Расцветаева [32].

Важно отметить, что представленная на Тамани начальная стадия складчатого орогенеза, когда одновременно развиваются современное конседиментационное и конседиментационное складкообразование, сопровождающееся грязевым вулканизмом, является важнейшим звеном в цепи эволюционных превращений складчатого рельефа молодых орогенов. Размыв брахиантиклинальных поднятий на фоне продолжающегося осадконакопления в синклинальных впадинах играет важную роль в формировании инверсионного складчатого рельефа на дальнейших этапах тектонической эволюции, представленных восточнее *Абраусской поперечной зоны* [15, 28, 29].

По морфоструктурным данным отмечаются признаки левосдвиговых перемещений по *Абраусской зоне*. Так можно отметить левостороннее смещение береговой линии полуострова Абрау западнее Абраудюрсинского грабена. Левостороннее смещение изгибает ось Главного (Водораздельного) хребта между Натухаевской и Верхнегостагаевской впадинами, и, наконец, с севера на простирании зоны расположен левосторонний изгиб русла Кубани. Однако наличие и знак сдвиговой компоненты данной зоны, как и *Анапско-Джигинской*, требуют дальнейшего изучения и подтверждения (или опровержения) в последующих работах.

Глубинная структура и геодинамика региона находят свое отражение в распределении и конфигурации гравитационных аномалий разных типов (рис. 4). Отчетливо выраженные линейные аномалии Буге [23], а также аномалия в свободном воздухе, прослеживаются вдоль складчатого сооружения СЗК-КТО, что подтверждает его структурное единство (рис. 4). Вместе с тем, при пересечении *Абраусской зоны* простирание оси каждой из этих аномалий резко меняется от кавказского в пределах СЗК, до широтного — в КТО. Причем южная из аномалий Буге, в пределах Черноморской впадины, резко меняет свою интенсивность. Эти особенности говорят о глубинном характере *Абраусской зоны* и ее трансрегиональном значении, требующем дополнительного изучения.

Распределение изостатических аномалий [23] и литературные данные [5] показывают, что на западе п-ова Абрау изостатическое равновесие нарушено, что характерно, в частности, для геодинамических обстановок активного поддвига. При этом максимум положительной аномалии расположен в районе наивысшей точки полуострова — хр. Навагир (гора Орел, 548 м) (см. рис. 4). Это обстоятельство соотносится с аномальным подъемом западного крыла зоны в пределах полуострова в отличие от ее более северных участков. При этом моноклиальный хр. Навагир и антиклинальный Семисамский являются прямыми складчатыми морфоструктурами, характерными для Керченско-Таманской области. В то же время хребты восточной части полуострова, отделенные Абраусской зоной, имеют признаки существенно более длительного развития: инверсионное строение, типичное для морфоструктур СЗК; преакчагыльские поверхности выравнивания на водоразделах. Это доказывает, что молодые морфоструктуры западной части п-ова Абрау относились ранее к равнинной части СЗК и вовлечены в низкоргорное поднятие лишь в четвертичное время.

Абрауская зона проявляется также и при анализе распределения сейсмических очагов (см. рис. 4). Современная сейсмическая активность отмечается на всем простирании зоны от континентального склона Черноморской впадины до Темрюкского залива Азовского моря. При этом максимум активности приурочен к западному крылу *Абраусской зоны* [24]. Для этой зоны характерны признаки и палеосейсмичности. Например, на юге, в зоне Абраудюрсинского грабена расположено озеро Абрау, возникновение которого связывают с сейсмообвалом [33]. Интенсивной сейсмотектонической переработке также подверглась зона восточного обрамления Абраудюрсинской впадины [30, 33].

На данный момент можно с уверенностью говорить о сбросовом характере *Анапско-Джигинской зоны* и считать разрывы, входящие в нее конседиментационными. Ее новейшая рельефообразующая активность представляется значительно менее существенной в сравнении с *Абраусской зоной*. Высоты блоков, разделяемых этой зоной, сопоставимы (до 300 м). При этом широкие аккумулятивные депрессии дельты Кубани, скрывающие

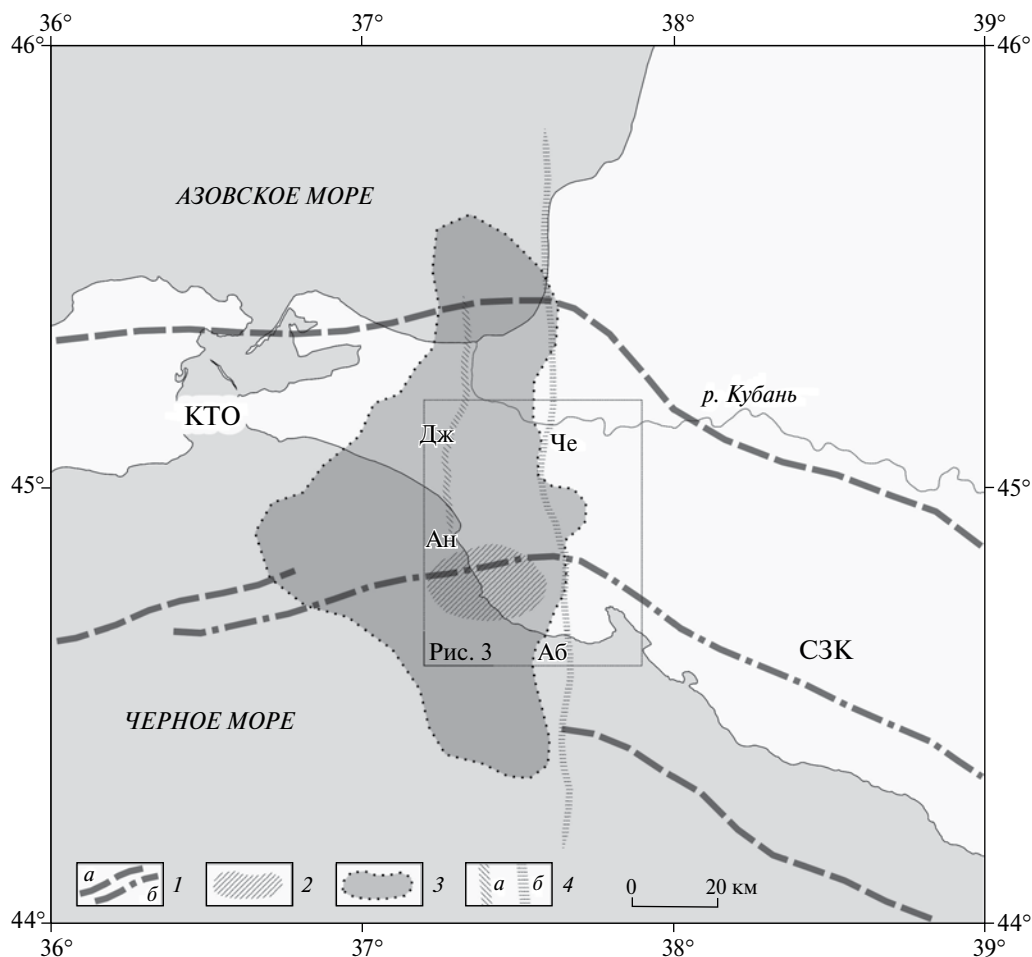


Рис. 4. Выделение Абрауской зоны по результатам анализа геофизических данных
 1 – оси положительных гравитационных аномалий (а – аномалии Буге, б – аномалии в свободном воздухе [23]); 2 – область максимальных значений положительной изостатической аномалии [23]; 3 – область максимальной концентрации очагов землетрясений [24]; 4 – зоны поперечных деформаций (а – АДЗ, б – Абрауская зона). Буквенные обозначения – см. на рис. 1

структурный рельеф данной зоны, не позволяют достоверно оценить сдвиговые деформации планового положения антиклинальных гряд в ее левом и правом крыльях.

Морфоструктурное выражение более восточной Абрауской пограничной зоны СЗК–КТО представляется значительно более отчетливым. Вертикальные деформации в пределах этой зоны позволяют утверждать, что на плиоцен-четвертичном этапе она проявила себя гораздо более контрастно как сбросо-раздвиг.

Выводы

1. Складчатые морфоструктуры Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области едины и формируются в общей структурно-геодинамической обстановке сжатия, приводящего к развитию аккреционной складчатости на стыке Скифской плиты и структур Черноморской впадины. Направление сжатия при этом меняет вектор с северо-восточного (СЗК) на меридиональное (основная территория Тамани), что выражается

в переориентировке осей складчатых морфоструктур и геофизических аномалий с субкавказского на широтное.

2. Линейная складчатая структура *СЗК–КТО* пересекается конседиментационной *Анапско-Джигинской* поперечной зоной разломов, имеющей признаки сброса или раздвига, при этом слабо проявляющей себя в рельефе. Собственно орогенное поднятие СЗК с запада ограничено *Абраусской разломной зоной*, имеющей меридиональное простирание и отчетливые признаки сбросо-раздвиговой кинематики. Ее развитие может быть объяснено растяжением в зоне изменения направления оси сжатия с северо-восточного на меридиональное, что подтверждается морфотектоническими и тектонофизическими данными.

3. Новейшее поднятие восточного крыла *Абраусской зоны* в ее северной и центральной частях можно оценить минимум в 500 м, а его возраст как плиоцен-четвертичный. Вместе с тем, в южной части (п-ов Абрау) западное крыло зоны оказывается поднятым выше восточного приблизительно на 100 м, что согласуется с сейсмологическими и гравиметрическими данными.

Благодарности. Основная часть работ выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 17-17-01073. Работа в части тектонофизических исследований выполнялась в рамках госзадания ИФЗ РАН. Авторы выражают глубокую признательность всем рецензентам данной работы, а также д.г-м.н. В.Г. Трифонову (ГИН РАН), к.ф-м.н. С.Ю. Соколову (ГИН РАН) за ценные комментарии, которые позволили сделать нашу работу лучше.

Acknowledgements. The main part of the work was carried out with the financial support of the RSF grant No. 17-17-01073. Tectonophysical studies was carried out within the framework of the state research IPE RAS. The authors express their deep gratitude to all the reviewers of present paper, as well as to Dr. Sc. V.G. Trifonov (GIN RAS), Ph.D. S. Yu. Sokolov (GIN RAS) for valuable comments that have made our paper better.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Благоволин Н.С.* Геоморфология Керченско-Таманской области. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 201 с.
2. Геология СССР. Т. IX. Северный Кавказ. Ч. 1. Геологическое описание / Ред. В.Л. Андрушук, А.Я. Дубинский, В.Е. Хаин. М.: Недра, 1968. 760 с.
3. *Алексин А.Г., Шарданов А.Н., Юдин Г.Т., Дьяконов А.И., Аладатов Г.М., Буряк В.Н., Горлов С.И., Коротков Б.С., Любофеев В.Н., Никифоров Б.М., Пекло В.П., Шиманский А.А.* Геологические формации Западного Предкавказья. М.: Наука, 1973. 155 с.
4. *Измайлов Я.А.* Плейстоценовая история формирования побережья и современные тенденции морфогенеза. Ростов-н/Д: Изд. СКНЦ высш. шк., 2007. 168 с.
5. *Летавин А.И., Перерва В.М.* Разрывная тектоника и перспективы нефтегазоносности Краевой зоны Северо-Западного Кавказа. М.: Наука, 1987. 88 с.
6. *Перерва В.М.* Соотношение рельефа и блоковой структуры краевой зоны северо-западного погружения Большого Кавказа // Геоморфология. 1981. № 3. С. 72–77.
7. *Маринин А.В., Расцветаев Л.М.* Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: Изд. ИФЗ РАН, 2008. С. 191–224.
8. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
9. *Несмеянов С.А.* Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа (опережающие исследования для инженерных изысканий). М.: Недра, 1992. 254 с.
10. *Несмеянов С.А., Измайлов Я.А.* Тектонические деформации Черноморских террас Кавказского побережья России. М.: ПНИИИС, 1995. 239 с.
11. *Попков В.И.* Чешуйчато-надвиговое строение Северо-Западного Кавказа // Доклады Академии наук. 2006. Т. 411. № 2. С. 223–225.
12. *Попков В.И.* Тектоника Северо-Западного Кавказа // Изв. ОНЗ и природных ресурсов. Геология. 2007. № 11. С. 13–19.

13. Рогожин Е.А., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Тверитинова Т.Ю. Структурная позиция и проблемы возникновения очагов грязевого вулканизма в позднеальпийском складчатом сооружении Северо-Западного Кавказа (на примере изучения глубинного строения грязевого вулкана Шуго) // Геология и геофизика юга России. № 3. 2014. С. 89–115.
14. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Науч. мир, 1999. 252 с.
15. Трихунков Я.И. Неотектонические преобразования кайнозойских складчатых структур Северо-Западного Кавказа // Геотектоника. 2016. № 5. С. 67–81.
16. Хаин В.Е., Попков В.И. Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы. Объяснительная записка к тектонической карте Черноморско-Каспийского региона. Масштаб 1:2500 000 / Ред. В.Е. Хаин, В.И. Попков. Краснодар: КубГУ, 2009. 213 с.
17. Consortium for Spatial Information (CGIAR-CSI), SRTM 90m Digital Elevation Database v4.1, 2017. Available from: <http://srtm.csi.cgiar.org/>
18. The General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO), GEBCO One Minute Grid, 2008. Available from: <https://www.gebco.net/>
19. Государственная геологическая карта СССР. Серия Кавказская. Лист L-37-XXVI, XXXII. Масштаб 1:200 000, 1964 г. / Ред. М.В. Муратов. Северо-Кавказское геологическое управление.
20. Государственная геологическая карта РФ. Издание второе. Серия Кавказская. Лист L-37-XXVI (Новороссийск). Масштаб 1:200 000, 2007 г. / Ред. В.М. Юбо. ФГУП “Кавказгеолъемка” и ГНЦ ФГУП “Южморгеология”.
21. Карта четвертичных образований территории России и прилегающих акваторий. Масштаб: 1:2500 000. 2014 г. 12 листов / ВСЕГЕИ, ВНИИОкеангеология.
22. Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР. Масштаб: 1:2500 000. 1971 г. 8 листов / Ред. И.П. Герасимов, А.В. Сидоренко. Министерство геологии СССР. Академия наук СССР.
23. International Gravimetric Bureau, WGM2012 Earth's gravity anomalies, 2012. Available from: <http://bgi.obs-mip.fr/>
24. Bulletin of the International Seismological Centre, 2017. Available from: <http://www.isc.ac.uk/>
25. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. Ч. 2. С. 173–235.
26. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Наука, 2007. 406 с.
27. Marinin A.V. and Saintot A. Comparison of methods to reconstruct paleostress regimes in the NW-Great-Caucasus fold-and-thrust belt. *C.R. Geoscience. Academie des science*, Paris, 2012, Vol. 344, No. 3–4, pp. 181–190.
28. Буланов С.А., Трихунков Я.И. Инверсия складчатого рельефа как показатель тангенциального сжатия земной коры // Геоморфология. 2013. № 1. С. 11–18.
29. Трихунков Я.И., Бачманов Д.М. Современные структуры выжимания в осевой зоне Западного Кавказа (Хребет Ачишхо) // Вторая молодежная тектонофизическая школа-семинар. М.: ИФЗ РАН, 2011. С. 270–274.
30. Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Дементьева И.Е., Быхалова О.Н.. Сейсмогравитационные деформации южного склона Северо-Западного Кавказа // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты / Мат-лы XLVII Тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 2015. С. 44–49.
31. Маринин А.В. Тектонофизические исследования Семисамской антиклинали (Северо-Западный Кавказ) // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т. 4. № 4. С. 461–484.
32. Расцветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Вып. 5. М.: Изд-во МГУ. 1973. С. 57–107.
33. Островский А.Б. О происхождении озера Абрау и других бессточных котловин на Черноморском побережье Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1970. № 1. С. 89–98.

REFERENCES

1. Blagovolin N.S. *Geomorfologiya Kerchensko-Tamanskoy oblasti* (Geomorphology of the Kerch-Taman region). Moscow: AN SSSR (Publ.), 1962. 201 p.
2. *Geologiya SSSR* (Geology of the USSR). Volume IX. *Severniy Kavkaz* (North Caucasus). Part 1. *Geologicheskoye opisanie* (Geological description) / Ed. V.L. Andrushchuk, A.Ya. Dubinskiy, and V.Ye. Khain. Moscow: Nedra (Publ.), 1968. 760 p.

3. Aleksin A.G., Shardanov A.N., Yudin G.T., Dyakonov A.I., Aladats G.M., Buryak V.N., Gorlov S.I., Korotkov B.S., Lyubofeyev V.N., Nikiforov B.M., Peklo V.P., and Shimanskiy A.A. *Geologicheskiye formatsii Zapadnogo Predkavkazy* (Geological formations of the Western Ciscaucasia). Moscow: Nauka (Publ.), 1973. 155 p.
4. Izmaylov Ya.A. *Pleystotsenovaya istoriya formirovaniya poberezhya i sovremennyye tendentsii morfogeneza* (Pleistocene history of coast formation and current trends of morphogenesis). Rostov-na-Donu: Severo-Kavkazskiy nauchnyy tsentr vysshey shkoly (Publ.), 2007. 168 p.
5. Letavin A.I. and Pererva V.M. *Razryvnaya tektonika i perspektivy neftegazonosnosti Krayevoy zony Severo-Zapadnogo Kavkaza* (Fault tectonics and oil and gas potential prospects of the Marginal zone of the North-Western Caucasus). Moscow: Nauka (Publ.), 1987. 88 p.
6. Pererva V.M. Correlation between the relief and the block structure of the boundary zone of the north-western plunge of the Great Caucasus. *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1981. No. 3. P. 72–77. (in Russ.)
7. Marinin A.V. and Rastsvetaev L.M. Structural paragenesis of North-Western Caucasus, in *Problemy tektonofiziki. K sorokaletiyu sozdaniya M.V. Gzovskim laboratorii tektonofiziki v IFZ RAN* (Problems of tectonophysics. On the 40th anniversary of Laboratory of Tectonophysics foundation at the IPE RAS by M.V. Gzovskiy). 2008. P. 191–224.
8. Milanovskiy Ye.Ye. *Noveyshaya tektonika Kavkaza* (Neotectonics of Caucasus). Moscow: Nedra (Publ.), 1968. 483 p.
9. Nesmeyanov S.A. *Neostrukturnoye rayonirovaniye Severo-Zapadnogo Kavkaza (operezhayushchiye issledovaniya dlya inzhenernykh izyskaniy)* (Neostuctural zoning of the Northwestern Caucasus (advanced research for engineering surveys)). Moscow: Nedra (Publ.), 1992. 254 p.
10. Nesmeyanov S.A. and Izmaylov Ya.A. *Tektonicheskiye deformatsii Chernomorskikh terras Kavkazskogo poberezh'ya Rossii* (Tectonic deformations of the Black Sea terraces of the Caucasian coast of Russia). Moscow: PNIIS (Publ), 1995. 239 p.
11. Popkov V.I. Imbricate thrust structure of the Northwestern Caucasus. *Dokl. Akad. Nauk*. 2006. Vol. 411. No. 2. P. 223–225. (in Russ.)
12. Popkov V.I. Tectonics of the Northwestern Caucasus. *Izv. Otd. Nauk o Zemle i Prirodoresurs. Ser. Geol.* 2007. No. 11. P. 13–19. (in Russ.)
13. Rogozhin E.A., Sobisevich A.L., Sobisevich L.E., and Tveritinova T. Yu. Structural position and problems of mud volcanism origination in the late Alpine fold structure of Northwestern Caucasus: A case study of deep structure of Shugo mud volcano. *Geol. Geofiz. Yuga Rossii*. 2014. No. 3. P. 89–115. (in Russ.)
14. Trifonov V.G. *Neotektonika Yevrazii* (Neotectonics of Eurasia). Moscow: Nauchnyy mir (Publ.), 1999. 252 p.
15. Trikhunkov Ya.I. Neotectonic transformation of Cenozoic fold structures in the northwestern Caucasus. *Geotektonika*. Vol. 50. Iss. 5. P. 509–520. (in Russ). DOI: 10.1134/S0016852116040087.
16. Khain V.Ye. and Popkov V.I. *Tektonika yuzhnogo obramleniya Vostochno-Yevropeyskoy platformy. Obyasnitelnaya zapiska k tektonicheskoy karte Chernomorsko-Kaspiyskogo regiona. Masshtab 1:2500 000* (Tectonics of the southern frame of the East European platform. Explanatory note to the tectonic map of the Black Sea-Caspian region. Scale 1:2500000) / Ed. V. Ye. Khain, V.I. Popkov. Krasnodar: KubGU (Publ.), 2009. 213 p.
17. Consortium for Spatial Information (CGIAR-CSI), SRTM 90m Digital Elevation Database v4.1. 2017. Available from: <http://srtm.csi.cgiar.org/>
18. The General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO), GEBCO One Minute Grid, 2008. Available from: <https://www.gebco.net/>
19. State geological map of the USSR. Series Caucasian. Sheet L-37-XXVI, XXXII. Scale 1:200 000 / Ed. M.V. Muratov. Severo-Kavkazskoye geologicheskoye upravleniye (Publ.), 1964.
20. State geological map of the Russian Federation. Second edition. Series Caucasian. Sheet L-37-XXVI (Novorossiysk). Scale 1:200000 / Ed. V.M. Yubko. FGUGP “Kavkazgeolysymka” and GNTS FGUGP “Yuzhmorgeologiya” (Publ.), 2007.
21. Map of quaternary formations of the territory of Russia and adjacent water areas. Scale: 1: 2500000 / VSEGEI, VNIIOkeangeologiya (Publ.), 2014. 12 p.
22. Map of planation surfaces and weathering crusts of the USSR. Scale: 1:2500 000 / Ed. I.P. Gerasimov, A.V. Sidorenko. Ministerstvo geologii SSSR, Akademiya nauk SSSR (Publ.), 1971. 8 p.
23. International Gravimetric Bureau, WGM2012 Earth's gravity anomalies, 2012. Available from: <http://bgi.obs-mip.fr/>
24. Bulletin of the International Seismological Centre, 2017. Available from: <http://www.isc.ac.uk/>

25. Rastsvetaev L.M. Paragenetic method of structural analysis of disjunction tectonic violations, in *Problemy strukturnoy geologii i fiziki tektonicheskikh protsessov* (Problems of structural geology and physics of tectonic processes). GIN AN SSSR. 1987. Part 2. P. 173–235.
26. Rebetskiy Yu.L. *Tektonicheskiye napryazheniya i prochnost gornykh massivov* (Tectonic stresses and strength of rock massif). Moscow: Nauka (Publ.), 2007, 406 p.
27. Marinin A.V. and Saintot A. Comparison of methods to reconstruct paleostress regimes in the NW-Greater Caucasus fold-and-thrust belt. *C.R. Geoscience. Academie de science*. Paris. 2012. Vol. 344. No. 3–4. P. 181–190.
28. Bulanov S.A. and Trikhunkov Ya.I. Folded relief inversion as manifestation of the Earth's crust lateral compression. *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2013. (1):11–18. (in Russ). DOI:10.15356/0435-4281-2013-1-11-18.
29. Trikhunkov Ya.I. and Bachmanov D.M. Modern pushing-out structures in the axial zone of the Western Caucasus (Achishkho Range), in *Vtoraya molodezhnaya tektonofizicheskaya shkola-seminar* (Second Tectonophysical Workshop for Young Scientists). Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences. 2011. P. 108–112.
30. Popkov V.I., Kritskaya O. Yu., Ostapenko A.A., Dementyeva I.E., and Bykhalova O.N. Seismogravity deformations of the southern slope of the Northwestern Caucasus, in *Tektonika i geodinamika kontinentalnoy i okeanicheskoy litosfery: obshchie i regionalnye aspekty* (Tectonics and geodynamics of the continental and oceanic lithosphere: general and regional aspects. Materials of the XLVII Tectonic meeting). 2015. Vol. 2. P. 44–49.
31. Marinin A.V. The tectonophysical researches of the Semisamskaya anticline (North-Western Caucasus fold and thrust belt). *Geodin. Tectonofiz.* 2013. 4(4):461–484. (in Russ.) DOI:10.5800/GT-2013-4-4-0113.
32. Rastsvetaev L.M. Some peculiarities of the late Apline structure of the orogenic zones in southern USSR and recent neotectonic stresses, in *Noveyshaya tektonika, noveyshie otlozheniya i chelovek* (Recent Tectonics, Recent Deposits, and Humans). Moscow: MSU, 1973. Vol. 5. P. 57–107. (in Russ.)
33. Ostrovskiy A.B. On the origin of the Abrau lake and other internal depressions on the Black Sea coast of the Caucasus. *Izv. Akad. Nauk SSSR. Ser. Geogr.* 1970. No. 1. P. 89–98. (in Russ.)