УДК 551.24.11.248.2

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

© 2016 г. Я.И.Трихунков

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7 e-mail: jarsun 1@gmail.com Поступила в редакцию 18.03.2015 г.

Проведено морфотектоническое районирование Северо-Западного Кавказа, данные которого показывают преобладание в регионе складчатых структур, прямо выраженных в рельефе территории и продолжающих развитие в условиях современного латерального сжатия. Приводится карта проявления складчатых структур в рельефе Северо-Западного Кавказа. Выделенные на ней районы отвечают крупнейшим тектоническим структурам региона, складчатый рельеф которых находится на разных стадиях тектонической эволюции от первичных брахиантиклинальных хребтов Тамани и Сочинского района до сложных складчато-надвиговых и инверсионных складчатых хребтов осевой зоны. Приводятся данные об активных новообразованных складчатых структурах и инверсионных структурах, развивающихся унаследованно при совокупном воздействии избирательной денудации, послойного взбрасывания и надвигания.

Ключевые слова: неотектоника, активная тектоника, морфотектоника, складчатые морфоструктуры, Северо-Западный Кавказ

DOI: 10.7868/S0016853X16040081

ВВЕДЕНИЕ

Северо-Западный Кавказ (далее СЗК) как краевой сегмент складчатого сооружения Большого Кавказа был сформирован и продолжает свое развитие на периферии области коллизионного взаимодействия Скифской плиты и Закавказского массива. Оценки возраста начала складчатых деформаций варьируют в интервале от раннего эоцена до олигоцена [1, 2, 9, 10, 14, 23, 32, 34]. Coгласно данным А.В. Ершова и А.М. Никишина [7], В.Г. Трифонова [26, 27] и М.Л. Коппа [12], основная стадия орогенических движений Большого Кавказа приходится на послемайкопское время. Ч.Б. Борукаев и соавторы показывают этапное формирование олистостром южного склона Западного Кавказа в пределах временного интервала от нижнего эоцена до верхнего миоцена, однако подчеркивают важнейшую роль эпохи позднего миоцена-среднего плиоцена в формировании альпийской структуры региона и активизации орогенических движений [2]. Эти данные позволяют нам считать. что активные орогенические движения в низкогорной периклинальной области СЗК начались еще позднее: не ранее сармата-мэотиса в осевой зоне [10] и в плиоцене распространились в зоны южного и северного макросклонов, а в четвертичное время (в его современном понимании) достигли Таманского полуострова.

История развития альпийской складчатой структуры напрямую отразилась в рельефе СЗК. На современном этапе в регионе преобладают низкогорно-среднегорные складчатые хребты и впадины, строение которых последовательно усложняется, по мере продвижения на юго-восток и увеличения возраста складчатых структур. Однако на нескольких ключевых участках осевой зоны, а также и в периферийных областях горного сооружения нами и рядом других авторов [1, 8, 11, 26, 28-31] описаны примеры активных, выраженных в современном рельефе, складчатых структур. В ряде случаев эти структуры развиваются унаследованно в стиле деформаций основного этапа складчатости, а в ряде случаев являются новообразованными.

Для определения характера соотношений складчатых структур и рельефа мы используем предложенное академиком И.П. Герасимовым понятие "морфоструктура" [6]. Это понятие включает в себя как характеристику первичных деформаций поверхности (в данном случае складчатых), так и их преобразования на постскладчатом этапе под воздействием как денудационно-аккумулятивных процессов, так и тектонических. В задачи данной статьи входит выделение этой тектонической компоненты преобразований морфоструктур на новейшей рельефообразовательной стадии развития региона.

ТРИХУНКОВ

Рис. 1. Карта выражения новейших структур в рельефе Северо-Западного Кавказа

1–5 – морфотектонические районы: 1 – Таманский, 2 – Абино-Гунайский, 3 – Новороссийско-Лазаревский, 4 – Гойтхский, 5 – Сочинский (a – Адлерский подрайон, б – Пластунский подрайон); 6–12 – типология морфоструктур: 6–9 – хребты: 6 – антиклинальные, 7 – конденудационные синклинальные, 8 – конденудационные моноклинальные, 9 – кузсты, 10 – складчато-глыбовые, 11 – покровно-складчатые; 12–15 – разрывы: 12 – надвиги, 13 – взбросы, 14 – сдвиги, 15 – предполагаемые разрывы; 16 – грязевые вулканы; 17 – линия поперечного геолого-геоморфологического профиля; 18 – реки и долины прорыва хребтов. Прямоугольником показан модельный участок Ачишхо. Буквами на карте обозначены хребты: Ах – Ахун, ГКх – Главный Кавказский хребет, Гц – Галицынский (Ахштырский), Мк – Маркотхский, Кт – Котх, Кц – Коцехурский, Пш – Пшаф, ЮБх – Южный Боковой хребет; возвышенности: Зл – Зеленская, Ка – Камышеватая, КМ – Каменномысская, Кч – Курчанская, Тм – Таманская, Ф – Фонталовская, Ц – Центральная; надвиги: См – Семигорский, Б – Безепский, П – Пугупсинский, Нв – Навагинский, Бк – Бекишейский, Чм – Чемитокваджинский, В – Воронцовский, Г – Главный

Разработанная И.П. Герасимовым и Ю.А. Мещеряковым методика морфоструктурного анализа [6] в сочетании с анализом цифровых моделей рельефа и полевыми геолого-геоморфологическими исследованиями позволили нам получить новые данные об истории развития складчатой структуры СЗК и о современных проявлениях горообразовательных процессов. Было установлено, что в разных частях СЗК развиваются разные типы складчатых морфоструктур, находящиеся на разных сталиях тектонических преобразований. На этом основании в пределах СЗК нами выделено 5 морфотектонических районов (рис. 1), соответствующих крупнейшим разновозрастным тектоническим структурам и отличающихся особенностями складчатого рельефа [28, 29]. Таманский и Абино-Гунайский районы (северный макросклон горной системы) соответствуют юго-западному краю Скифской плиты и отличаются преобладанием брахиантиклинальных или моноклинальных возвышенностей и хребтов, испытывающих первичные складчатые деформации. Новороссийско-Лазаревский район (южный макросклон), отвечающий в рельефе одноименному синклинорию, а также Гойтхский район, соответствующий области периклинального погружения антиклинория Главного Кавказского хребта, отличаются преобладанием преобразованных в ходе длительного развития инверсионных складчатых морфоструктур, испытывающих, однако, складчатые деформации и на современном этапе. Сочинский район отвечает краевой части выделяемого рядом авторов Закавказского массива, вероятно продолжающегося в пределах впадины Черного моря валом Шатского [2, 11, 16, 22, 31] (см. рис. 1), и подразделен нами на два подрайона: Адлерский и Пластунский. Первый соответствует эпигерцинскому Закавказскому массиву со слабодеформированным осадочным чехлом; Пластунский подрайон отвечает структуре Воронцовского и Пластунского тектонических покровов, перекрывающих автохтон Закавказского массива.

Таким образом, в статье приводятся данные морфотектонического анализа, позволившего на детальном уровне проследить соотношения складчатой структуры и рельефа и выявить в периферийных районах, а также в осевой зоне СЗК ряд активных новообразованных складчатых структур и структур, развивающихся унаследованно в стиле основного этапа альпийской складчатости. Представленная в работе детальная схема морфотектонического районирования СЗК основана на позиции преобладания в регионе линейных складчатых морфоструктур, продолжающих развитие в условиях современного латерального сжатия [4, 12, 19, 20, 26, 30, 31] над выделяемыми рядом авторов [10, 11, 14, 20] разноуровневыми блоковыми морфоструктурами, развивающимися под действием разнонаправленных блоковых движений (клавишной тектоники). Подобный подход к детальному морфотектоническому районированию СЗК представлен впервые.

МОРФОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ХАРАКТЕРИСТИКИ ОСНОВНЫХ ТИПОВ СКЛАДЧАТЫХ МОРФОСТРУКТУР

Таманский район

Основные площади Таманского полуострова занимают аккумулятивные низменные впадины, соответствующие обширным синклиналям с пологим падением пластов. Выделяются Кизилташская, Витязевская, Ахтанизовская, Курчанская и другие впадины, имеющие низкие гипсометрические уровни (первые метры) и испытывающие тенденцию к прогибанию, вследствие чего их центральные части обычно заняты лиманами, а в случаях наиболее активного прогибания - морскими заливами, где продолжается морское осадконакопление. Примером тому служит впадина Таманского залива, в основе которой лежат три синклинали: Яновская, Сенная и Северо-Ахтанизовская, а далее к востоку впадина включает в себя Ахтанизовский лиман и продолжается в дельте Кубани [1] (см. рис. 1). Погруженные на глубину до 45-110 м верхнечаудинские и карангатские прибрежно-морские отложения Кизилташской, Витязевской, Сенной, Таманской впадин свидетельствуют об активном современном складчатом прогибании последних [1, 27]. Я.А. Измайлов описал весьма глубокий и юный тектонический прогиб, расположенный между



Курчанской и Голубицкой брахиантиклинальными грядами и соединяющий впадины Ахтанизовского и Курчанского лиманов. Морская карангатская фауна здесь была вскрыта скважиной на глубинах до 70 м [8].

Впалины разделяются узкими брахиантиклинальными грядами протяженностью 5-20 км, являющимися прямыми складчатыми морфоструктурами и имеющими преимущественно субширотную (восточно-северо-восточную) ориентировку. Выделяются такие гряды как Центральная, Цимбала, Камышеватская, Благовещенская, Фонталовская, а также Курчанская гряда субкавказского простирания. Центральная гряда, протянувшаяся от г. Карабетовой (164 м) до г. Дубовый рынок, является водораздельной линией Таманского полуострова и отделяет дельту р. Кубань и лиманы Азовоморского бассейна от Черноморских. Образование гряд относят к позднему плиоцену-раннему квартеру (в его современном понимании) [1], а развитие продолжается и сейчас. Так, крылья Центральной, Яновской, Цимбалы, Фонталовской, Камышеватой антиклиналей выполнены четвертичными морскими осадками, начиная с куяльницких и вплоть до карангатских [1, 27]. На крыльях складок и в соседних впадинах мощность субаэральных плейстоценовых суглинков достигает первых десятков метров, в то время как в осевых частях она уменьшается до 1-3 м, а также уменьшается и количество погребенных почвенных горизонтов [1, 27], что свидетельствует о современном складчатом воздымании гряд.

Наиболее древними морфоструктурами района являются гряды западной части полуострова — Зеленская, Таманская и Каменномысская, имеющие плиоценовый возраст, однако также продолжающие свое развитие на современном этапе [1]. Они носят моноклинальный характер, обрываясь аструктурными абразионными уступами к морю. Не исключено структурное единство гряд с возвышенностями Керченского полуострова.

Таким образом, размах высотного положения четвертичных отложений Тамани позволяет оценить скорости поднятия антиклинальных возвышенностей и прогибания синклинальных впадин в 0.5 мм/год, а общий размах четвертичных складчатых деформаций в 150–200 м.

Результаты исследований автора показывают четкую приуроченность грязевых вулканов Тамани к сводовым частям брахиантиклинальных гряд, что соответствует данным Е.А. Рогожина и Н.С. Благоволина [1, 24] (см. рис. 1), и позволяют связать развитие грязевого вулканизма с современным развитием складок. Рост брахиантиклинальных гряд сопровождается, а согласно данным В.И. Попкова, основанным на сейсмогеологическом профилировании [18, 19], контролируется развитием надвигов в ядрах складок. Подобные структуры имеют четко выраженное листрическое строение: крутые, иногда близвертикальные плоскости сместителей во фронтальной части, быстро выполаживающиеся и переходящие с глубиной в близгоризонтальные срывы. Брахиантиклинали, преимущественно асимметричные, формируются при этом в головных частях тектонических чешуй по фронту надвигов. Более пологие южные крылья этих чешуй перекрываются северными крыльями тыловых надвигов. Развитие подобных складчато-надвиговых структур сопровождается нагнетанием пластичных глинистых масс преимущественно майкопской серии в ядрах антиклиналей и, реже, во вдавленных синклиналях (синклиналь горы Гнилая – Шуго). Активизация вулканической деятельности связана с импульсной разрядкой тектонических напряжений во фронтальных частях надвигов, приуроченных к ядрам брахиантиклиналей [20]. Эти процессы происходят параллельно с размывом кровли складок и выведением на дневную поверхность разуплотненных пластичных глинистых масс в ядрах антиклиналей, что, в свою очередь, может усугублять грязевулканическую активность.

При решении вопроса о влиянии на складкообразование в Керченско-Таманской области тангенциального стресса мегантиклинориев Крыма и Кавказа следует обратиться к данным бурения складчатых структур западной части Предкавказского прогиба [1]. Анализ этих данных позволяет обнаружить некоторые закономерности в развитии прерывистой складчатости прогиба. Брахиантиклинали западной части прогиба (Ильский участок) ориентированы в субкавказском направлении и хорошо выражены лишь в отложениях майкопа; более молодые осадки, как правило, не дислоцированы и несогласно перекрывают складки. Западнее встречаются все более молодые структуры аналогичной субкавказской ориентировки, хорошо выраженные уже в послемайкопских толщах. 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 четвертичные отложения. Таким образом, отчетливо прослеживается волна прерывистой складчатости Предкавказского прогиба, которая в палеогене и неогене прошла с востока на запад и в плиоцен-квартере захватила (сформировала) Таманский полуостров. Следует отметить, что вектор сжатия при этом меняет свое направление с северо-восточного (СЗК) на меридиональное (основная территория Тамани) и север-северо-западное (западная часть Тамани – Керчь). Из этого следует, что в западной части региона происходит интерференция Крымского и Кавказского полей напряжения, что соотносится с данными Л.М. Расцветаева [22].

Представленная на Тамани начальная стадия складчатого орогенеза, когда параллельно развиваются современное конседиментационное и конденудационное складкообразование, а также грязевой вулканизм, является важнейшим звеном в цепи эволюционных превращений складчатого рельефа молодых орогенов. Важно отметить, что уже на начальной стадии развития в пределах брахиантиклинальных поднятий происходит заложение первичной гидросети и начинается их размыв, в то время как в синклиналях еще продолжается осадконакопление, приводящее к большим мощностям осадочных толщ в их пределах, что играет важную роль в формировании инверсионного складчатого рельефа на дальнейших этапах

Абино-Гунайский район

тектонической эволюции.

К востоку от Таманского простирается Абино-Гунайский район, соответствующий одноименному синклинорию (см. рис. 1). В общем структурном плане Большого Кавказа этот район занимает положение северного макросклона горной системы: на западе он продолжает Таманский район, а с востока к нему примыкает моноклиналь Лабино-Малкинской зоны. Однако этот район не может считаться продолжением последней, так как осадочный комплекс, формирующий моноклиналь на Западном и Центральном Кавказе, на СЗК существенно меняет состав и деформирован в процессе развития Абино-Гунайского синклинория. Верхнеюрские известняки, играющие ключевую бронирующую роль в строении куэст Лабино-Малкинской зоны, почти повсеместно перекрыты здесь субфлишевыми нижнемеловыми песчаниками, глинами, известняковыми конгломератами и смяты в складки. Следует отметить, что в районе преобладает запад-юго-западное падение осевых плоскостей складчатых структур (см. рис. 2).

Разделяющая Абино-Гунайскую и Лабино-Малкинскую зоны зона поперечных разломов, называемая рядом авторов Пшехско-Адлерской

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2016





Рис. 2. Поперечный геологический профиль I–I по линии пос. Ильский-мыс Идокопас

I — кровля отложений верхней юры (известняки, мергели и песчаники титона); 2 — кровля отложений нижнего мела (терригенно-карбонатный флиш альбского и аптского ярусов); 3 — кровля отложений верхнего мела (мергели, глины, реже известняки маастрихта); 4 — прочие отложения; 5 — контакты пластов; 6 взбросо-надвиги. Буквами обозначены морфотектонические районы: A — Новороссийский, Б — Абино-Гунайский; антиклинали: Б 3 — Безепская, Мг — Медвежьегорская, См — Семигорская, Ха — Хабльская; синклинали: АГ — Анапско-Геленджикская, Тх — Тхабская; надвиги: Б 3 — Безепский, См — Семигорский, Тг — Тугупсинский, Цм — Цемесский

[10, 11, 14, 20], отчетливо выражена лишь в рельефе северного макросклона горной системы. Морфотектонические исследования южного макросклона не обнаруживают ее положения [28]. Она не проявляется в рельефе в виде линеаментов и не вызывает вертикальных или горизонтальных деформаций продольных складчатых структур в пределах Новороссийско-Лазаревского района.

На основной территории района развита складчатость эжективного типа: широкие синклинали разделены узкими гребневидными, часто весьма протяженными (десятки километров) антиклиналями. От Таманской такая структура отличается большими амплитудами складчатых деформаций и, очевидно, большей длительностью формирования складчатых морфоструктур, в ходе которой они претерпели значительные трансформации. Так, к юго-востоку от Анапско-Джигинской поперечной флексурной зоны ядра узких гребневидных антиклиналей, в пределах которых в Таманском районе на субаквальной стадии развития только закладывается гидросеть, оказываются размытыми, превращаясь во впадины. Протяженные Безепская, Тугупсинская и другие впадины выработаны в сложенных среднеюрскими глинами ядрах антиклиналей, осложненных одноименными соскладчатыми взбросонадвигами (рис. 2). Лишь в местах обнажений бронирующих верхнеюрских известняков в ядрах антиклиналей сформировались антиклинальные хребты: Медвежьегорский, Дерби, Гейман, Тхамахинский, г. Хребтовая. В то же время широкие синклинальные впадины, бывшие на Тамани аккумулятивными низменностями или морскими заливами, в Абино-Гунайском районе воздымаются до низкогорных высот (>500 м), образуя синклинальные массивы эллиптической формы, названные В.М. Муратовым синклинальными мульдами [11] (см. рис. 2).

Вдоль границы с Индоло-Кубанским прогибом мегантиклинорий СЗК обрамляет полоса низкогорных моноклинальных хребтов и куэст. В восточной части района в междуречье Пшехи и Афипса насчитывается три цепи моноклинальных хребтов и массивов, южный из которых выражен наиболее отчетливо и условно может считаться продолжением Пастбищного хребта Западного Кавказа [5]. В междуречье Пшехи и Пшиша он представлен короткими моноклинальными массивами Белая (724 м) и Полба (426 м), а к западу от долины р. Пшиш – протяженными моноклинальными хребтами Пшаф и Котх. Хребты прорезаны долинами прорыва р.р. Псекупс, Кобза, Афипс, Убин, Хабль, Ахтырь и имеют наиболее крутые уступы в местах прорыва. Северный структурный склон хребтов бронирован кампанскими и маастрихтскими известняками и песчаниками, а на более крутом аструктурном южном склоне последовательно обнажаются породы

сантонского-альбского ярусов мела. В восточной части северный структурный склон хребта Котх осложняет антиклиналь Мирной балки, прямо выраженная в рельефе в виде хребта, параллельного основному гребню. В западной части района хребет Пшаф распадается на цепь постепенно понижающихся слаборазличимых моноклинальных массивов – г.г. Ламбина (345 м), Острая Могила (287 м), Лихтеров Бугор (188 м), Скаженная (198 м) и других, простирающихся до правобережья р. Абин. Следующая к северо-востоку цепь моноклинальных массивов отстоит от описанных хребтов на 1.5-2 км. Она расположена в междуречье р.р. Пшиш и Хабль и на всем протяжении бронирована палеоценовыми и нижнезоценовыми песчаниками, известняками и конгломератами. Вдоль ее северного подножия простирается протяженная моноклинальная впадина, соответствующая выходу терригенно-карбонатных пород олигоцена и нижнего миоцена. К оси впадины приурочены верховья небольших притоков Пшиша, Псекупса и Афипса, и, кроме того, здесь проходит дорога Хадыженск-Горячий Ключ. Западнее в зоне Джанхотского поперечного нарушения, с которым связано замыкание Абино-Гунайского синклинория и погружение слагающих его юрских и нижнемеловых пород под толщи верхнемеловых и палеогеновых осадков, моноклинальные хребты и куэты не развиты.

Таким образом, Абино-Гунайский район являет пример сложного сочетания хребтов и массивов синклинального, антиклинального и моноклинального строения, отвечающих бронирующим литологическим комплексам. Структурно-денудационный рельеф района представляет промежуточную стадию развития, переходную от прямых складчатых к инверсионным морфоструктурам с длительной историей развития, начинающейся, вероятно, с плиоцена.

Новороссийско-Лазаревский и Гойтхско-Ачишхинский районы

Новороссийско-Лазаревский район формирует зону южного макросклона горной системы. Тектонической основой района является Новороссийско-Лазаревский синклинорий, выполненный преимущественно карбонатным и терригенно-карбонатным флишем мелового возраста с преобладанием известняков, песчаников и мергелей. На этой основе развита значительно более напряженная линейная складчатость, в сравнении с районами, описанными выше. Анализ складчатой структуры и литературные данные [18, 22, 31, 36] свидетельствуют о том, что падение осевых плоскостей складок и сместителей соскладчатых разломов меняется в Новороссийском районе на север-северо-восточное.

Развитый на подобной структурно-литологической основе структурный рельеф района приобретает черты инверсионного складчатого. Протяженные хребты Коцехурский, Маркотхский, Гибеусский, Псебский, Аутль имеют синклинальное и местами моноклинальное строение в разрезе (см. рис. 1). В местах развития асимметричных синклиналей гребни хребтов приурочены к наиболее поднятым субвертикальным крыльям складок, а в случае симметричных складок – к их ядрам. Перечисленные хребты ограничены узкими протяженными впадинами – Михайловской (130 км), Прасковеевско-Псебской (85 км), Безепской, Калежской (95 км), Бекишейской и др. (в названиях впадин использованы названия расположенных в них поселков и рек). Впадины соответствуют ядрам крупных асимметричных антиклиналей, формирующихся, согласно данным сейсмогеологического профилирования, во фронтальных частях надвиговых чешуй [18]. Аналогично Таманскому району, соскладчатые надвиги в основе антиклиналей имеют четко выраженное листрическое строение (см. рис. 2). В приповерхностной части эти соскладчатые структуры являются взбросами, но с глубиной выполаживаются, переходя в близгоризонтальные срывы [18, 19].

Предпосылкой для формирования инверсионного рельефа следует считать накопление больших мощностей пластов осадочных пород в синклинальных впадинах при конседиментационном складкообразовании и размытии этих же менее мощных пластов в ядрах антиклиналей уже на субаквальной стадии развития, представленной ныне на Тамани. В условиях продолжающегося развития складок, геодинамическая активность соскладчатых разломов придает дополнительный импульс синклинальным массивам, зажатым между двумя соседними взбросо-надвигами в ядрах антиклиналей, что способствует формированию структур типа клиньев выжимания. В сочетании с избирательной денудацией, эти процессы формируют достаточно контрастный инверсионный складчатый рельеф, формирование которого подробно описано ниже на примере хребта Ачишхо.

На юго-востоке региона, в Гойтхско-Ачишхинском районе, согласно данным Е.Е. Милановского [10] и В.М. Муратова [11], уже в сармате существовали низкие горы. Тектонической основой района является Гойтхский антиклинорий, состоящий из трех структурно-формационных зон: Гойтхской, Псехако-Березовской и Краснополянской [24, 32], выполненных преимущественно глинистыми породами нижней—средней юры с существенным участием вулканогенных образований. На подобной структурно-литологической основе развита достаточно напряженная складчатость без ярко выраженной вергентности. Антиклинорий отчетливо расчленяется на анти-

клинальное ядро и два обрамляющих его синклинальных крыла [24, 32]. Вместе эти структуры облекают с северо-запада погружающиеся в бассейне р. Белой структуры Главного и Бокового хребтов Большого Кавказа (ассоциирующиеся с Псеашхинским синклинорием и Архыз-Гузерипльской зоной) и принимают функцию осевого поднятия горной системы, а в поперечной Туапсинской флексурной зоне (Гойтхский перевал) теряют эту функцию, уступая ее синклинальным хребтам Новороссийско-Лазаревского района. В районе преобладают моноклинальные хребты или хребты, заложенные в осевых зонах синклиналей, значительно переработанные разрывной тектоникой. Подобные морфоструктуры имеют в разрезе пирамидальный профиль с гребнем, приуроченным к одному из крыльев (хр. Аутль), или ядру синклинали (г. Большая Чура, Батарейная, Ачишхо). Доминирующие вершины хребтов часто сложены бронирующими комплексами вулканогенных пород и представляют собой отпрепарированные в рельефе пластовые интрузии. Однако, несмотря на относительную древность складчатого рельефа района, здесь описаны примеры активного современного роста хребтов в ядрах синклиналей, выполненных податливыми к разрушению глинистыми породами.

Совместно с Д.М. Бачмановым нами изучен хребет Ачишхо, который является частью Южного Бокового хребта (ЮБХ) и принимает на себя роль главного водораздела Большого Кавказа (ГВХ), разделяя бассейны рек Мзымта и Кубань (рис. 3) [30]. Хребет отвечает в рельефе Ачишхинско-Чуринской синклинали [32], формирующей южное крыло Гойтхского антиклинория и выполненной породами тоара и аалена с преобладанием аргиллитов, алевролитов, глинистых сланцев, песчаников и порфиритов [11]. В условиях завершившейся складчатости на подобной литологической основе под действием селективной денудации обычно вырабатывается контрастный альпинотипный рельеф. Более устойчивые к разрушению породы, в данном случае порфириты, как правило, выступают в качестве бронирующего литологического комплекса, формируя скальные уступы и островерхие пики. Элементы рельефа, сложенные податливыми к размыву глинистыми породами, имеют пологий выровненный профиль: в местах их обнажения на гребнях формируются перевальные седловины [13, 17]. Однако рельеф исследованного участка синклинального хребта Ачишхо противоречит этой схеме. Срединный участок северного отрога данного хребта, выполненный глинистыми породами, заметно возвышается над участками, сложенными порфиритами (рис. 4). Этот факт побудил нас к проведению детальных исследований в этом районе.

Нами изучены два модельных участка, расположенные на соседних отрогах северо-восточно-

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2016



Рис. 3. Общая геолого-геоморфологическая схема модельного участка Ачишхо

1 – выдающиеся вершины; 2 – хребты; 3 – ось Ачишхинско-Чуринской синклинали; 4 – зона повышенной активности эрозионно-гравитационных процессов в долине р. Бешенка (бассейн Мзымты). Положение рисунков 4А и 4Б показано в прямоугольниках

го склона хребта Ачишхо (см. рис. 3). Хребет имеет субкавказское простирание и размыт таким образом, что его осевой гребень сместился на полкилометра в сторону южного крыла Ачишхинско-Чуринской синклинали, лежащей в его основе. Ядро синклинали оказалось расчленено верховьями рек Березовая (бассейн Кубани), Ачипсе и Бешенка (бассейн Мзымты) на отдельные фрагменты, перпендикулярные основному хребту и оси складки. В результате на склонах этих отрогов сформировались наглядные и доступные для изучения разрезы хребта Ачишхо с характерным синклинальным строением (см. рис. 4).

Первый модельный участок А расположен в 500 м к северо-востоку от горы Ачишхо (2390 м) на центральном отроге хребта, несущем роль главного водораздела Большого Кавказа (ГВХ) (см. рис. 3). На восточном склоне этого отрога представлен разрез синклинали, крылья которой сложены порфиритом с субвертикальным падением пластов. Бежево-серые порфириты на крыльях складки выветриваются в виде столбчатых отдельностей и формируют крутые скальные уступы и пики. Ядро складки выполнено черными глинистыми сланцами и аргиллитами (см. рис. 4А). Базальная пачка этих пород мощностью до 25 м в зоне контакта с порфиритами носит признаки тектонизации. По контакту сочится вода, породы ожелезнены и отличаются более плотной упаковкой, чем породы основной части

ядра, брекчированностью и искривлением сланцевых пластин.

На гребне зона контакта порфиритов и сланцев размыта, и к ней приурочена перевальная селловина (рис. 5А). С северо-востока над селловиной ступенчато возвышаются три уступа. образованные пачками тонкоплитчатых черных глинистых сланцев. Породы базальной пачки падают на север в сторону ядра складки под углом 25°, что на 60° круче угла падения порфиритов (см. рис. 5А). В основании уступа на контакте с порфиритами отмечаются явные признаки тектонизации. В прослоях сланцев (мощность до 0.5 м) на контакте развито ожелезнение, сложная мелкая складчатость и совершенный кливаж. Вышележащие пачки, формирующие уступы, залегают также с несогласием на нижележащих, но падают на север под более крутыми углами – 45° и 75° соответственно (см. рис. 5А). Таким образом, на южном крыле складки мы наблюдаем серию послойных взбросо-надвигов, перемещающих пачки сланцев в ядре складки, относительно толщи порфиритов, слагающих ее крыло.

На северном крыле складки зона контакта глинистых сланцев и порфиритов выражена иначе, чем на южном крыле (см. рис. 5Б). Пласты сланцев полого (под углом 20°) падают на юг, перекрывая пачку порфиритов, залегающих субвертикально. Очевидно, некогда порфириты выступали на гребне в виде скальных пиков и выветривались, а позднее были перекрыты пачкой надвинувшихся с юга глинистых сланцев. В зоне контакта также отмечены явные признаки тектонизации: прослои сланцев перемяты и ожелезнены.

Гребень в зоне ядра складки также состоит из серии ступеней, последовательно повышающихся к оси складки. Каждая лежащая выше по разрезу пачка пород образует на гребне ступень, возвышающуюся над поверхностью нижележащей пачки на 10-30 м. Всего таких ступеней на гребне нами выделено 6, соответственно по три с каждой стороны от оси складки. Оказалось, что пласты сланцев на поверхности пачек-ступеней падают на 6°-15° положе, чем под уступами ступеней. На контактах пачек нами отмечены признаки тектонизации пород, аналогичные описанным выше. Эта картина, прослеженная нами на всем протяжении гребня и зафиксированная в 12-ти точках наблюдения, свидетельствует о последовательном взбрасывании и заваливании пачек глинистых пород, образующих ступени на гребне, от оси складки в сторону ее крыльев.

У подножья хребта, в зоне ядра складки, сформировался мощный оползневой амфитеатр, состоящий из нескольких генераций оползней. Размеры отдельных оползневых тел достигают 70—80 м в поперечнике. Это свидетельствует об активной селективной денудации глинистых пород ядра.



Рис. 4. Структурно-геоморфологическая схема строения Ачишхинского конденудационного синклинального хребта: А – разрез центрального отрога (участок А); Б – разрез юго-восточного отрога (участок Б) *1* – среднеюрские порфириты; *2* – среднеюрские глинистые сланцы и аргиллиты; *3* – направления латерального сжа-тия; *4* – межпластовые разломы; *5* – контакты пластов; *6* – оползневые тела. Положение рисунков 5А и 5Б показано в прямоугольниках

ГЕОТЕКТОНИКА Nº 5 2016



Рис. 5. Надвиги на крыльях Ачишхинско-Чуринской синклинали: А – на юго-западном крыле; Б – на северо-восточном крыле

1, 2 – межпластовые разломы: 1 – видимые, 2 – предполагаемые; 3 – контакты пластов; 4 – углы падения пластов

В то же время под крыльями складки, сложенными порфиритами, аналогичной картины не наблюдается. Здесь отмечены лишь небольшие коллювиальные конусы. При учете прочностного различия порфиритов и глинистых пород, под действием селективной денудации доминирующее положение в рельефе хребта должны занимать вершины, сложенные порфиритом. Однако вершина, выполненная глинистыми породами, вопреки воздействию денудации, превышает соседние части гребня, сложенные порфиритом, почти на 200 м. Все эти признаки свидетельствуют об условиях активного современного латерального сжатия, в которых происходит выжимание формирующих вершину глинистых пород из ядра синклинали под давлением ее крыльев, существенно превосходящее по скорости размыв хребта. Движение глинистой массы активно осуществляется по межпластовым разломам на контакте сланец/порфирит. В самом ядре складки в условиях тангенциального стресса, очевидно, происходит процесс послойного взбрасывания, отраженный в ступенчатом характере рельефа вершины. На выходе из зоны стресса наступает тектоническая релаксация породы, что выражено в разваливании вершинной поверхности под действием послойного выжимания и гравитации (см. рис. 4А). Таким образом, здесь происходит активный рост хребта в ядре синклинали при взаимодействии процессов латерального сжатия, послойного взбрасывания и выжимания пород в ядре складки, превосходящих по своей интенсивности эрозионно-оползневые процессы. Аналогичный механизм формирования синклинальных хребтов описан С.А. Булановым на Памире (хребет Петра Первого) [4].

Модельный участок Б представляет собой разрез той же синклинали в километре к юго-востоку от участка А на склоне соседнего юго-восточного отрога хребта Ачишхо, расположенного полностью в пределах бассейна р. Мзымта. Его южный склон обрывается крутым уступом непосредственно в долину этой реки, а северный склон дренируется притоком Мзымты – р. Ачипсе (см. рис. 4Б). Исследованная нами на участке А синклиналь устроена здесь аналогично: это та же субвертикальная линейная складка, крылья которой сложены порфиритами, а ядро – глинистыми породами. На контактах пород ядра и крыльев также присутствуют признаки послойного скольжения и контактной тектонизации пород. Пачки глинистых сланцев и аргиллитов ядра складки образуют на гребне серию ступеней, хотя их высота и выраженность в рельефе значительно меньше. Эти признаки свидетельствуют об участии процессов послойного взбрасывания и выжимания в формировании хребта на участке Б. Однако мы не наблюдаем здесь воздымания ядра синклинали, как это происходит на участке А. Это обусловлено положением участка Б в верховьях мощного эрозионного цирка непосредственно над долиной р. Мзымта в среднем течении, где глубина ее долины почти на 1.5 км превосходит глубину эрозионного расчленения на участке А. Скорость эрозионных и склоновых процессов здесь значительно выше скорости выжимания пластичных пород ядра синклинали, и глинистый материал в ядре складки размывается быстрее. В результате на участке гребня, соответствующем ядру складки, сформировалась перевальная седловина, а вершины хребта, отвечающие прочным порфиритовым крыльям синклинали, оказались на 300-400 м выше (см. рис. 4Б).

Таким образом, можно отметить, что развитие в осевой зоне Северо-Западного Кавказа инвер-

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2016

сионных складчатых структур свидетельствует об условиях современного тангенциального сжатия, в которых продолжаются складчатые деформации. На примере изученных нами участков хребта Ачишхо можно увидеть различные стадии эволюции складчатых морфоструктур. Стадия первичного сжатия и развития складок, аналогичная описанной нами в Таманском районе, не представлена в осевой зоне мегантиклинория. Вторая стадия инверсии складчатых морфоструктур проявляется на участке А. Под действием продолжающегося сжатия синклиналей, более интенсивного, чем процессы селективной денудации, здесь формируются инверсионные складчатые морфоструктуры типа хребта Ачишхо, где древняя синклиналь развивается как современное антиклинальное поднятие с инверсионным залеганием слоев. Перечисленные выше хребты Гойтхско-Ачишхинского и Новороссийско-Лазаревского районов, имеющие синклинальное строение в разрезе и развивающиеся в осевых зонах синклиналей при совокупном действии избирательной денудации, латерального сжатия, послойного взбрасывания и выжимания, следует называть конденудационными синклинальными хребтами.

На следующей стадии, представленной на участке Б, при исчерпании пластичного материала в ядре складки в условиях более интенсивной денудации, рост структур выжимания приостанавливается и начинается их разрушение. При этом доминирующее положение в рельефе занимают бронирующие литологические комплексы.

В восточной части Новороссийско-Лазаревского района (Чвежипсинская зона), граничащей с высокогорным Западным Кавказом, представлены наиболее зрелые морфоструктуры. Хребты Амуко, Иегош являют примеры морфоструктур, состоящих из целой серии плотно сжатых узких складок, консолидированных в единый массив, поднятый по плоскостям надвигов в виде клина выжимания. Подобные морфоструктуры следует именовать складчато-глыбовыми. Типично глыбовое строение в пределах всего Западного Кавказа вплоть до верховий р. Пшеха на западе присуще Главному хребту и его коротким отрогам, сложенным герцинскими метаморфическими породами.

Преобладание инверсионных складчатых и складчато-глыбовых морфоструктур в Новороссийско-Лазаревском и Гойтхском районах свидетельствует о большей длительности развития складчатого рельефа осевой зоны и зоны южного макросклона СЗК, в сравнении с зоной северного макросклона (Абино-Гунайский район) и периферийным Таманским районом.

Сочинский район

Район тектонически соответствует эпигерцинскому Закавказскому массиву и подразделен нами на 2 подрайона: Адлерский и Пластунский. Аллерский подрайон соответствует основной зоне Закавказского массива со слабодеформированным осадочным чехлом и пологоволнистым складчатым рельефом, на фоне которого контрастно выделяются исследованные нами антиклинальные хребты Галицынский (Ахштырский), Ахун, Бытха, а также моноклинальный Верхнениколаевский хребет. Эти хребты развиваются в виде правильных сводов вкрест течению местных рек и прорезаны антецедентными долинами. При пересечении хребтов долины приобретают характер ящикообразных ущелий со спрямленными руслами. В ядрах складок зафиксированы соскладчатые надвиги, проявляющиеся в виде водопадных ступеней и заметные на стенах ущелий [29]. Антиклинальные хребты контрастно выделяются на фоне синклинальных или моноклинальных впадин, где преобладает аккумуляция. В пределах Ахштырской впадины, прилегающей с юга к Галицынскому антиклинальному хребту. нами зафиксированы складчатые деформации речных террас карангатского возраста, что свидетельствует о четвертичном возрасте этих складчатых структур [36]. Косвенным признаком современной активности этих складчатых структур также является их акцентированная морфология, ящикообразный профиль прорезающих их антецедентных ущелий и четко выраженные надвиговые водопадные ступени внутри ущелий. В целом складчатый рельеф Сочинского района напоминает рельеф Тамани и находится на начальных стадиях развития, однако скорость роста значительно превосходит таковую для морфоструктур Тамани, что можно объяснить более мощным сжатием в зоне непосредственного контакта Северо-Западного Кавказа и Закавказского массива [36, 38].

Тектоническую основу рельефа Пластунского подрайона покровных ступеней составляют аллохтонные структуры, развитые в верхнем структурном этаже осадков Новороссийско-Лазаревского флишевого прогиба (Чвежипсинской зоны). Они надвинуты с севера по плоскостям Пластунского и Воронцовского тектонических покровов и перекрывают автохтон Закавказского массива. Во фронтальных зонах покровов сформировались покровно-складчатые хребты Алек и Воронцовский. Детальные исследования в зоне Воронцовского покрова позволили установить разрывные деформации двух террас р. Сочи карангатского возраста (II-я и IV-я надпойменные террасы, при подсчете от устья реки) [8, 33, 38], свидетельствующие о современной активности покрова. На крутом склоне антецедентного ущелья Пластунские ворота, образованного рекой Сочи при пересечении покровно-складчатого Воронцовского хребта, обе карангатские террасы деформированы на 25 и 50 метров соответственно относительно их ненарушенного положения в пределах Пластунской впадины. Расстояние между террасами возрастает здесь на 25 метров, что связано с более длительными деформациями более древней карангатской (ашейской) террасы. В обнажении на стене ущелья непосредственно над уступом второй террасы нами описана вся система деформирующего террасу Воронцовского надвига. Он имеет ширину около 50-60 м и состоит из серии отдельных надвигов, разделенных чешуями пород казачебродской свиты верхнего мела. обладающих разной степенью брекчированности, с многочисленными свежими зеркалами скольжения, сильной карбонатной и железистой минерализацией [36, 38].

В тыловой и центральной частях покровов развит аструктурный рельеф, что соответствует условиям общей тектонико-гравитационной дезинтеграции пород аллохтона, описанной Ф.Л. Яковлевым и его соавторами [35].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате проведенных исследований установлено, что в осевой зоне СЗК на древнем юрском и меловом субстрате, так же, как и в периферийных зонах на слаболитифицированных кайнозойских осадочных толщах, активно развиваются складчатые морфоструктуры общекавказского и широтного (Тамань) простирания. Эти данные подтверждают действие на Северо-Западном Кавказе современного регионального сжатия ЮЗ-СВ направления, приобретающего в Таманском районе меридиональный вектор.

Пересечение Северо-Западного Кавказа по простиранию с юго-востока на северо-запад демонстрирует закономерную смену различных стадий эволюции складчатых морфоструктур, отражающую длительность неотектонических преобразований. Прямые складчатые морфоструктуры – брахиантиклинальные поднятия периферийных Таманского и Сочинского районов (Адлерского подрайона) начинают размываться еще на стадии конседиментационного складкообразования. Это приводит к тому, что в более длительно развивающемся Абино-Гунайском районе в ядрах антиклиналей уже закладываются речные долины, а водоразделы переходят на синклинальные массивы. Прямые формы складчатого рельефа сохраняются лишь в местах обнажения бронирующих комплексов в ядрах антиклиналей. В Новороссийско-Лазаревском и Гойтхско-Ачишхинском районах господствуют более зрелые инверсионные складчато-глыбовые морфоструктуры, созданные благодаря длительному совокуп-

2016

ному действию избирательной денудации и складчато-разрывной тектоники. Стадия разрушения складчатых морфоструктур представлена покровно-складчатыми хребтами Пластунского подрайона. На крайнем юго-востоке СЗК, где экспонируются кристаллические породы фундамента Скифской плиты, складчатые морфоструктуры уже не представлены и уступают место глыбовым.

Эти данные подтверждают, что складчатое сооружение C3K является гетерогенным и гетерохронным сводовым поднятием. Исходная поверхность этой территории деформировалась в разных ее частях в разное время, а местами и на субаквальной стадии развития, параллельно с продолжающимся осадконакоплением. Вследствие этого мы не можем выделить на C3K единой для всего региона исходной поверхности выравнивания, которая могла бы послужить репером в выяснении возраста орогена. Складчатонадвиговые деформации на C3K на современном этапе продолжают свое развитие унаследованно в стиле деформаций основного этапа складчатости.

В осевой зоне и зоне южного макросклона СЗК преобладает инверсионный складчатый рельеф. Впадины занимают здесь осевые зоны антиклинальных поднятий, а хребты соответствуют синклиналям. Если предполагать остановку складчатых движений и воздействие описываемых денудационных процессов на "мертвую" складчатую структуру, то получается классическая модель развития инверсионного складчатого рельефа, представленная в ряде работ прошлого века [5, 11, 13, 17]. Однако современные складчатые преобразования, ярко проявляющиеся как на периферии, так и в осевой зоне горного сооружения, позволяют нам предложить несколько иной механизм формирования инверсионного складчатого рельефа. Его предпосылкой следует считать развитие первичных брахиантиклинальных возвышенностей еще на субаквальной стадии развития, когда на поверхности их надводных частей уже начинается заложение первичной гидросети и происходит их размыв, в то время как в синклиналях, занятых лиманами или морскими заливами, еще продолжается осадконакопление, приводящее к формированию больших мощностей осадочных толщ в их пределах. В условиях продолжающегося развития складок этот факт играет важную роль в формировании на дальнейших этапах тектонической эволюции складчатой структуры и рельефа. Гидросеть, дренирующая зоны антиклиналей, продолжает свое развитие на стадии полного осушения и начала дифференцированных орогенных поднятий территории, обнажая все более глубокие слои в ядрах складок, чему во многом способствует повышенная трещиноватость пород в осевых зонах антиклиналей. На аэральном этапе развития гидросеть заклады-

вается также и в пределах синклинальных впадин, но здесь нарушение сплошности пластов, выполняющих складку, происходит значительно позднее и медленнее, вследствие больших мощностей последних в пределах синклиналей, нежели чем в соседних антиклиналях, что, как мы уже отмечали, является следствием конседиментационного развития складок на субаквальном этапе. Впоследствии подобное развитие приводит к выведению всех складчатых структур на сходные гипсометрические уровни, а позднее к доминированию хребтов, развитых в осевых зонах синклиналей. В условиях продолжающегося латерального сжатия конденудационное развитие синклинальных морфоструктур идет уже по иному пути. Эрозионное препарирование осевых зон антиклиналей в сочетании с процессами послойного взбрасывания и выжимания на контактах пластичных и компетентных пород приводит к увеличению крутизны склонов, усилению контрастности складчатого рельефа и, в конечном счете, к изолированному самостоятельному развитию конденудационных синклинальных хребтов.

выводы

1. Установлено, что новейшие складчатые деформации на Северо-Западном Кавказе наследуют направление и кинематические особенности альпийской складчатой структуры северо-западного, а на Тамани – широтного простирания. Это позволяет считать, что горное сооружение продолжает развиваться в условиях юго-запад-северо-восточного, а на Тамани – меридионального сжатия.

2. Пересечение СЗК с северо-запада на юговосток представляет пример закономерной смены различных стадий эволюции складчатых морфоструктур, отражающих длительность их неотектонических преобразований. Прямые складчатые морфоструктуры периферийных Таманского и Сочинского районов (Адлерского подрайона) в осевой зоне в Новороссийско-Лазаревском и Гойтхском районах уступают место инверсионным складчатым и далее складчато-глыбовым морфоструктурам, созданным благодаря длительному совокупному действию избирательной денудации и складчато-разрывной тектоники. Стадия разрушения складчатых морфоструктур представлена покровно-складчатыми хребтами Пластунского подрайона. На крайнем юго-востоке осевой зоны СЗК, где экспонируются кристаллические породы фундамента Скифской плиты, складчатые морфоструктуры уступают место глыбовым.

3. Развитие инверсионного рельефа вызвано совокупным действием избирательной денудации, послойного взбрасывания и выжимания в условиях латерального сжатия и продолжающегося развития складок. В результате этих процессов формируются инверсионные складчатые морфоструктуры типа конденудационных синклинальных хребтов.

4. Складчатое сооружение СЗК является гетерогенным и гетерохронным сводовым поднятием. Исходная поверхность этой территории деформировалась в разных ее частях в разное время, местами на субаквальной стадии развития, параллельно с продолжающимся осадконакоплением. Вследствие этого мы не можем выделить на СЗК единой для всего региона исходной поверхности выравнивания, которая могла бы послужить репером в выяснении возраста орогена.

Благодарности. Автор искренне признателен рецензентам Н.В. Короновскому и Е.А. Рогожину за ценные замечания к данной работе, а также В.Г. Трифонову, С.А. Буланову, Л.М. Расцветаеву, М.Л. Коппу, В.И. Попкову, А.В. Маринину, А.И. Кожурину, Д.М. Бачманову, Е.А. Зеленину и А.А. Колесниченко за консультации и техническую поддержку в подготовке данной работы.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 14-05-31519 мол_а "Новейшая тектоника как источник опасных геодинамических процессов Северо-Западного Кавказа (на примере ключевых участков)".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Благоволин Н.С. Геоморфология Керченско-Таманской области. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 201 с.
- Борукаев Ч.Б., Расцветаев Л.М., Щерба И.Г. Мезозойские и кайнозойские олистостромы на южном склоне Западного Кавказа // Бюлл. МОИП. 1981. Т. 56. Вып. 6. С. 32–44.
- 3. *Буланов С.А.* Расчленение складчатого орогена в условиях регионального сжатия (на примере зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня) // Геоморфология. 1993. № 4. С. 68–73.
- 4. Буланов С.А., Трихунков Я.И. Инверсия складчатого рельефа как показатель тангенциального сжатия земной коры // Геоморфология. 2013. № 1. С. 11–18.
- 5. Гвоздецкий Н.А. Физическая география Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1954. Вып. 1. 204 с.
- Герасимов И.П., Мещеряков Ю.А. Понятия "морфоструктура" и "морфоскульптура" и использование их в целях геоморфологического анализа / Ред. Герасимов И.П. // Рельеф Земли. М.: Наука, 1967. С. 6–28.
- 7. *Ершов А.В., Никишин А.М.* Новейшая геодинамика Кавказско-Аравийско-Восточно-Африканского региона // Геотектоника. 2004. № 2. С. 55–72.
- Измайлов Я.А. Плейстоценовая история формирования побережья и современные тенденции морфогенеза. Ростов-на-Дону.: Издательство Северо-Кавказского научного центра высшей школы, 2007. 168 с.

- 9. *Маринин А.В., Копаевич Л.Ф., Ступин С.И.* Геологическое строение участка долины р. Убинка (Северо-Западный Кавказ) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 5. С. 33–41.
- 10. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
- Муратов В.М. Неотектоника и рельеф Северо-Западного Кавказа // Автореф. дис. канд. геогр. наук. М.: ИГ АН СССР, 1965. 303 с.
- 12. Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2005, 340 с.
- 13. Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Общая геоморфология. М.: Высшая школа, 1988, 318 с.
- Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа (опережающие исследования для инженерных изысканий). М.: Недра, 1992. 254 с.
- Несмеянов С.А, Измайлов Я.А. Тектонические деформации Черноморских террас Кавказского побережья России. М.: ПНИИИС, 1995. 239 с.
- Никишин А.М., Ершов А.В., Никишин В.А. Геологическая история Западного Кавказа и сопряженных краевых прогибов на основе анализа регионального сбалансированного разреза // ДАН. 2010. Т. 430. № 4. С. 515–517.
- 17. Оллиер К. Тектоника и рельеф. М.: Недра, 1984. 459 с.
- Попков В.И. Чешуйчато-надвиговое строение Северо-Западного Кавказа // Доклады Академии наук. 2006. Т. 411. № 2. С. 223–225.
- Попков В.И. Тектоника Северо-Западного Кавказа // Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсах. Геология. 2007. № 11. С. 13–19.
- Попков В.И. Геодинамическая обстановка формирования структуры Западно-Кавказских кайнозойских прогибов // Геология, география и глобальная энергия. 2010. № 3. С. 23–26.
- Ранцман Е.Я. Морфоструктурное районирование и некоторые вопросы геодинамики Большого Кавказа // Геоморфология. 1985. № 1. С. 3–17.
- 22. 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.
- Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю. Позднеальпийские дизъюнктивные системы и геодинамика Западного Кавказа // Физика Земли. 2010, № 5. С. 31–40.
- 24. Рогожин Е.А., Шолпо В.Н. Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа // Геотектоника. 1988. № 5. С. 79–93.
- 25. 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.

- Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. Москва: Научный мир, 1999. 252 с.
- 27. *Трифонов В.Г., Караханян А.С.* Динамика Земли и развитие общества. М.: ОГИ, 2008. 440 с.
- 28. *Трихунков Я.И*. Морфоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа // Геоморфология. 2008. № 2. С. 97–107.
- Трихунков Я.И. Система морфоструктур и сейсмичность Северо-Западного Кавказа / Отв. ред. Лихачева Э.А. Геоморфологические системы: свойства, иерархия, организованность // М.: Медиа-ПРЕСС, 2010. С. 101–115.
- 30. Трихунков Я.И., Бачманов Д.М. Современные структуры выжимания в осевой зоне Западного Кавказа (Хребет Ачишхо) / Ред. Ребецкий. Ю.Л. Вторая молодежная тектонофизическая школа-семинар // М.: ИФЗ РАН, 2011. С. 108–112.
- Хаин В.Е., Попков В.И., Чехович П.А. Важнейшие геоструктуры Черноморско-Каспийского региона / Ред. Бабешко В.А. Экологический вестник научных центров ЧЭС // Краснодар: Изд-во КБГУ, 2006. С. 105–112.
- 32. Шолпо В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А. Складчатость Большого Кавказа. Москва: Наука, 1993. 192 с.
- Щелинский В.Е. Палеолит Черноморского побережья Северо-Западного Кавказа (памятники открытого типа). СПб.: Европейский дом, 2007. 189 с.

- 34. Щерба И.Г. Кайнозойские олистостромы Альпийской складчатой области // Геотектоника. 1983. № 6. С. 90–106.
- 35. Яковлев Ф.Л., Маринин А.В., Сим Л.А., Гордеев П.П. Поля тектонических напряжений и поля деформаций Воронцовского покрова (Северо-Западный Кавказ) / Ред. Ребецкий Ю.Л. Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН // М.: Изд. ИФЗ РАН, 2008. С. 319–333.
- 36. *Яковлев* Ф.Л. Деформационный многоранговый анализ и структурные парагенезы: сравнение подходов и результатов // Вестник КРАУНЦ: Науки о Земле. 2010. № 2. Вып. № 16. С. 179–193.
- Trikhunkov Ya.I., Zelenin E.A. Active folded structures of the Western Caucasus (Sochi region) / Philippe Vernant (ed.) // Geophysical Research Abstracts. 2014. Vol. 16. http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2014/sessionprogramme/GM
- Trikhunkov Ya.I., Zelenin E.A., Kolesnichenko A.A. Deformation of Late Quaternary fluvial terraces in the Sochi region, Western Caucasus // Quaternary Perspectives on Climate Change, Natural Hazards and Civilization: XIX INQUA Congress (27 July–2 August, 2015, Nagoya, Japan). Abstract T00973. Nagoya, 2015.

Рецензенты: Н.В. Короновский, Е.А. Рогожин

Neotectonic Transformation of Cenozoic Fold Structures in the Northwestern Caucasus

Ya. I. Trikhunkov

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia e-mail: jarsun1@gmail.com Received March 18, 2015

Abstract—The performed morphotectonic regionalization of the northwestern Caucasus shows that the fold structures directly expressed in the topography of the territory and continuing to evolve under conditions of contemporary lateral compression predominate in the northwestern Caucasus. A map of fold structures expressed in the topography of the northwestern Caucasus is presented. The districts distinguished therein correspond to the largest regional tectonic units, the fold topography of which occurs at various stages of tectonic evolution from primary brachyanticlinal ridges of the Taman and Sochi districts to the complex fold—thrust and inversion fold ridges of the axial zone. Data on active newly formed fold and inversion structures are given. These inherited structures develop under the combined action of selective denudation, bedding-plane upthrow faulting, and thrusting.

Keywords: neotectonics, active tectonics, morphotectonics, fold morphostructure, northwestern Caucasus