ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ РЕЧНЫЕ ТЕРРАСЫ КАК ИНДИКАТОР ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ СОЧИНСКОГО МОРФОСТРУКТУРНОГО РАЙОНА

Я.И. Трихунков¹, Е.А. Зеленин¹, А.В. Маринин², А.А. Колесниченко¹, Е.А. Шалаева¹, П.Д. Фролов¹, А.О. Ревунова³

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия.

² Институт физики Земли РАН, Москва, Россия.

³ Московский Педагогический Государственный Университет, Москва, Россия.

Введение. Северо-Западный Кавказ (СЗК) как краевой сегмент складчатого сооружения Большого Кавказа был сформирован и продолжает своё развитие на периферии области коллизионного взаимодействия Скифской плиты и Закавказского массива. Оценки возраста начала складчатых деформаций варьируют в интервале от раннего эоцена до олигоцена [Муратов, 1965; Милановский, 1968; Рогожин, 2002; Расцветаев и др., 2010]. Согласно данным Ч.Б. Борукаева [1981], В.Г. Трифонова [1999], А.В. Ершова и А.М. Никишина [2004], основная стадия орогенических движений Большого Кавказа приходится на послемайкопское время. Активные орогенические движения в низкогорной периклинальной области СЗК начались ещё позднее: не ранее сармата-мотиса в осевой зоне 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 прямо отражается в рельефе СЗК. В регионе преобладают низкогорно-среднегорные складчатые хребты и впадины, строение которых последовательно усложняется по мере продвижения на юго-восток и увеличения возраста складчатых структур. На территории Сочинского морфоструктурного района (СМР) СЗК нами описаны примеры активных выраженных в современном рельефе складчатых и разрывных структур. В ряде случаев эти структуры развиваются унаследованно в стиле деформаций основного этапа складчатости, а в ряде случаев являются новообразованными.

Метолика исследований. Камеральные работы. Основным методом камеральных исследований явился морфоструктурный анализ с использованием новейших геологических и аэрокосмических данных. Впервые для района исследований выполнено дешифрирование новейших данных дистанционного зондирования (ДДЗ): спектрозональных космических снимков Landsat-8/OLI пространственного разрешения 15 м, QuickBird пространственного разрешения 2.5 м, стереомоделей, составленных по панхроматическим снимкам КН-9 Hexagon пространственного разрешения 4 м; высотные характеристики получены с помощью уникальной по точности среди общедоступных цифровой модели рельефа (ЦМР) ASTER GDEM v2 пространственного разрешения 1" (около 30 м на местности) [ASTER Global Digital Elevation Model Version 2, 2011]. Важным источником новейших геологических данных послужила новая геологическая карта М 1:200 000 и объяснительная записка к ней [Государственная геологическая карта Российской федерации. М 1:200 000 Серия Кавказская. Лист К-37-IV, Лист L-37-XXXIV, 1999].

В результате нами была проведена детальная классификация морфоструктур и построена карта морфотектонического районирования СЗК (М 1:500 000) (Рис. 2); выделено 5 морфоструктурных районов, одним из которых является Сочинский. В основу проведенной классификации и районирования положена геодинамическая модель, показывающая преобладание в регионе линейных складчатых морфоструктур, продолжающих развитие в условиях современного латерального сжатия [Трифонов, 1999; Хаин и др., 2006; Попков В.И., 2006, 2007; Расцветаев и др. 2010; Трихунков, 2010, 2011, 2016], над разноуровневыми блоковыми морфоструктурами, развивающимися под действием разнонаправленных вертикальных движений (клавишной тектоники) [Муратов, 1965; Милановский, 1968; Ранцман, 1985; Несмеянов, 1992, 1995].

Для ключевых участков были составлены морфоструктурные схемы и профили крупнейших долин Сочинского района, получены основные морфометрические параметры их террасовых комплексов и водораздельных поверхностей. Точность полученных количественных характеристик составила около 5 м.

Полевые работы. Источником данных об активных тектонических деформациях стали, главным образом, тектонически нарушенные речные террасы. На основе литературных данных и данных ДДЗ, а также проведенного нами на ключевых участках террасового профилирования проведена корреляция речных террас долин р. Мзымта и Сочи и прилегающих к ним морских террас (Табл. 1).

Долины рек Сочи и Мзымта в среднем и нижнем течении покрыты сетью продольных и поперечных нивелирных профилей (Рис. 1); описаны разрезы речных террас, и проведено их палеонтологическое опробование.



Рис. 1. Схема изученности Адлерского и Сочинского ключевых участков

Следует отметить, что в отличие от речных морские террасы СЗК изучены значительно подробнее и данные об их строении и возрасте широко освещены в литературе [Муратов, 1965; Несмеянов, 1992, 1995; Измайлов, 2007]. Террасы Мзымты прослежены нами непосредственно от устья вглубь горной системы до среднего течения реки у пос. Монастырь; террасы р. Сочи – на 16 км до подножья хребта Алек.

Также следует отметить, что принятая нами нумерация террас отвечает геоморфологическому понятию «терраса», т.е. подразумевает её прямое выражение в рельефе, а не только толщу коррелятных ей по возрасту отложений. Таким образом, первой надпойменной террасой мы считаем Павловскую (Сочинскую или Сурожскую морскую) террасу высотой 5-8 м. Толщи отложений Новоэвксинского и Черноморского времени не выражены в рельефе долин Сочи или Мзымты.

Помимо изучения деформаций геоморфологическими методами в местах установленных разрывных деформаций геоморфологических поверхностей проведены массовые замеры тектонической трещиноватости и сбор информации по кинематике разрывных структур, которые могут быть обусловлены неотектоническими движениями. Кроме того, предполагалось сравнить хронологически обособленные этапы деформации структуры. В процессе нескольких полевых маршрутов была собрана информация о геологических индикаторах напряжений (зеркала скольжения, отрывы, мелкие разрывы и сколовые трещины). Обработка полученных данных для установления параметров действовавших в массиве горных пород напряжений/деформаций производилась с помощью разработанных в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН алгоритмов и программных средств (программа STRESSGeol) [Ребецкий, 1999, 2007].

Результаты. В пределах Северо-Западного Кавказа нами было выделено пять морфоструктурных районов, соответствующих крупнейшим разновозрастным тектоническим структурам и отличающихся особенностями эндогенного рельефа и современной геодинамической обстановкой: Таманский, Абино-Гунайский, Новороссийско-Лазаревский, Гойтхский и Сочинский [Трихунков 2008, 2010, 2016]. Последний отвечает краевой части Закавказского массива,

продолжающегося в пределах впадины Черного моря валом Шатского [Щеглов, 1986; Шолпо и др, 1993; Хаин, 2006; Никифоров, 2011].

В Сочинском морфоструктурном районе нами выделены 2 подрайона: Адлерский и Пластунский. Первый соответствует части Закавказского массива со слабо деформированным осадочным чехлом; здесь нами исследованы антиклинальные хребты Галицынский (Ахштырский), Монастырский, Ахун, а также моноклинальный Верхнениколаевский хребет. Пластунский подрайон отвечает структуре Воронцовского и Пластунского тектонических покровов, перекрывающих автохтон Закавказского массива; исследованы принадвиговые хребты Навагинский и Алек.



Рис 1. Карта морфоструктурного районирования Северо-Западного Кавказа

1 – 5 - морфотектонические районы: 1 – Таманский, 2 – Абино-Гунайский, 3 – Новороссийско-Лазаревский, 4 – Гойтхский, 5 – Сочинский (а – Адлерский подрайон, б – Пластунский подрайон); 6 – 12 - типология морфоструктур: 6 – 9 - хребты: 6 – антиклинальные, 7 – конденудационные синклинальные, 8 – конденудационные моноклинальные, 9 – куэсты, 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; 19 – положение рисунка 3. Буквами на карте обозначены хребты: Ах – Ахун, ГКх – Главный Кавказский хребет, Гц – Галицынский, 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, Бз – Безепский, Гг – Тугупсинский, Нв – Навагинский, Бк – Бекишейский, М – Монастырский, П – Пластунский, В – Воронцовский, Г – Главный

Установлено, что вверх по течению обеих рек уверенно прослеживаются 6 террас: Павловская, Поповская, Пугачевская, Партизанская, Изумрудная, Родниковая¹ (Табл. 1).

¹ Все названия террас даны в соответствии с таковыми, описанными в пояснительной записке в новой геологической карте Северо-Западного Кавказа под. ред. К.О. Ростовцева, Санкт-Петербург, 1999

Габл. 1. Схема корреляции морских и речных т	еррас Сочинского	морфоструктурного района
--	------------------	--------------------------

Nº	Речная терраса (с принятым индексом)	Морской аналог (с принятым индексом)	Возраст (тыс. лет) UI – уран-иониевые датировки	Высота над урезом реки в приустьевой части (метры)	Мощность аллювия (метры)
I	Павловская (а ^{рv} III ₃)	Сочинская/Сурожская морская (mv ^{sc} III ₃)	Соответствует Средневалдайскому (Ленинградскому) интерстадиалу [29]	5 - 8	от 2-3 до 6 - 8
II	Поповская (a ^{pp} III ₂)	Раннеагойская (mv ^{ag} ₂ III ₂) Позднеагойская (mv ^{ag} ₂ III ₂)	48,6; 55,9; 53,2 (UI) 33,6 ± 0,57 и 35,1 ± 1,2 (UI) [29]	25 - 30	10
Ш	Пугачевская (а ^{pg} III ₁)	Шахейская (mv ^{sh} III ₁)	74-76 тыс. лет (UI) [25]	45 - 52	20-25
IV	Партизанская (выделено 2 подуровня) (mv ^{as} ll ³)	Ашейская (mv ^{as} ll ³)	118 ± 3,5 тыс лет до 124 ± 3,5 (UI) [29]	51 - 62	от 2-3 до 8-12
V	Изумрудная (a ^{iz} II ¹)	Раннеузунларская (mv ^{sh} II ¹)	339 до 419 тыс. лет (TL) [8].	68 - 78	2 - 6
VI	Родниковая (а ^{га} 1 ⁵) (выделено 2 подуровня)	Вуланская (Криницкая) (mv ^{vi(kr)} l ⁶)	нижний неоплейстоцен (древнеэвксинская трансгрессия) [29]	75-80 и 85-90	1-2 до 10-12

Нами были детально исследованы разрезы Павловской, Поповской, Пугачевской и Партизанской террас. Все они отличаются весьма сходным строением аллювиального чехла. На всех описанных разрезах он четко подразделен на крупногалечную/валунную русловую фацию (практически бесперспективна для отбора палеонтологических или радиоизотопных образцов) и суглинистую/глинистую пойменную фацию. Образцы пойменных и русловых отложений, отобранные для поисков палеофауны результатов не дали. Спорово-пыльцевые пробы ещё находятся в процессе обработки. При корреляции морских и речных террас нами были использованы литературные данные и данные террасового профилирования.

Установлено, что все выделенные террасы вверх по течению плавно повышают свои высоты относительно русла и одна относительно другой. Амплитуды их превышений примерно пропорциональны их возрасту. Так, первая Павловская терраса на протяжении 18-ти км от устья Мзымты возвышается от 5 до 13 м относительно русла, т.е. на 8 метров на этом участке. Поповская терраса аналогично повышает свою относительную высоту от 24 до 38 м, соответственно на 14 м (Рис. 4). Это свидетельствует об общем сводовом поднятии горной системы, минимальную скорость которого, исходя из амплитуды деформаций данных террас, можно оценить в **0.26 мм/год** (по деформациям Павловской террасы), и также **0.26 мм/год** (по деформациям Поповской террасы). То есть, данные абсолютно совпадают.

Также установлено, что в трех местах в нижнем и среднем течении Мзымты террасы тектонически нарушены. В приустьевой части долины все террасы и пойма реки занижены. Так, Павловская (Сочинская морская) терраса выделена нами на высоте 2-3 м над урезом реки, а осадочные комплексы раннеголоценовых Новоэвксинской и Новочерноморской террас вскрыты здесь бурением на глубинах 25-30 м под толщей голоценовых осадков [Никифоров, 2011; Государственная геологическая карта Российской федерации. М 1:200 000 Серия Кавказская. Лист К-37-IV, Лист L-37-XXXIV, 1999]. Это объясняется активным прогибанием Имеретинской депрессии, отделенной от моноклинали Адлерского морфоструктурного подрайона Молдовской флексурой [Никифоров, 2011]. Скорость этого прогибания, исходя из приведенных данных можно оценить в **3 мм/год**.

Следующая выше по течению зона деформаций выделена нами при пересечении Мзымтой Ахштырского антиклинального хребта. Река образует здесь антецедентное ущелье с отвесными стенами высотой в первые сотни метров. В районе поселков Ахштырь и Казачий брод при движении из моноклинальной Ахштырской депрессии в сторону структурного склона Ахштырского хребта уровень ІІ-й Поповской террасы поднимается от 28 до 46 м. В пределах депрессии строение данной террасы аккумулятивное, однако при приближении к склону хребта терраса становится цокольной, причем цоколь заметно поднимается в сторону склона хребта, а на самом склоне терраса становится

эрозионной и прослеживается на значительном протяжении на стене Ахштырского каньона, поднимаясь здесь до 70 м над урезом воды. Третья Пугачевская терраса не прослеживается до Ахштырского ключевого участка. Четвертая Партизанская терраса, делящаяся на два подуровня, также меняет характер от цокольной в пределах впадины до эрозионной, и также прослеживается на значительном протяжении на стене каньона, повышаясь при пересечении осевой части складки до 127 и 140 м соответственно (на 80 м. выше своего ненарушенного положения) (Рис. 3). Несмотря на отсутствие стратифицированного аллювиального чехла в маломощных склоновых отложениях на поверхности террасы нами описаны отдельные находки хорошо окатанных (3, 4 класс) удлинённых галек, что подтверждает эрозионный характер террасы. Партизанская терраса венчает молодой ящикообразный врез Ахштырского каньона. Поперечное профилирование каньона позволило установить ещё один более высокий и древний уровень врезания, лежащий над молодым врезом в диапазоне высот 350 до 170 м и имеющий ступенчатый поперечный профиль. На склонах этого вреза можно выделить 2 эрозионных террасы, склоняющихся в сторону моря в диапазоне высот 185-125 м и 215-155 м соответственно. Юго-западная бровка нижней из террас соотносится по высоте с Изумрудной (Раннеузунларской морской) террасой. Верхнюю террасу следует соотнести с Родниковой (Вуланской морской) террасой. Днище древнего вреза выполнено описанной выше Партизанской террасой (её верхним подуровнем). Этот весьма широкий древний врез с пологими склонами свидетельствует о достаточно медленном поднятии Ахштырского хребта и отсутствии здесь глубокой антецедентной долины на первом этапе развития морфоструктуры.



Рис. 3. Профили Адлерского морфоструктурного района

Возраст Ахштырского хребта подтверждается археологическими данными. В сводовой части хребта над уступом Ахштырского каньона расположена широко известная палеолитическая стоянка – Ахштырская карстовая пещера. Её расположение в осевой зоне антиклинали вероятно предопределено повышенной трещиноватостью известняков, возникающей в условиях растяжения в сводовой части антиклинального хребта. Пещера имеет высоту входов (их два) 97 и 102 м над урезом реки и опирается на узкий эрозионный уступ нижнего подуровня Партизанской террасы. Выше в 8-10 метрах над пещерой расположен уступ верхнего подуровня, выстилающего дно древнего эрозионного вреза Ахштырского каньона. На поверхности верхнего подуровня непосредственно над пещерой в шурфах в чехле склоновых отложений нами были описаны включения хорошо окатанных (3, 4 класс) удлинённых речных галек.

Пещерные отложения Ахштырской стоянки детально описаны и датированы [Кулаков, 2007; Барышников, 2012]. Нижняя часть толщи этих отложений аллювиальная, и также содержит хорошо окатанную речную гальку. Из образца в её средней части получена дата 306000 +/- 61000 (RTL 926)

[Кулаков, 2007]. Однако занос гальки сюда на 30-50 метров от входа в пещеру, вытянутую перпендикулярно руслу, скорее происходил через поноры и колодны в верхней части пешеры с поверхности террасы, описанной выше. Выход пещеры из-под уровня реки (из зоны накопления аллювия) произошел, согласно данным С.А. Несмеянова, в интервале времени от 200 до 150 т.л. Датировки морского ундалювия Ашейской террасы (нижнего подуровня Партизанской террасы, на поверхности которой расположена пещера) составляют 118 ± 3.5 тыс. лет (UI). Возраст же верхнего подуровня, расположенного над пещерой составляет 124 ± 3.5 тыс. лет (UI) [Государственная геологическая карта Российской федерации. М 1:200 000 Серия Кавказская. Лист К-37-IV, Лист L-37-XXXIV, 1999] и соответствует началу Микулинского (Эмского) межледниковья, с которым и связано формирование террасы. Таким образом, можно сделать вывод, что верхний подуровень Партизанской террасы был в то время первой надпойменной террасой, в цоколе которой и находилась пещера. Нижний подуровень был поймой, выстилающей днище древнего эрозионного вреза Ахштырского каньона. 112 тыс. лет назад пещера была впервые заселена Homo neanderthalensis о чем свидетельствуют археологические находки, появляющиеся в средней части разреза толщи пещерных отложений, в датированных С.А. Кулаковым угольных слоях (костровища) [Кулаков, 2007; Барышников, 2012]. Вероятно, заселение этой первой при движении от моря по долине Мзымты пещеры связано с экспансией неандертальцев с побережья по поймам крупных рек вглубь гор в условиях наступившего тёплого межледниковья. Столь точное совпадение дат подтверждает этот вывод. Приведённые данные также подтверждают вывод о том, что стоянки подобного типа тяготели к воде и находились на уровне поймы или первой террасы [Кулаков, 2007; Щелинский, 26]. Последнее использование стоянки уже homo sapiens датируется 40 тыс. лет до н.э., и соответствует началу Средневалдайского интерстадиала [Кулаков, 2007]. Позднее пещера была оставлена и более не заселялась. Мы связываем это с невозможностью её дальнейшего использования вследствие ускорившегося поднятия хребта; пещера стала труднодоступной, а главное, удалилась от источника воды (подземные воды в карстовой пещере не задерживаются).

Таким образом, данная складчатая деформация имеет ярко выраженную позднечетвертичную (современную) активность и связана с развитием Ахштырского антиклинального хребта поперек течения Мзымты. На первом этапе скорость его роста, вероятно, была небольшой, и на антецедентном участке успевал вырабатываться профиль равновесия склонов. Современный Ахштырский каньон глубиной до 180 метров с отвесными стенами возник уже на втором этапе, связанном, вероятно, с ускорением поднятия хребта.

Подводя итог, можно оценить скорости поднятия Ахштырской морфоструктуры от времени формирования Поповской террасы в 1 мм/год (учитывая среднее значение возраста террасы), по оценкам деформаций Партизанской террасы – 0.7 мм/год, по оценкам деформаций Изумрудной террасы – 0.27 мм/год. Таким образом, эти данные подтверждают ускорение роста антиклинали в среднем плейстоцене – голоцене. С этим, очевидно, связано развитие молодого вреза Ахштырского каньона, к поверхности которого приурочена Ахштырская пещера (см. Рис. 4).

Выше по течению нами описана ещё одна молодая Монастырская антиклиналь, вызывающая деформации позднеплейстоценовых террас (Рис. 3). Павловская терраса нарушена ею на 40, а Поповская – на 55 метров. Разрез этой антиклинали прекрасно выражен в глубокой дорожной выемке нового Краснополянского шоссе. В размытом Мзымтой ядре складки в 12 м над рекой в 2014 г С.А. Кулаковым обнаружен сходный с Ахштырской пещерой карстовый грот, содержащий мезолитические каменные орудия (данные пока не опубликованы). В пределах Адлерского морфоструктурного подрайона Ахштырский хребет имеет аналоги – сводообразные в разрезе короткие брахиантиклинальные хребты общекавказской ориентировки, рассеченные серией антецедентных ущелий вкрест их простирания. Это хребты Ахун и Бытха, по своей морфологии чрезвычайно напоминающие классический пример молодой активно растущей складчатой структуры, описанной в дельте реки Гырдыман-Чай [Милановский, 1968]. В их ядрах выступает комплекс карбонатных верхнемеловых пород, перекрытых на крыльях терригенными осадками палеогена. Такой набор сходных структурных, морфологических и литологических черт дает нам основание для экстраполяции выводов о возрасте и структуре Галицынского хребта на аналогичные соседние морфоструктуры Адлерского подрайона. Все они являются результатом первичных складчатых дислокаций осадочного чехла Черноморско-Закавказского массива, вызванных втягиванием последнего в развивающиеся по настоящее время складчатые дислокации Большого Кавказа, и являют примеры инициальной стадии развития складчатых морфоструктур.

В Пластунском подрайоне в долине р. Сочи преобладают складчато-надвиговые дислокации, развитые в пределах аллохтонов Воронцовского и Пластунского тектонических покровов (Рис. 4)

[Яковлев, 2008]. В пределах Пластунской впадины нами выделено четыре выдержанных по долине террасовых уровня с аллювиальным чехлом и несколько более высоких уровней, сохранившихся лишь фрагментарно за пределами ключевого участка. У более высоких уровней аллювиальный чехол практически не сохранился.

Возраст речных террас определяется путём их корреляции с морскими аналогами как Павловский, Поповский, Пугачевский и Партизанский, аналогично описанным выше террасам Мзымты, а также по опубликованным находкам каменных орудий мустьерского типа [Щелинский, 26].



Рис. 4. Профили Пластунского и Адлерского морфоструктурных районов

В пределах Пластунской депрессии выделяется 3 уровня преимущественно аккумулятивных пойм. При приближении к северному склону Навагинского хребта (сформирован в висячем крыле Пластунского надвига) пойма становится цокольной, причем цоколь заметно поднимается в сторону антецедентного ущелья Пластунские ворота, а внутри ущелья пойма становится эрозионной и постепенно поднимается на высоту от 3 до 10 метров (на выходе из ущелья, в зоне Пластунского надвига). На крутом склоне ущелья нами прослежены Поповская и Партизанская террасы; они подняты здесь на 25 и 50 метров соответственно относительно их ненарушенного положения в пределах Пластунской впадины (Рис. 4). Расстояние между террасами возрастает на 25 метров, что связано с более длительными деформациями более древней Партизанской террасы. Она протягивается по левой стороне долины вдоль всего ущелья Пластунских ворот. В борту ущелья непосредственно над поверхностью Партизанской террасы нами описана система одной из ветвей Пластунского надвига общей шириной около 50-60 м, состоящая из серии отдельных надвигов, разделенных чешуями пород Мамайской свиты палеогена с разной степенью брекчированности, преобразованными под действием контактной тектонизации (многочисленные зеркала скольжения, сильная карбонатная и железистая минерализация).

В результате массовых замеров тектонической трещиноватости в зоне надвига и сбора информации по кинематике разрывных структур были установлены преобладающие ориентировки и кинематический тип мелких разрывов и зеркал скольжения на исследованном участке (Рис. 5, 6). Взбросовые и надвиговые дислокации имеют ЗСЗ-ВЮВ простирание с падением плоскости сместителя на CCB. Субвертикальные отрывные структуры имеют преимущественно простирание. Много и пологих субгоризонтальных отрывных структур, меридиональное свидетельствующих о развитии покровно-надвиговых нарушений (ось минимального сжатия или субвертикально). Среди латеральных девиаторного растяжения ориентирована сдвиговых перемещений наибольшее развитие на исследованном участке получают левые сдвиги северовосточного простирания (от ССВ до ВСВ). Парагенетически связанные с ними правые сдвиги меридионального простирания имеют здесь меньшее распространение.

с помощью программы STRESSGeol Обработка полученных данных позволила реконструировать локальные стресс-состояния в 5 точках наблюдения в аллохтонной части Воронцовского покрова (Рис. 5). Установлены обстановки горизонтального сжатия И горизонтального сдвига (а также их сочетания) с преобладанием ССВ направления оси максимального сжатия (σ3). Оси минимальных и промежуточных сжимающих напряжений (σ1 и σ2) ориентированы в ЗСЗ (практически субширотном) направлении или субвертикально (Рис. 10). Большинство зафиксированных геологических индикаторов палеонапряжений связано с обстановкой ССВ сжатия с формированием как взбросо-надвиговых (покровных) разрывных нарушений, так и сдвиговых нарушений.

Имеющиеся полевые данные по тектонической трещиноватости не позволили выделить хронологически обособленные этапы деформирования. То есть, начиная со времени накопления мамайской свиты эоцена в разрывных деформациях проявлялось единое поле напряжений. Общепринята временная приуроченность названных палеонапряжений к основной фазе складкообразования [Saintot A. 2002; Marinin, 2012]. В то же время, существуют исследования [Angelier, 1994], выявляющие аналогичные ориентировки сжатия по сейсмологическим данным и на современном этапе (что соответствует описанным выше геоморфологическим индикаторам).



Рис. 5. Круговые диаграммы (стереографическая проекция на верхнюю полусферу), показывающие полюса плоскостей тектонических трещин разного кинематического типа и положение осей главных напряжений, определенных методом катакластического анализа в долине р. Сочи (участок «Пластунские ворота»): 1-8 – полюса тектонических трещин с преимущественным типом перемещений: 1 – взбросы, 2 – сбросы, 3 – правые сдвиги, 4 – левые сдвиги, 5 – отрывы, 6 – трещины (сколового типа), 7 – элементы залегания слоистости (нормальное), 8-10 – оси главных нормальных напряжений: 8 – минимальных, 9 – промежуточных, 10 – максимальных, 11 – ориентировка оси максимального сжатия (по погружению), 12 – ориентировка оси девиаторного растяжения. Заливка значков (1-4) указывает на степень достоверности определения кинематики смещения: сплошная заливка - отличная (с амплитудой), заливка по краям – хорошая, без заливки – предполагаемая.

Рис. 6. Ориентировка осей максимальных сжимающих напряжений в долине р. Сочи на участке «Пластунские ворота». На врезке: круговая диаграмма (стереографическая проекция на верхнюю полусферу) положения осей главных напряжений исследованного участка. Условные обозначения: 1-3 проекции осей (σ_3) максимальных сжимающих напряжений (направление стрелок в сторону погружения, угол погружения указан цифрой рядом) с типом напряженного состояния: 1 – горизонтального сжатия, 2 – горизонтального сжатия в сочетании со сдвигом, 3 – горизонтального сдвига; 4-6 – оси главных напряжений: 4-минимальных, 5-промежуточных, 6-максимальных; 7 – номера точек замеров

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. Режим тектонических напряжений, характерных для альпийского этапа, проявляется и в новейших складчатых и разрывных структурах. Это позволяет считать, что горное сооружение продолжает развиваться в условиях СВ-ЮЗ, а на Тамани – меридионального сжатия.

2. Деформации речных террас Сочинского морфоструктурного района свидетельствуют о сводовом поднятии горной системы Северо-Западного Кавказа, минимальную скорость которого, можно оценить в **0.26 мм/год**.

3. Установлено, что в условиях латерального сжатия активно развивается ряд складчатых и разрывных морфоструктур, вызывающих деформации речных террас и осложняющих общее сводовое поднятие горной системы: молодая Имеретинская депрессия, прогибающаяся со скоростью до 3 мм/год; Ахштырский антиклинальный хребет, имеющий среднеплейстоценовый возраст и поднимающийся со средней скоростью 1 мм/год; Навагинский надвиговый хребет, поднимающийся со скоростью 0.6-0.9 ± 0.2 мм/год. Кроме этого отмечается активизация поднятий на рубеже среднего-позднего плейстоцена и ускорение их в позднеплейстоцен-голоценовое время.

4. Установлено, что Пластунский и Адлерский подрайоны Сочинского морфоструктурного района находятся на разных стадиях эволюции складчатых морфоструктур. Характерные для Адлерского подрайона изолированные антиклинальные (частично брахиантиклинальные) хребты являются результатом первичных складчатых дислокаций осадочного чехла Черноморско-Закавказского массива, вызванных втягиванием последнего в развивающееся складчатое сооружение Большого Кавказа и демонстрируют примеры начальной стадии развития складчатых морфоструктур. Морфоструктура Пластунского подрайона отличается большей зрелостью; здесь представлена конечная стадия разрушения складчатых морфоструктур, вызванного развитием заваленных складок и шарьяжей.

Литература:

- 1. Барышников Г.Ф. Обзор ископаемых остатков позвоночных из плейстоценовых слоёв Ахштырской пещеры (Северо-Западный Кавказ) // Труды Зоологического института РАН. Т. 316, № 2. 2012. С. 93-138.
- 2. *Борукаев Ч.Б., Расцветаев Л.М., Щерба И.Г.* Мезозойские и кайнозойские олистостромы на южном склоне Западного Кавказа // Бюл. МОИП. 1981. Т. 56, Вып. 6. С. 32–44
- 3. *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 / Монография, Р-н-Д.: Изд-во северокавказского научного центра высшей школы. 2007 г. 168 с.
- 5. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа / Е.Е. Милановский. М.: Недра. 1968. 483 с.
- 6. *Муратов В.М.* Неотектоника и рельеф Северо-Западного Кавказа: дисс...канд. геогр. наук: 25.00.25: защищена 23.02.65. / Муратов Василий Михайлович. Москва. 1965. 303 с.
- Кулаков С.А., Барышников Г.Ф., Левковская Г.М. Некоторые результаты нового изучения Ахштырской пещерной стоянки (Западный Кавказ). Кавказ и первоначальное заселение человеком Старого Света. СПб.: Петербургское Востоковедение. 2007. С. 65-81.
- 8. *Несмеянов С.А, Измайлов Я.А.* Тектонические деформации Черноморских террас Кавказского побережья России. М.: ПНИИИС. 1995. 239 с.
- 9. *Несмеянов С.А.* Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа (опережающие исследования для инженерных изысканий). М.: Недра. 1992. 254 с.
- 10. *Никифоров С.П., Кожурин А.М.* Геологическое строение, история формирования и развития Имеретинской низменности. Тектоника района // Имеретинская низменность. Природногеологические условия, проблемы освоения. М.: Недра. 2011. С. 47-49.
- 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 // Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсах. Геология. 2007. № 11. С. 13-19.
- 13. Ранцман Е.Я. Морфоструктурное районирование и некоторые вопросы геодинамики Большого Кавказа // Геоморфология. 1985. № 1. С. 3-17.
- 14. *Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю*. Позднеальпийские дизьюнктивные системы и геодинамика Западного Кавказа // Физика Земли. 2010. № 5. С. 31-40.
- 15. *Ребецкий Ю.Л.* Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // Доклады РАН. 1999. Т. 365, № 3. С. 392-395.

- 16. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Изд. Наука. 2007. 406 с.
- 17. *Рогожин Е.А.* Современная геодинамика и потенциальные очаги землетрясений Кавказского региона // Современные математические и геологические модели природной среды. Сб научн. Трудов. М.:Изд-во ОИФЗ РАН. 2002. С. 244- 254.
- 18. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. Москва: Научный мир. 1999. 252 с.
- 19. Трихунков, Я.И. Морфоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа/ Я.И. Трихунков // Геоморфология. 2008. № 2. С. 97-107.
- 20. *Трихунков Я.И.* Система морфоструктур и сейсмичность Северо-Западного Кавказа // Геоморфологические системы: свойства, иерархия, организованность / Отв. ред. Э.А. Лихачева. М.: Медиа-ПРЕСС. 2010. С. 101-115.
- 21. *Трихунков Я.И., Бачманов Д.М.* Современные структуры выжимания в осевой зоне Западного Кавказа (Хребет Ачишхо) // Вторая молодежная тектонофизическая школа-семинар.: Москва. ИФЗ РАН. 2011. С. 108-112.
- 22. *Трихунков Я.И.* Неотектонические преобразования кайнозойских складчатых структур Северо-Западного Кавказа // Геотектоника, М.: МАИК "Наука/Интерпериодика". 2016. № 6.
- 23. *Хаин В.Е., Попков В.И., Чехович П.А.* Важнейшие геоструктуры Черноморско-Каспийского региона // Экологический вестник научных центров ЧЭС. 2006. С 105-112.
- 24. Шолпо В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А. Складчатость Большого Кавказа. Москва: Наука. 1993. 192 с.
- 25. Щеглов А.П. Стратиграфия континентальных и морских отложений плейстоцена южного склона Северо-Западного Кавказа. Кандид. диссерт. Тбилиси. 1986. С. 25.
- 26. *Щелинский В.Е.* Палеолит Черноморского побережья Северо-Западного Кавказа (памятники открытого типа). СПб: Европейский дом. 2007.189 с.
- 27. Яковлев Ф.Л., Маринин А.В., Сим Л.А., Гордеев П.П. Поля тектонических напряжений и поля деформаций Воронцовского покрова (Северо-Западный Кавказ) / Ред. Ю.Л. Ребецкий. Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН // М.: Изд. ИФЗ РАН. 2008. С. 319-333.
- 28. Государственная геологическая карта Российской федерации. М 1:200 000 Серия Кавказская. Лист К-37-IV, Лист L-37-XXXIV // Ред. К.О. Ростовцев. СПб. 1999.
- 29. Объяснительная записка к государственной геологической карте Российской федерации. М 1:200 000 Серия Кавказская. Лист К-37-IV // Ред. К.О. Ростовцев, СПб. 1999. 100 С.
- 30. Angelier J., Gushtchenko O.I., Saintot A., Ilyin A., Rebetsky Y.L., Vassiliev N., Yakovlev F.L., Malutin S. Relations entre champs de contraintes et deformations le long d'une chaine compressive-decrochante: crime et Caucase (Russie et Ukraine). C.R. Acad. Sci. Paris. 1994. Ser.II 319. 341-348 p.
- 31. Marinin A.V., Saintot A. Comparison of methods to reconstruct paleostress regimes in the NW-Greater Caucasus fold-and-thrust belt. C.R.Geoscience. Academie des science, Paris. 2012. V. 344, № 3-4, P. 181-190.
- 32. Saintot A., Angelier J. Tectonic paleostress fields and structural evolution of the NW-Caucasus fold-and-thrust belt from Late Cretaceous to Quaternary // Tectonophysics. 2002. V. 357. P.1-31.
- 33. 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.
- 34. ASTER Global Digital Elevation Model Version 2 Summary of Validation Results, ASTER GDEM Validation Team. 2011.