

© 2005 г. А.Н. ОВСЮЧЕНКО, С.В. ШВАРЕВ

**ДЕТАЛЬНЫЙ МОРФОТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ
И ОЦЕНКА СОВРЕМЕННОЙ АКТИВНОСТИ
РАЗРЫВНЫХ СТРУКТУР КРАЕВОЙ ЧАСТИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА
(Маркотхский хребет)**

В последнее время интенсифицировалось строительство инженерных сооружений нефтегазового комплекса на Северо-Западном Кавказе. В их ряду – тоннель “Грушевая – Шесхарис”, пересекающий Маркотхский хребет (в системе Главного Кавказского хребта). Детальные геолого-геоморфологические исследования с использованием данных дистанционного зондирования проведены с целью выявления уязвимых мест строящегося тоннеля. В результате работ установлена активность разломов, определяющих морфотектонические особенности территории и контролирующих ход современных рельефообразующих процессов.

Структурная позиция района

Исследованный район приурочен к наиболее дислоцированной, осевой зоне северо-западного сегмента горно-складчатого сооружения Большого Кавказа. Флишевые толщи мелового возраста образуют здесь антиклинальную складчатую структуру (Семигорскую антиклиналь), опрокинутую на южном крыле к югу и протягивающуюся в общекавказском направлении на десятки километров. Сводовая часть складки сложена породами нижнего мела, и разорвана соскладчатými разрывами одноименной взбросо-надвиговой зоны круто наклоненной к северу ($70-80^\circ$) [1]. Тоннель пересекает юго-западное крыло антиклинали, выраженное в рельефе асимметричной грядой Маркотхского хребта. Южный крутой фас хребта сложен позднемеловым, преимущественно карбонатным флишем. Северо-восточный склон, сформированный на терригенно-карбонатных отложениях низов верхнего мела и терригенных нижнемеловых породах, полого спускается к вскрытому эрозией ядру антиклинали, севернее портала тоннеля (рис. 1).

В оценке новейшего тектонического развития Северо-Западного Кавказа преобладают представления о преимущественной активности либо поперечных “антикавказских” структур, образующих флексурно-разрывные или сдвиговые зоны [2–4], либо продольных структур, формирующих, при совместном с литологическим фактором воздействии, ступенчатое строение рельефа [5, 6]. В целом, можно согласиться с интегральным подходом, обосновывающим блоковую структуру [7–10], сформированную сопряженной системой продольных и поперечных разломов.

Морфотектонический анализ

Для выяснения региональных и локальных структурных закономерностей, использовались космические и аэрофотоснимки территории. Опираясь на известный принцип конформности рельефа и структуры [11, 12], или в более широком смысле – соответствия рельефа темпам и характеру эндогенных процессов [13], морфотектонический анализ дистанционных данных осуществлен в морфоструктурном и морфодинамическом аспектах.

Структурный каркас территории определяется линеamentным полем, включающим 12 основных систем. Сквозной характер линеamentных зон, наложение их друг на друга, регулярность ячеек образуемой сети позволяют утверждать, что зоны принадлежат к планетарным системам трещиноватости, по-видимому, объединяющимся в шесть регматических пар: а) $5-275^\circ$; б) $25-295^\circ$; в) $40-310^\circ$; г) $50-320^\circ$; д) $65-335^\circ$; е) $75-345^\circ$ (рис. 1). Системы распространены на территории неравномерно при общем преобладании элементов в-, г- и д-решеток. Пространственные различия в распространении элементов той или иной тектонической пары сопрягаются с изменениями плановой конфигурации складчатого сооружения в целом и отдельных его частей. Если продольные элементы в-системы (310°) четко сопрягаются с Семигорским надвигом и отвечают простираению северного крыла вскрытой одноименной антиклинали, то аналогичные элементы г-системы (320°) субпараллельны оси южного крыла антиклинали на ее юго-восточной периферии, а локальные изгибы складчатого сооружения в этом же районе сочетаются с поперечными линеаментами (50°). Клинообразное смыкание в- и г-систем повторяет сужение Семигорской антиклинали к северо-западу. Элементы д-системы, развитые преимущественно на северо-востоке территории, коррелируются с простираением палеогеновых образований, контактирующих с верхнемеловыми по субпараллельному надвигу.

Сопоставление космолинеamentов со структурами, выделенными при геологической съемке, позволило уточнить строение разрывных зон, в частности, сегментацию разлома южного крыла Семигорской антиклинали (Тоннельного) поперечными нарушениями. Кулисообразное расположение фрагментов нарушения, сопрягающееся с изгибом крыла антиклинали, дает возможность предположить сдвиговые состав-

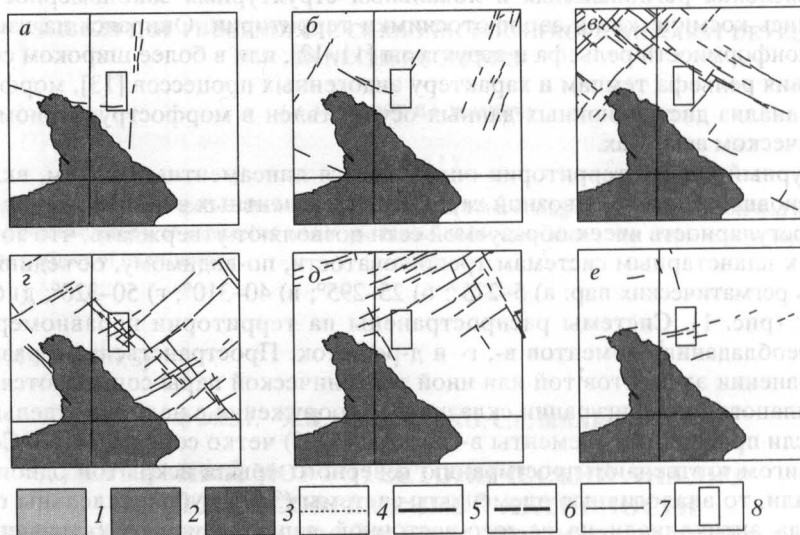
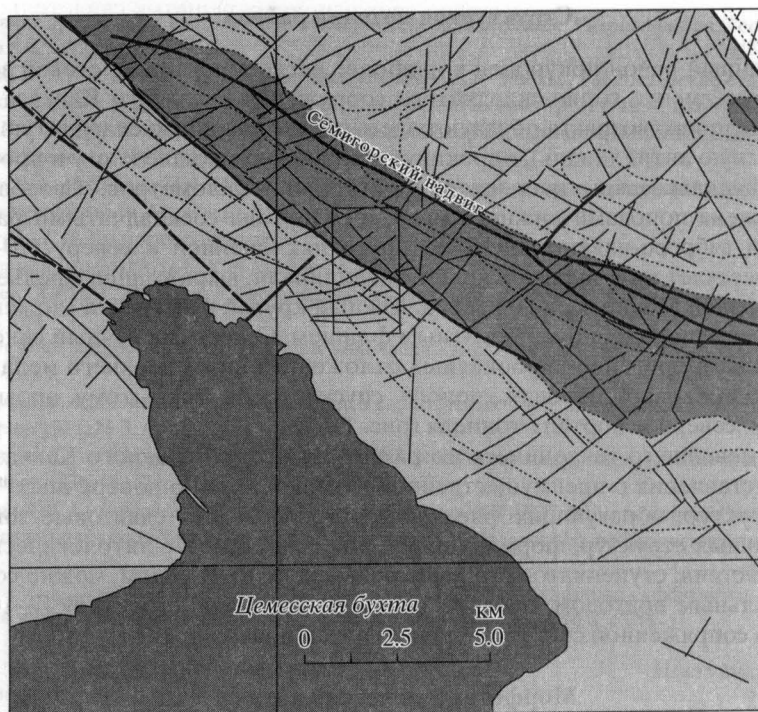


Рис. 1. Схема геологического строения и линеamentных систем района работ

Отложения: 1 – палеогеновые, 2 – верхнемеловые, 3 – нижнемеловые, 4 – границы отдельных свит; разрывные нарушения: 5 – установленные, 6 – предполагаемые; 7 – космофотолинеamentы; 8 – участок детального картографирования.

Системы линеamentов: а) 5–275°, б) 25–295°, в) 40–310°, г) 50–320°, д) 65–335°, е) 75–345°

ляющие его динамики. Сопряжение систем линеamentов и геологических образований подтверждает существенное значение как продольных, так и поперечных “антикавказских” элементов при формировании структурного облика территории. Складчатые и разрывные структуры наследовали ослабленные зоны планетарной трещиноватости.

Хорошая выраженность линеаментов трех основных решеток свидетельствует об их приоритетной рельефообразующей роли и вероятной тектонической активности. Это подтверждается как материалами региональных оценок, в частности, соответствием продольных элементов г-системы (320°) ориентировке Цемесской бухты, интерпретируемой как новейший грабен [14], так и детальным изучением линеаментных зон.

Строение линеаментных зон территории уточнено по результатам крупномасштабного дешифрирования. На участке, непосредственно прилегающем к полосе трассирования тоннеля, выделяются две главные продольные зоны, принадлежащие г-системе и представленные субпараллельными сближенными линеаментами: южная зона ("Тоннельная") шириной в среднем 50–60 м (максимально до 80–90 м); и северная ("Грушевая") шириной 110–140 м, местами до 230 м. Продольные зоны рассечены поперечными на короткие фрагменты. В зоне тоннеля выделено четыре поперечные зоны, отстоящие друг от друга на 500–600 м (рис. 2).

Морфоструктурные черты территории объединяются в три сегмента. Южный сегмент – массивное структурно-денудационное среднегорье осевой части и южного крутого склона Маркотхского хребта. Облик южной части определяет волнообразный в плане гребень Маркотхского хребта, отделяющий южный склон с обширными чашевидными водосборами от прямого в плане северного. Ориентировка обрамления водосборов подчинена поперечным элементам в-системы трещиноватости.

Центральный сегмент – продольно-грядовое структурно-денудационное низкогорье северного склона Маркотхского хребта, формируемое чередованием структурно-литологических хребтов (на песчанистом субстрате) и депрессий (на глинистом), разделенных на массивы поперечными долинами. Речная сеть носит ярко выраженный решетчатый характер с продольными субсеквентными долинами, развитыми согласно простиранию пород, и поперечными консеквентными долинами, в том и другом случае предопределенными линеаментными зонами.

Северный сегмент – структурно-денудационная депрессия вскрытого ядра Семигорской антиклинали, унаследованная долиной р. Богаго.

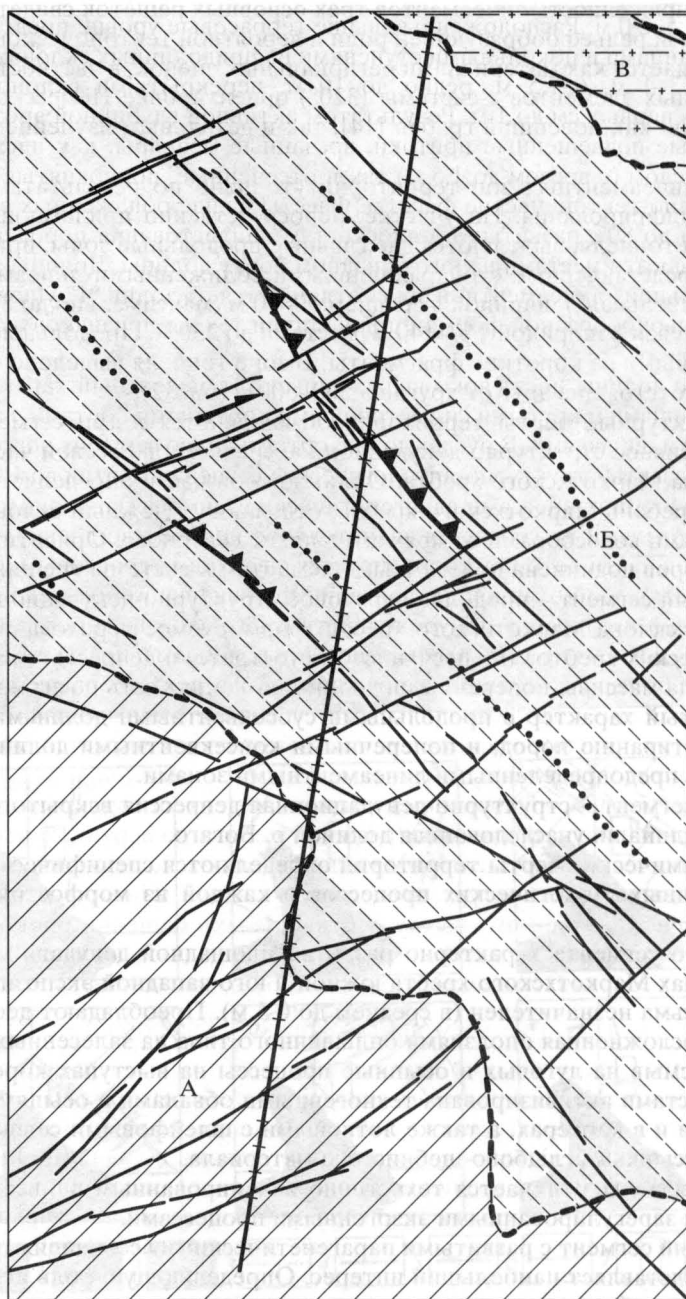
Морфодинамические черты территории определяются специфическими ассоциациями экзогенных геологических процессов в каждой из морфоструктурных зон (рис. 3).

Для южного сегмента характерно развитие площадной денудации на крутых и средних склонах Маркотхского хребта южной и юго-западной экспозиции. Склоновый чехол весьма незначителен (в среднем до 0.5 м). Преобладают дефлюкция, незначительно осложненная оползнями оплывинного типа на залесенных склонах, делювиальный смыл на луговых и осыпных процессах на выступах коренных пород. Денудация местами активизирована техногенными обвалами и осыпями над дорожными полками и в карьерах, а также лотковыми с шлейфовыми селями, спровоцированными отсыпками глыбово-щебнистого материала.

Северный сегмент отличается техногенно спланированным рельефом, приостановленными и зарегулированными экзогенными процессами.

Центральный сегмент с развитыми парагенетическими ассоциациями экзогенных процессов представляет наибольший интерес. Определяющую роль играют флювиальные процессы, формирующие две главные разновидности долин.

Продольные долины, наследующие линеаментные зоны г-решетки и развитые вдоль пластов терригенного мелового флиша, обладают асимметричными поперечными профилями с крутым юго-западным и пологим северо-восточным бортами, узкими днищами, активно эродируемыми выпуклыми склонами, с выходами коренных пород в нижних частях и в руслах водотоков. Долина, наследующая северную продольную линеаментную зону ("Грушевая") обладает более развитыми формами, нежели расположенная ближе к осевой части Маркотхского хребта ("Тоннельная"). Характерно развитие плоско-ступенчатых участков днища, разделенных сужениями, придающими долине четковидные очертания. Развиты цокольные поймы высо-



0 250 500 м

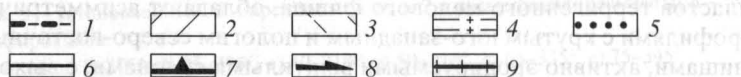


Рис. 2. Морфоструктурная схема зоны тоннеля

1 – границы морфоструктурных зон; зоны: 2 – Южная (А), 3 – Центральная (Б), 4 – Северная (В); 5 – структурно-литологические гряды (хребты); 6 – линеаменты; 7 – сбросы; 8 – сдвиги; 9 – ось тоннеля

той от 0.5 до 1.5–2.0 м. Расположенные выше террасовые уровни представлены эрозионными останцами и цокольными ступенями на придолинных склонах относительной высотой 3–4 м, 6–7.5 м, редко до 10 м, перекрытыми склоновым чехлом мощностью от первых см до 1 м. Результатом активной глубинной эрозии являются многочисленные подвешенные притоки, врезанные меандры, как наследуемые современным руслом (с врезом до 1.5 м) так и отсеченные, приподнятые до 4–5 м над ним, и эрозионно-тектонические фасеты. Фасеты в виде обнаженных скальных стенок крутизной до 80°, развитых по плоскостям напластования пород терригенного флиша, встречаются местами на юго-западном борту долины. Долины, соответствующие “Тоннельной” линеamentной зоне, отличаются от долин “Грушевой” зоны более резкой каньонообразной формой при наличии тех же признаков активного эрозионного вреза.

Поперечные долины носят ярко выраженный antecedentный характер с узкими коренными днищами и крутыми симметричными коренными бортами с многочисленными осыпями и оползнями. В руслах долин, ортогонально секущих породы терригенного флиша, развиты структурно-литологические ступени высотой до 1.5–2.5 м.

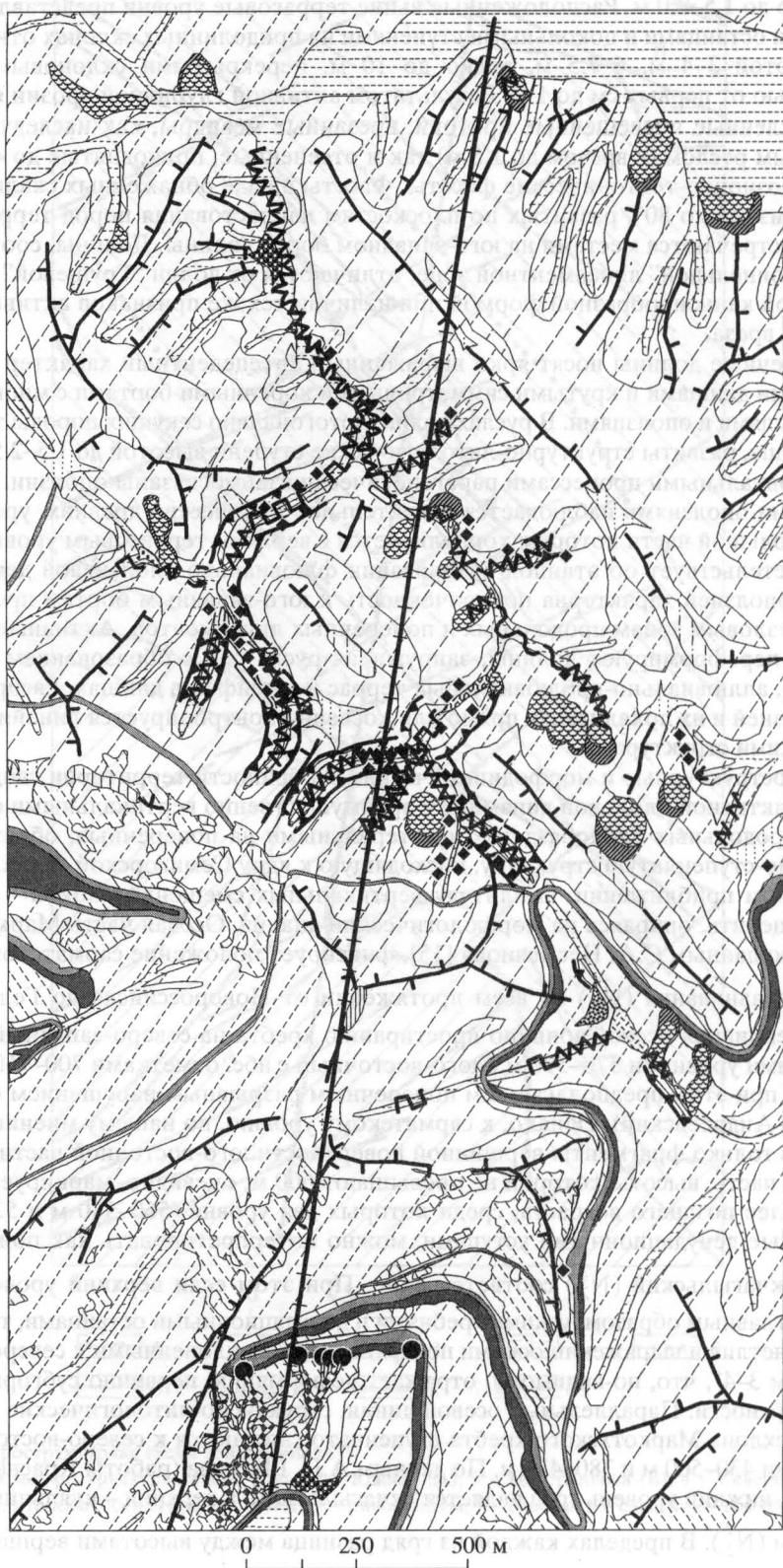
С флювиальными процессами парагенетически взаимосвязаны оползни. Наряду с активными оползнями наблюдается значительное количество древних, уровень подшвы большей части которых коррелируется с верхним террасовым уровнем (6 м), что свидетельствует об этапной активизации флювиально-оползневой деятельности. Для оползней характерна приуроченность к юго-западным бортам продольных долин и узловым зонам продольных и поперечных линеamentов. Активные оползни местами переформируют долины, запруживая русла рек с образованием подпрудных озер, аллювиально-пролювиальных террас и шлейфов в днищах. Распространение оползней и их локализация прямо или косвенно контролируется линейными тектоническими структурами.

Морфоструктурные и морфодинамические особенности территории свидетельствуют об активной блоковой динамике с преимущественно вертикальными смещениями на продольных блокоразделах и латеральными на поперечных, образующими продольно-ступенчатую структуру, нисходящую к ядру Семигорской антиклинали.

В первом приближении, амплитуду вертикальных смещений блоков – ступеней можно оценить, опираясь на морфологический анализ. Осевая часть Маркотхского хребта, по данным С.А. Несмеянова [15], фиксирует положение сарматской поверхности выравнивания (N_1^3) на всем протяжении от Новороссийска до Геленджика.

Дифференциация осевой зоны по простиранию хребта на северо-западный участок со средними уровнями 570–590 м и юго-восточный с абс. отметками 700–760 м, определяется при этом предполагаемым поперечным разрывным нарушением (в районе перевала Андреевский). Однако, к сарматскому уровню, по нашему мнению, можно относить только фрагменты вершинной поверхности юго-восточной части. Северо-западная часть, высоты которой не превышают 600 м, очевидно, маркирует поверхности более позднего возраста, среди которых два уровня (560–580 м и 525–535 м) отделенные денудационными уступами, можно интерпретировать как понтический

(N_2^1) и акчагыльский (N_2^2) соответственно. При этом если верхний уровень представлен, главным образом, узкими гребнями и денудационными останцами, то нижний более отчетлив и выражен плоскими поверхностями, наклоненными к северо-востоку под углом 3–4°, что, по-видимому, отражает деформацию первично субгоризонтальной поверхности. Параллельные осевой линии, структурно-литологические гряды северного склона Маркотхского хребта ступенчато снижаются к северо-востоку, отмечая уровни 430–500 м и 380–430 м. По данным А.П. Щеглова (работы Краснодарского ТИСИЗ), нижний уровень гряд является акчагыльским, а верхний – куяльницко-акчагыльским (N_2^2). В пределах каждой из гряд разница между высотами вершинных по-



верхностей колеблется по простиранию от 20 до 60 м на расстоянии 500–700 м. Последнее обстоятельство заставляет предполагать либо разновозрастность поверхностей выравнивания в пределах каждой из гряд, либо блоковые смещения. В таком случае, имеются равные основания предполагать, что нижний уровень осевой части Маркотхского хребта и вершинные поверхности структурно-литологических гряд представляют собой останцы единой поверхности выравнивания (акчагыльской), которая была последовательно наклонена к северо-востоку и разбита блоковыми ступенями с одновременной избирательной денудацией по литологически ослабленным зонам. В пользу преимущественно тектонического происхождения продольных ступеней северо-восточного склона Маркотхского хребта свидетельствует “обрамление” линеаментной сетью террасовидных поверхностей с четкой приуроченностью тыловых швов, и плановых очертаний ступеней к выявленным нарушениям как для зоны тоннеля, так и для смежных участков. При трассировании наклонной “акчагыльской” поверхности от Маркотхского хребта в северо-восточном направлении над вершинами структурно-литологических гряд, обнаруживается разница высотных отметок на осях гряд от 20 до 40 м. Принимая эти величины за результат блоковых подвижек в постакчагыльское время, можно охарактеризовать скорости вертикальных смещений блоков-ступеней средними величинами 0.01–0.02 мм/год.

Структурно-тектоническая характеристика и детальные исследования разломных зон

Сопоставление материалов дистанционного зондирования, полевых геолого-геоморфологических данных и геолого-геофизического разреза по оси тоннеля, позволило уточнить современные структурно-тектонические условия в зоне тоннеля. Существенную роль в оценке темпа и характера голоценовых тектонических движений по разломам сыграл метод изучения приповерхностного строения разломных зон в специально пройденных горных выработках (тренинг) и обнажениях. Ранее подоб-

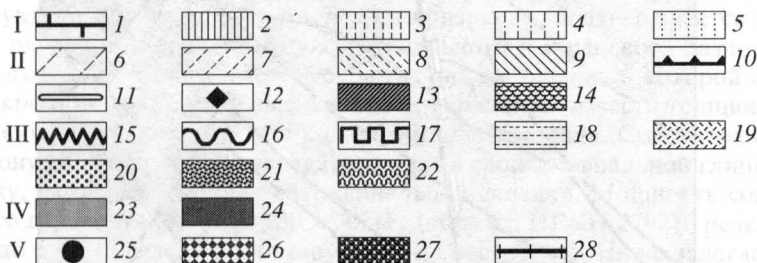


Рис. 3. Морфодинамическая схема зоны тоннеля

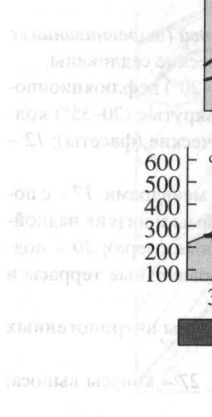
I. Вершинный комплекс. 1 – гребни водоразделов; фрагменты вершинных поверхностей (выравнивания) с абс. отметками: 2 – 570–590 м, 3 – 525–535 м, 4 – 430–500 м; 5 – структурно-литологические седловины.

II. Склоновый комплекс. Склоны: 6 – отлогие (5–12°) дефлюкционные, 7 – средние (12–20°) дефлюкционно-делювиальные, 8 – крутые (20–35°) делювиальные и дефлюкционно-делювиальные, 9 – крутые (20–35°) коллювиальные и коллювиально-делепсивные, 10 – эрозионные, 11 – эрозионно-тектонические (фасеты); 12 – мелкие оползни; 13 – оползневые уступы; 14 – оползневые тела.

III. Долинный комплекс. Долины: 15 – с подвешенными притоками, 16 – с врезанными меандрами, 17 – с поперечными уступами в русле; 18 – днища долин рек с нерасчлененным комплексом поймы и низких надпойменных террас; 19 – озеровидные расширения днищ долин рек (спущенные подпружные озера); 20 – подпружные озера в долинах рек; 21 – сегменты высоких террас; 22 – аллювиально-пролювиальные террасы и шлейфы.

IV. Антропогенные формы рельефа. 23 – площадки антропогенных террас, 24 – уступы антропогенных террас.

V. Прочие обозначения. Пролувиально-селевые: 25 – воронки, 26 – русла и шлейфы, 27 – конусы выноса; 28 – ось тоннеля



ные исследования проводились на Большом и Малом Кавказе и показали применимость этой методики для Кавказского региона в целом [16–18].

В зоне тоннеля нижнемеловые породы отличаются опрокинутым залеганием слоев, падающих к северо-востоку при северо-западном простирании. Отложения верхнего мела на поверхности характеризуются нормальным залеганием, падая на юго-запад, а с глубиной принимают опрокинутое залегание. Блоки с различным залеганием пород отделены друг от друга Тоннельным разломом, разорвавшим описанные отложения в ансамбле чешуйчатых складчатых взбросов, осложнивших крылья Семигорской антиклинали (рис. 4).

Морфологическая выраженность линеаментов северо-западной ориентировки, проявляющаяся в упомянутых выше характеристиках строения и современного развития рельефа, подтверждается непосредственно наблюдаемыми в руслах и нижних обнаженных частях склонов разрывами коренных пород. Линеаменты проявляются в виде разломных зон, образованных прерывистыми сколовыми разрывами, заполненными кальцитовыми жилами с бороздами скольжения или глиной трения, и зонами брекчирования, сопровождаемые тектоническими клиньями и складками волочения. Помимо этого разрывам часто сопутствуют специфические формы присдвиговой складчатости: фестончатые полускладки с круто погружающимися или вертикальными шарнирами и горизонтальные флексуры с диагональным простиранием смыкающего крыла.

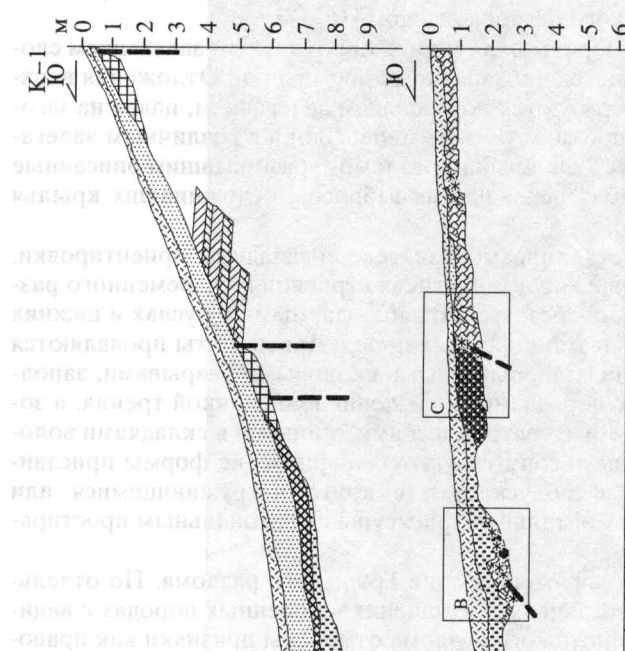
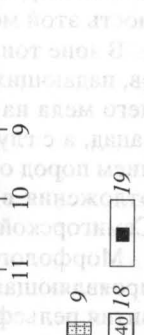
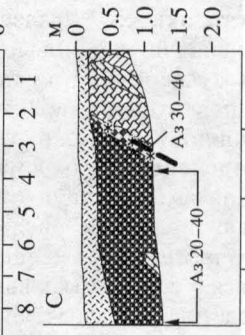
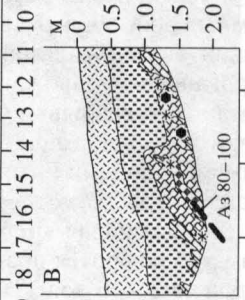
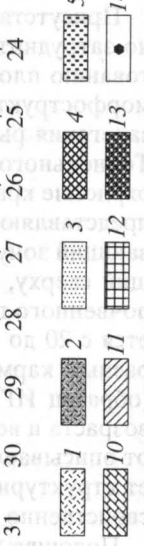
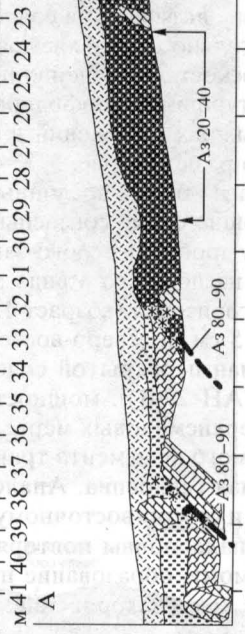
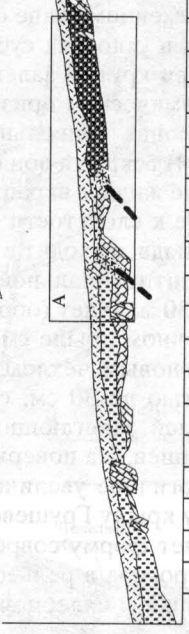
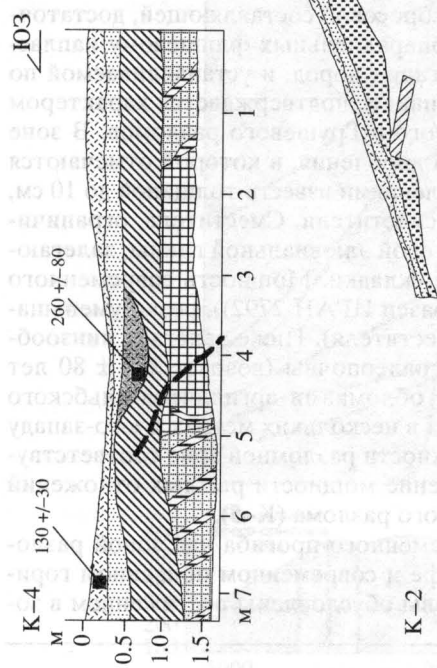
Сдвиговая составляющая ярко выражена в зоне Грушевого разлома. По отдельным разрывам наблюдаются правосдвиговые смещения в коренных породах с видимой амплитудой до 2 м. В зоне Тоннельного разлома отмечены признаки как правосдвиговых, так и левосдвиговых смещений. При этом отдельные сместители с левосдвиговой компонентой смещают правосдвиговые разрывы, что свидетельствует о смене правосдвиговой кинематики на левый сдвиг. Видимая амплитуда и тех, и других горизонтальных смещений по отдельным сместителям не превышает 1 м.

Присутствие активной на современном этапе сбросовой составляющей, достаточно затруднительно определяемой в условиях субпараллельных флишевому напластованию плоскостей смещения при крутом залегании пород, и устанавливаемой по морфоструктурным и морфодинамическим признакам, подтверждается характером залегания рыхлых отложений в зонах Тоннельного и Грушевого разломов. В зоне Тоннельного разлома (рис. 5, К–4) вскрыта зона дробления, в которой отмечаются охристые красно-бурые послойные жилы с вкраплениями извести толщиной до 10 см, представляющие собой согласные к слоистости сместители. Сместитель, ограничивающий зону дробления с юго-запада, выходит в слой элювиальной глины, залегающий сверху, изгибая его в виде антиклинальной складки. Мощность современного почвенного горизонта (возраст 130 ± 30 лет (образец ИГАН 2792)), резко уменьшается с 20 до 5 см (в северо-восточном крыле сместителя). Ниже залегает линзообразный карман перекрытой склоновым чехлом палеопочвы (возраст 260 ± 80 лет (образец ИГАН 2791)), мощностью до 30 см, с обломками аргиллитов альбского возраста и верхнемеловых мергелей, залегающих в нескольких метрах к юго-западу от описываемого фрагмента траншеи. На поверхности разломной зоне соответствует структурная седловина. Аналогичное увеличение мощности рыхлых отложений свойственно и северо-восточному крылу Грушевого разлома (К–5).

Подошва палеопочвы повторяет форму современного прогиба над зоной разлома. По-видимому, образование прогиба в рельефе и современном почвенном горизонте, также как и захоронение линзы палеопочвы обусловлены растяжением в зо-

Рис. 4. Структурно-тектоническая схема и геологический разрез

Отложения: 1 – терригенные аптского яруса нижнего мела, 2 – терригенные альбского яруса нижнего мела, 3 – терригенно-карбонатные сеноманского и туронского ярусов верхнего мела, 4 – карбонатные турон-коньякского и сантонского ярусов верхнего мела; разрывные нарушения: 5 – активные, 6 – низкоактивные; 7 – каналы и их номера; 8 – ось тоннеля



K-1

Ю3

K-2

A

B

C

M

M

M

M

M

19

18

17

16

15

14

13

12

11

10

9

8

7

6

5

4

3

2

1

10

11

12

13

14

15

16

17

18

19

не сброса и опусканием северо-восточного крыла при активизации медленных (криповых) смещений в зоне разлома, произошедшей не ранее 260 лет назад. Активизация коррелируется с сильным землетрясением 1799 г., сопровождавшимся “сотрясением по всей Кубанской области, одновременно со взрывом нового грязе-вулканического острова в Азовском море напротив Темрюка” [19]. Такая связь деформаций в разломных зонах с сильными землетрясениями, выраженная в возрастании размаха смещений с последующей стабилизацией, при расстояниях в десятки – первые сотни километров от эпицентра землетрясения, была отмечена в ходе деформационных измерений в зонах разломов [20].

Судя по резкому изменению мощности современной почвы в северо-восточном крыле разлома, и активности современных экзогенных процессов в приразломной долине, медленные тектонические смещения идут и сейчас. Резкое изменение мощности современной почвы вблизи разрыва составляет 20 см, при радиоуглеродном возрасте 130 ± 30 лет. Таким образом, скорость современных криповых смещений в зоне Тоннельного разлома составляет 1.5 мм/год. Рассчитанная скорость, очевидно, отвечает скорости прогибания при растяжении в зоне сбросовых смещений. Об этом свидетельствует сходство деформаций дневной поверхности, современного почвенного горизонта, палеопочвы и элювиально-делювиальных отложений.

Поперечные (северо-восточной ориентировки) тектонические нарушения центрального морфоструктурного сегмента, в коренном субстрате выражены в виде зон рассеянных сколовых разрывов сдвиговой кинематики шириной до 30 м. В северной поперечной долине по разрывам северо-восточной ориентировки наблюдаются правосдвиговые смещения пластов песчаника с амплитудой до 10 см. Одной из траншей (К-6), вскрыты многочисленные сместители с амплитудой правосдвигового характера до 0.7 м. Над отдельными разрывами образовались клинообразные карманы склонового чехла и почвенного покрова с локальным увеличением мощности от 30 до 75 см и от 10 до 20 см соответственно.

В южной части исследованного района поперечные разрывные нарушения имеют несколько иной характер. В рельефе они выражены в виде седловин на гребне Маркотхского хребта, спрямленных ложбин и уступов на его склонах, отдельных долин. В структурном отношении эти нарушения являются северо-восточным окончанием активной на современном этапе, складчатой разрывной структуры (“Перевальная”), на юге погружающейся под воды Цемесской бухты и характеризующейся существенно сдвиговой кинематикой. Вскрытые траншеями (рис. 5, К-2, К-3) разрывы близширотного ($70-100^\circ$) простираения определяются в качестве сбросов, и смещают склоновый чехол и современную почву с амплитудой 5–25 см. Разрывы, отклоняющиеся к северу ($20-40^\circ$), в коренных породах характеризуются зонами смятия с жилками кальцита и бороздами скольжения. Выше разрывов разрез представлен выветрелыми, часто слабоокатанными обломками известняков, часто пердробленными до мелкой крошки с заполнителем из коричневого ожелезненного суглинка, развитого пятнами и полосами. На отдельных участках эти породы смяты в мелкие асимметричные складки. Характер воздействия разрывов на четвертичный покров свидетельствует об обстановке сжатия по разрывам с простираением $20-40^\circ$ и растяжения по разрывам близширотного простираения. Строение разломных структур

Рис. 5. Геологические выработки в зонах тектонических нарушений (канавы К-1; К-2 с фрагментами А, В и С; К-4)

Почва: 1 – современная, 2 – погребенная; склоновые дефлюкционные отложения: 3 – дресвяно-суглинистые, 4 – дресвяно- и щебнисто-суглинистые уплотненные, 5 – суглинисто-щебнистые и глыбовые; элювиальные отложения: 6 – дресвяно-щебнисто-суглинистые, 7 – дресвяно-глинистые; коренные породы: 8 – песчаники, 9 – аргиллиты, 10 – известняки, 11 – мергели; тектонически активные зоны: 12 – дробления и тектонические брекчи, 13 – смятия склонового чехла; 14 – обломки кальцита; 15 – кальцитовые жилы; 16 – лимонитизация; 17 – сместители; 18 – азимуты простираения тектонических нарушений и мелкой складчатости; 19 – места отбора проб на абс. возраст

тур, сочетающих зоны сжатия и растяжения, характерно для дизъюнктивов имеющих существенную сдвиговую компоненту смещений. Взаимное сочетание и ориентировка структур сжатия и растяжения по отношению к простиранию всей зоны ($60\text{--}70^\circ$), указывает на правосдвиговую кинематику. Такие закономерности строения сдвиговых зон ярко демонстрируются современными аналогами, образующимися при выходе очага сильных землетрясений на поверхность [21]. Тектонофизический анализ, проведенный на базе экспериментальных данных, показывает, что подобные закономерности проявляются и при медленной (криповой) деформации в зонах сдвига [22].

В северной ветви Перевальной зоны сбросо-сдвигов, вскрыта структура растяжения (рис. 5, К-1) в рельефе, представленная пологой склоновой ступенью. Описываемая структура представляет собой микропрогиб в рыхлом чехле, с севера ограниченный карманами и линзами выветрелой тектонической брекчии. Судя по обломкам жильного кальцита под этими карманами могут находиться тектонические разрывы. Микропрогиб выполнен аномально мощным (до 1.5 м), относительно фоновых характеристик чехла (0.5 м), суглинистым горизонтом, подстилаемым грубообломочным слабоокатанным, слабосортированным, выветрелым материалом, заполненным серо-зеленой и желтовато-коричневой опесчаненной глиной. Накопление такого мощного слоя склоновых отложений совершенно нетипично для крутых южных склонов Маркотхского хребта, где под маломощным (в среднем 0.5 м) чехлом рыхлых отложений залегают коренные породы, что характерно и для зон дробления неактивизированных в голоцене разрывных нарушений. Поэтому можно предположить, что повышенная аккумуляция сопровождала тектоническое прогибание, связанное с разрывами, признаки которых обнаружены в канаве.

Вероятно, накопление грубообломочных осадков происходило в иной климатической обстановке, нежели образование перекрывающего их мощного суглинистого горизонта. Такой обстановкой мог быть климат перигляциальной зоны последнего оледенения Большого Кавказа. Нижняя граница ледников в это время достигала 900–650 м [23]. Последующая за этим смена климата предопределила изменение условий континентального осадконакопления и образование суглинистого горизонта. Абсолютной хронологической шкалы климатических изменений для Северного Кавказа до сих пор не разработано [15]. В то же время, начало голоценового климатического оптимума – 7 тыс. л. н. [24], коррелирует с радиоуглеродными датировками (7–3 тыс. л.) резко обогащенных органическим и раковинным материалом поздненовозвксинских слоев Черного моря [25]. Таким образом, если допустить, что накопление рыхлых осадков связано с тектоническим прогибанием этой структуры, и принять временной рубеж 10–7 тыс. л. за финальную стадию последнего сильного оледенения [23, 24], а амплитуду прогиба за это время – 1 м (прямо соответствующей мощности суглинков), то скорость опускания составит максимально 1–1.5 мм/год.

Выводы

Детальные геолого-геоморфологические исследования в районе проектируемого тоннеля показали, что современная морфотектоника территории определяется блоковым каркасом нарушений, обусловленным взаимодействием активных продольных и поперечных разломов в разной степени и дифференцированно во времени унаследовавших направления планетарной трещиноватости и сформировавших продольно-ступенчатую структуру северо-восточного склона Маркотхского хребта.

Разрывные нарушения северо-западной ориентировки образуют структурный рисунок, сформированный в поле напряжений, характеризующемся сжатием в северо-восточном направлении. Такое поле напряжений на этапе раннеорогенных движений привело к образованию в палеоцене–эоцене продольно ориентированной, относительно всей подвижной системы Северо-Западного Кавказа, линейной складчатости и соскладчатых взбросо-надвигов, в том числе опрокинутой к юго-западу Семи-

горской антиклинали, разорванной Семигорской взбросо-надвиговой зоной [26]. Разломы общекавказского простираения деформировали вмещающие породы как правосторонние взбросо-сдвиги, с взброшенными северо-восточными крыльями. В исследованном районе такие разломы приурочены к границам литологически разнородных толщ.

Последующий этап развития характеризуется сменой характеристик напряженно-деформированного состояния этой части складчатой системы Большого Кавказа, что привело к окончательному прекращению складкообразования в мезозойских толщах и смене кинематики складчатых разрывных нарушений с взбросовой на сбросовую. Обстановка сжатия в северо-восточном направлении сменилась на растяжение. При этом оформилась ступенчато-блоковая морфоструктура субпараллельных структурно-литологических гряд северо-восточного склона Маркотхского хребта.

Кинематика и структурная позиция поперечных разломов определились в тесной связи с движениями по разрывам общекавказского простираения. Поперечные разрывы представляют собой зоны сконцентрированной трещиноватости, либо прерывистых сколовых разрывов правосдвиговой кинематики северо-восточного простираения со смещениями незначительной амплитуды (редко более 1 м). Такая структура разрывных зон свидетельствует в пользу их сравнительно недавнего заложения, связанного с изменением ориентировки осей поля напряжения [22].

Современные активные нарушения определяют характер экзогенных рельефообразующих процессов, а также специфическое развитие покровных отложений в зонах разломов. Предполагаемые скорости вертикальных смещений, рассчитанные путем морфологических построений для четвертичного периода в целом составляют 0.01–0.02 мм/год, а с использованием тренчинга для голоцена достигают 1–1.5 мм/год, что может свидетельствовать об импульсной активизации разломов на отдельных временных отрезках.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. Складчатая структура Северо-Западного Кавказа и механизм ее формирования. Тбилиси: Мецниереба, 1989. 59 с.
2. Хашин В.Е., Ломизе М.Г. О молодых подвижках по древним разломам на Западном Кавказе и их влиянии на гидрографическую сеть // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1959. № 8. С. 17–21.
3. Сафронов И.Н. Проблемы геоморфологии Северного Кавказа и поиски полезных ископаемых. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1983. 160 с.
4. Лебедева Н.А. Ступенчатый рельеф Северо-Западного Кавказа // Вопр. географии. 1954. № 36. С. 207–214.
5. Лилиенберг Д.А., Муратов В.М. О закономерностях формирования рельефа горных окончаний Большого Кавказа // Вопр. географии. 1968. № 74. С. 81–97.
6. Янушевский Ю.Д., Дубровин Н.И., Безруков В.Ф. О связи гравитационных смещений горных пород с неотектоническим развитием южного склона Северо-Западного Кавказа (на примере междуречья Аше-Псоу) // Тр. ПНИИИС. 1972. Т. 16. С. 69–75.
7. Растворова В.А. Роль разрывной тектоники в формировании рельефа Краснополянского района Большого Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геологии. 1961. Т. 36. Вып. 3. С. 32–37.
8. Авенириус И.Г. Морфоструктуры зоны сочленения Черноморской впадины с Северо-Западным Кавказом // Геоморфология. 1980. № 3. С. 49–55.
9. Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа (опережающие исследования для инженерных изысканий). М.: Недра, 1992. 254 с.
10. Летавин А.И., Перерва В.М. Разрывная тектоника и перспективы нефтегазоносности краевой зоны Северо-Западного Кавказа. М.: Наука, 1987. 88 с.
11. Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. 283 с.
12. Худяков Г.И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 256 с.
13. Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. 183 с.
14. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.

15. *Несмеянов С.А.* Геоморфологические аспекты палеоэкологии горного палеолита (на примере Западного Кавказа). М.: Научный мир, 1999. 392 с.
16. *Rogozhin E.A., Yunga S.L., Marakhanov A.V.* et all. Seismic and tectonic activity of faults on the south slope of the NW Caucasus // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2002. V. 4. № 3. <http://www.agu.org/WPS/rjes/>.
17. *Богатиков О.А., Рогожин Е.А., Гурбанов А.Г. и др.* Древние землетрясения и вулканические извержения в районе Эльбруса // Докл. РАН (ДАН). 2003. Т. 390. № 4. С. 511–516.
18. *Рогожин Е.А., Филип Э.* Геолого-тектоническое изучение очаговой зоны Спитакского землетрясения // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1991. № 11. С. 3–17.
19. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. 535 с.
20. *Гольдин С.В., Дядьков С.В., Селезнев В.С., Шерман С.И.* Некоторые результаты исследования в связи со среднесрочным прогнозом на Южно-Байкальском геодинамическом полигоне // Пробл. сейсмологии 3-го тысячелетия. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 2003. С. 11–32.
21. *Геодаков А.Р., Овсюченко А.Н., Платонова С.Г., Рогожин Е.А.* Материалы предварительного изучения сильного землетрясения 2003 г. на Горном Алтае // ЭНИ журнал “Вестник отделения наук о Земле РАН”, 2003. № 1 (21). http://www.scgis.ru/h_dgggms/ndex_info.html.
22. *Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А.* Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. 262 с.
23. *Думитрашко Н.В., Милановский Е.Е.* Древнее оледенение // Общая характеристика и история развития рельефа Кавказа. М.: Наука, 1977. С. 239–243.
24. *Клиге Р.К., Данилов И.Д., Конищев В.Н.* История гидросферы. М.: Научный мир, 1998. 368 с.
25. *Шимкус К.М., Емельянов Е.М., Тримонис Э.С.* Донные отложения и черты позднечетвертичной истории Черного моря // Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975. С. 138–161.
26. *Шолто В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А.* Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука, 1993. 192 с.

ИФЗ РАН

Поступила в редакцию
01.06.2004

DETAILED MORPHOTECTONIC ANALYSIS AND RECENT ACTIVITY EVALUATION OF DISJUNCTIVE STRUCTURES OF THE NORTH-WESTERN CAUCASUS (MARCKHOTSKY RIDGE)

A.N. OVSYUCHENKO, S.V. SHVAREV

S u m m a r y

The recent tectonic structure and fault activity of the Marckhotsky Ridge district were established on the basis of detailed geological and geomorphologic investigation with the use of remote sensing and field “trenching” data. The aim of researches had been the engineering defence of the new tunnel. The structural pattern of this region includes lengthwise and transversal faults, forming block-stepped morphostructure with the segments of structural-lithologic crests which are sunk along lengthwise and shifted along transversal faults. Recent fault activity manifests itself both in specific set of exogenous processes and in the structure of cover deposits in the fault’s zones. N-E tectonic compression forming overturned and overthrust folds in the Paleocene-Eocene later turned into tension and normal fault system which are active till now. The velocity of recent tectonic movements reaches up to 1–1.5 mm/year, according to the surface deposits data.