

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ им. О. Ю. ШМИДТА

На правах рукописи

Овсюченко Александр Николаевич

**СЕЙСМОТЕКТОНИКА И ЭЛЕМЕНТЫ СОВРЕМЕННОЙ
ГЕОДИНАМИКИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА ПО ДАННЫМ
ПАЛЕОСЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

Специальность 25.00.03 – «Геотектоника и геодинамика»

Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-
минералогических наук

Научный руководитель:

д. г-м. н., профессор Рогожин Е.А.

Москва 2006

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	3
Глава 1. Обзор истории изучения геологического строения и сейсмотектоники Северо-Западного Кавказа.....	9
Глава 2. Основные черты геологической структуры, неотектоники и современной геодинамики Северо-Западного Кавказа в связи с сейсмичностью.	27
2.1. Основные черты геологического строения	27
2.2. Неотектоника	30
2.3. Сейсмичность	36
2.4. Современная геодинамика Западного Кавказа по инструментальным данным о современных движениях земной поверхности	40
2.4.1. Современные вертикальные движения земной коры	40
2.4.2. Сведения о современных горизонтальных движениях	44
Глава 3. Методика изучения активных структур, применительно к задаче исследований и региональным условиям Северо-Западного Кавказа.....	49
Глава 4. Геологические проявления активности разломов.....	69
4.1. Крымск-Новороссийский участок.....	70
4.2. Джубгинский участок	105
4.3. Таманский п-ов и краевая часть Северо-Западного Кавказа.....	123
4.4. Палеосейсмогеологическая интерпретация полученных результатов. ...	140
Глава 5. Оценка соотношения вклада геологических и сейсмических форм тектонических движений.....	144
Заключение	163
Литература	165

Введение

Актуальность работы. Изучение современных геодинамических процессов, вызывающих катастрофические последствия, является одним из приоритетных направлений в науках о Земле. Не последнее место среди них занимают оценка сейсмической опасности и исследование современных деформационных процессов в земной коре. Северо-Западный Кавказ является одной из самых освоенных и густонаселенных сейсмоопасных областей России. В то же время этот регион довольно слабо изучен в сейсмотектоническом отношении.

При проведении оценки сейсмической опасности любого региона всегда возникают два важнейших вопроса. Первый – уровень максимальной магнитуды ожидаемых землетрясений, а второй – период повторяемости разрушительных сейсмических событий. По данным сейсмостатистики на эти вопросы далеко не всегда можно найти правильные ответы. Это объясняется неполнотой сейсмических каталогов в связи с малыми периодами сейсмологических наблюдений, что характерно и для Северо-Западного Кавказа. Палеосейсмогеологический подход, основанный на допущении, что сильнейшие землетрясения далекого, часто доисторического прошлого оставляют на поверхности следы (палеосейсмодислокации), дает возможность преодолеть такие трудности.

Кроме того, детальное изучение приповерхностного строения зон активных разломов в траншеях (трэнчинг) вскрывает особенности развития этих структур на самых последних этапах геологического развития района и в настоящее время. Актуальным и слабо изученным аспектом поставленной проблемы является вопрос о роли различных форм тектонических (и в особенности сейсмических) движений в современных геодинамических процессах региона. Полученный автором фактический материал дает возможность подойти к этой проблеме с новых позиций и попытаться качественно и количественно оценить роль сейсмических явлений в современном тектоническом процессе.

Другой стороной работы является ее прикладная направленность. Северо-Западный Кавказ является слабо изученным в сеймотектоническом отношении. В настоящее время этот регион активно застраивается, осваиваются новые территории. На фоне интенсивной хозяйственной деятельности, всестороннее изучение возможных природных катастроф представляется особенно актуальным. Еще относительно недавно регион относился к 6-7 балльной зоне (ОСР-73). По новой карте ОСР-97 здесь трассируется 8-9 балльная зона с очень большим (более 1000 лет) периодом повторяемости сильнейших землетрясений. Период повторяемости получен расчетным путем и до последнего времени не имел фактического подтверждения. Не имели твердой фактической основы и представления о положении сейсмогенерирующих структур и их сеймотектонических характеристиках. Проведенные исследования позволили в первом приближении выявить спектр геологических структур, ответственных за реализацию сейсмического потенциала и оценить параметры ряда конкретных сейсмогенерирующих зон.

Цель и задачи работы. Основная цель работы: оценить параметры долговременного сейсмического режима и соотношение сейсмической составляющей с другими формами голоценовых и современных тектонических движений Северо-Западного Кавказа и Таманского п-ова. Главные задачи: выявление и всестороннее изучение активных геологических структур, с оценкой индивидуального вклада различных компонент наблюдаемых деформаций в тектонический процесс.

Фактический материал. Диссертационная работа в значительной мере основывается на материалах, полученных в период с 2001 по 2005 г. в процессе специализированных работ по изучению активных разломов и оценке сейсмической опасности на целом ряде строительных объектов Северо-Западного Кавказа и близлежащих территорий. Основные из них: газопровод Голубой Поток (участок Горячий Ключ – Джубга), компрессорная станция Береговая (район Джубги), тоннель Грушовая-

Шесхарис (район Новороссийска), нефтепровод Крымск-Грушовая (район Новороссийска), компрессорные станции в Кропоткине и Белореченске, высотные здания в Краснодаре, Геленджике и другие. Работы проводились в тесном сотрудничестве с НИПИ «ИнжГео» (Краснодар). Автор принимал непосредственное участие в этих исследованиях. Часть материалов, использованных в работе (в частности результаты геофизических исследований), предоставлены сотрудниками НИПИ «ИнжГео». Полевой материал по активным структурам Таманского п-ова собран в 2003-2004 гг. в составе научного коллектива по проблемам флюидодинамики и грязевого вулканизма под руководством Л.Е. и А.Л. Собисевичей. Кроме этого привлечены результаты исследований, проведенных в составе сейсмотектонического отряда ИФЗ РАН под руководством Е.А. Рогожина, на Центральном Кавказе (Приэльбрусье и Северная Осетия, 2003-2004 гг.) и в Горном Алтае (эпицентральная область Алтайского землетрясения 2003 г., 2003-2005 гг.). Полученные при этом результаты привлечены в работе в качестве методической базы и основы представлений о геодинамической позиции Северо-Западного Кавказа на фоне всего горно-складчатого сооружения Большого Кавказа.

Научная новизна. Проведенные исследования позволили впервые определить период повторяемости и энергию сильных палеоземлетрясений в осевой части и на южном склоне Северо-Западного Кавказа. Кроме этого, полевой материал по активным структурам внес существенный вклад в детализацию существующих неотектонических схем (кинематика, характер площадного распределения голоценовых и современных тектонических смещений, их скорости и т.д.). Проведено сопоставление данных повторного нивелирования за период 1925-1992 гг., со скоростями вертикальных смещений в зонах активных разломов, в результате чего установлено их принципиальное соответствие. Уточнение имеющихся данных о темпах вертикального сейсмотектонического течения горных масс позволило произвести их сопоставление со скоростями современных вертикальных

движений различных тектонических структур. Итогом работы явилось составление оригинальной схемы соотношения различных форм тектонических движений Северо-Западного Кавказа.

Защищаемые положения.

1. Проведенными палеосейсмогеологическими исследованиями установлена реальность сильных землетрясений на Северо-Западном Кавказе с $M=6.5-6.8$ и периодом повторяемости 1000–1500 лет.

2. Распределение скоростей и направленности современных тектонических движений неоднородно: высокие скорости вертикальных движений отмечаются в пределах южного склона, западной периклинали складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа а также на континентальном склоне Черного моря; низкие скорости вертикальных движений – в осевой зоне и на северном склоне складчатого сооружения; высокие скорости горизонтальных движений наблюдаются в пределах всего Северо-Западного Кавказа и Таманского п-ова.

3. Выявлены разнообразные взаимоотношения складчатых, криповых (медленных разрывных) и сеймотектонических (импульсных разрывных) форм тектонических движений: от преобладания асейсмичного крипа (вклад более 99%) в центральной части Северо-Западного Кавказа, до преобладания сеймотектонической компоненты (50–100%) в Анапской сейсмической зоне. Таманский п-ов и Туапсинский прогиб характеризуются доминированием складчатых деформаций (60–100% от общей деформации).

Практическая значимость работы. Проведенные исследования, в большой мере, были связаны со специализированными изысканиями под строительство трубопроводов и тоннелей в пределах активного в сеймотектоническом отношении Северо-Западного сегмента Большого Кавказа. Результаты этих исследований положены в основу проектирования мероприятий по защите трубопроводов и тоннелей от сейсмических воздействий и медленных геологических движений. Другое направление связано с оценкой сейсмической опасности при строительстве высотных

зданий в интенсивно развивающихся городах Краснодарского края, прежде всего в Краснодаре. Таким образом, исследования имели явно прикладное значение. Полученный при этом палеосейсмогеологический и сеймотектонический материал позволяет составить количественные представления о распределении и сейсмическом режиме сейсмогенерирующих структур, что является основой детального сейсмического районирования, которое в Краснодарском крае до сих пор не проведено.

Представление результатов и обсуждение основных положений диссертационной работы и ее отдельных частей проходило в виде докладов на ряде семинаров в ИФЗ РАН, а также конференций и совещаний: научно-техническая конференция «Строительство и эксплуатация транспортных сооружений в районах развития опасных геологических процессов» (Москва, 2003 г.); международная научная конференция «Устойчивое развитие горных территорий» (Владикавказ, 2004 г.); национальная научно-техническая конференция по сейсмостойкому строительству и сейсмическому районированию (Сочи, 2005 г.); научная конференция «Седьмые геофизические чтения им. В.В. Федынского» (Москва, 2005 г.); заключительная научная конференция грантодержателей регионального конкурса РФФИ и администрации Краснодарского края (Туапсе, 2005 г.).

Публикации. По теме диссертации опубликовано 16 работ, из них 13 с соавторами.

Структура и объем диссертации. Диссертационная работа состоит из введения, трех глав и заключения. Общий объем диссертации составляет: 173 страницы; содержит 71 рисунок. Список литературы включает 177 наименований.

Благодарности. Автор искренне благодарит за сотрудничество, помощь и ценные советы сотрудников ИФЗ РАН: В.Н. Шолпо, Г.И. Рейснера, А.В. Мараханова, С.В. Шварева, Л.И. Иогансон, Ю.В. Нечаева, Г.Н. Квятковскую, Л.Е. Собисевича, А.Л. Собисевича, А.С. Алешина, С.Л. Юнгу,

А.И. Захарову, Е.А. Хромецкую, Ф.Ф. Аптикаева и других; сотрудников НИПИ «ИнжГео»: Н.И. Овсяченко, Ю.Ю. Дмитриева, С.В. Журавлева, К.А. Костенко, С.И. Кирсанова; сотрудника ИГЭ РАН С.А. Несмеянова.

Особую, глубокую признательность автор выражает научному руководителю Е.А. Рогожину.

Глава 1. Обзор истории изучения геологического строения и сейсмотектоники Северо-Западного Кавказа.

Начало систематическому изучению геологического строения Большого Кавказа в целом, и Северо-Западного Кавказа в частности, было положено пионерскими работами геологов Геологического комитета в начале прошлого столетия (Н.А. Андрусов, К.И. Богданович, И.М. Губкин, А.М. Коншин, К.А. Прокопов и др.). Эти исследования существенно уточняют первоначальные фрагментарные сведения о тектонической структуре и стратиграфии региона; разрабатываются схемы структурно-фациальной зональности (В.П. Ренгартен, В.Н. Робинсон, О.С. Вялов, В.В. Белоусов, А.Л. Козлов, Г.М. Ефремов и др.). Завершающим рубежом этого периода является конец 30-х годов, когда появилась серия работ геологов Геолкома, и прежде всего В.П. Ренгартена [Ренгартен, 1930]. В этих работах подведены итоги многолетних работ по основным опорным пересечениям Кавказа и дана первая схема его тектонического районирования.

Следующим крупным рубежом в исследовании тектоники и истории геологического развития Кавказа стала монография В.В. Белоусова [Белоусов, 1938; 1939; 1940], в которой впервые была применена новая для того времени методика реконструкции тектонических движений - анализ фаций и мощностей отложений. На основании анализа вертикальных движений с помощью этой методики им были установлены основные этапы развития геосинклинали Большого Кавказа и открыто явление инверсии геотектонического режима.

В послевоенные годы научно-исследовательскими и производственными организациями (Северо-Кавказское геологическое управление, Кавказская экспедиция МГУ, «Краснодарнефтеразведка», Краснодарский филиал ВНИИ и др.) с новой интенсивностью было продолжено геологическое исследование Кавказа и предпринята планомерная обзорная геологическая съемка (масштаба 1:200 000). Были

проведены обширные геологосъемочные буровые и тематические исследования. В результате появился целый ряд обобщающих работ, которыми в значительной мере были сформированы современные представления о геологии Северо-Западного Кавказа. Результаты этих исследований нашли отражение в обобщениях В.Е. Хаина, Е.Е. Милановского, С.Л.Афанасьева, А.М. Борсука, Ч.Б. Борукаева, А.И. Дьяконова, М.Г. Ломизе, В.П. Пекло, А.П. Шарданова и др. [Борсук, 1963; Борукаев, Дьяконов, 1964; Хаин, Ломизе, 1959; Хаин и др, 1962; Шарданов, 1960]. В этих работах авторами подробно разрабатываются вопросы стратиграфии, магматизма, структурно-фациальной зональности, тектонического строения и истории развития региона. Были сделаны выводы о том, что альпийская складчатая структура Северо-Западного Кавказа является не только разновозрастной (предкелловейской, предэоценовой, предолигоценовой), но и гетерогенной по своему генезису, с развитием складок различного происхождения.

В начале 60-х годов были опубликованы две монографии подводящие итог многолетним исследованиям и обобщающие обширнейший фактический материал по геологии всего Большого Кавказа, собранный к тому времени: "Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа" [Кириллова и др., 1960], и "Геологическое строение Кавказа" Е.Е. Милановского и В.Е. Хаина [1963]. Эти монографии явились следующим важным этапом в исследовании Кавказа.

В 70-х и 80-х годах Северо-Кавказским геологическим управлением были развернуты работы по геологическому картированию отдельных площадей Северо-Западного Кавказа в масштабе 1 : 50 000 (В.М. Андреев, В.В. Васильев, Г.Л. Донченко, Н.И. Пруцкий, В.И. Резников, В.А. Сереженко, А.Г. Шемпелев и др.). Подводятся итоги детальных работ по стратиграфии различных комплексов отложений, участвующих в строении Кавказской складчатой области [Геология Большого Кавказа, 1976], структурных исследований с основным упором на изучение складчатых деформаций

[Шолпо, 1978], интерпретации материалов геофизических исследований, в первую очередь профилей ГСЗ [Геофизические исследования..., 1969 и др.], в которых подробно рассматривается глубинное строение Кавказа и прилегающих областей.

Начиная с 60-х годов, намечается закономерная тенденция к детализации тектонических построений в различных регионах Кавказа. А.Н. Шардановым в 1962 г. была предложена тектоническая схема Западного Предкавказья и Западного Кавказа, на которой помимо продольных структур северо-западного простирания выделена серия поперечных флексурных зон [Шарданов, 1960]. В 1971 г. коллектив авторов различных нефтяных и нефтегазоразведочных организаций (А.И. Дьяконов, А.Л. Цагарели, Я.П. Маловицкий и др.) составили Тектоническую карту западной части Кавказа и прилегающей акватории Черного моря масштаба 1:1 000 000. Несколько позже публикуется среднемасштабная (1:200 000) Тектоническая карта Краснодарского края [1974] под редакцией А.И. Дьяконова и В.Н. Корнеева. Эта карта составлена по материалам многолетних геолого-геофизических исследований института “КраснодарНИПИнефть” и треста “Краснодарнефтегеофизика”.

Параллельно обобщающие работы по тектонике региона и его районированию проводились экспедициями СКГУ в ходе средне- и крупномасштабных геологических съемок. Наиболее значительным итогом этих работ представляется Тектоническая карта юга Северного Кавказа масштаба 1:200 000 [1977] и объяснительная записка к ней, составленные под редакцией А.Л. Лунева. Фактической основой для ее составления послужила геологическая карта того же масштаба, разработанная под редакцией Ю.Я. Потапенко.

В 1975-1985 годах Т.П. Гиоргобиани и Д.П. Закарая изучали механизм формирования альпийских структур региона. Ими было высказано предположение о широком развитии в пределах южного склона Северо-Западного Кавказа интерференционных складчатых структур, возникающих

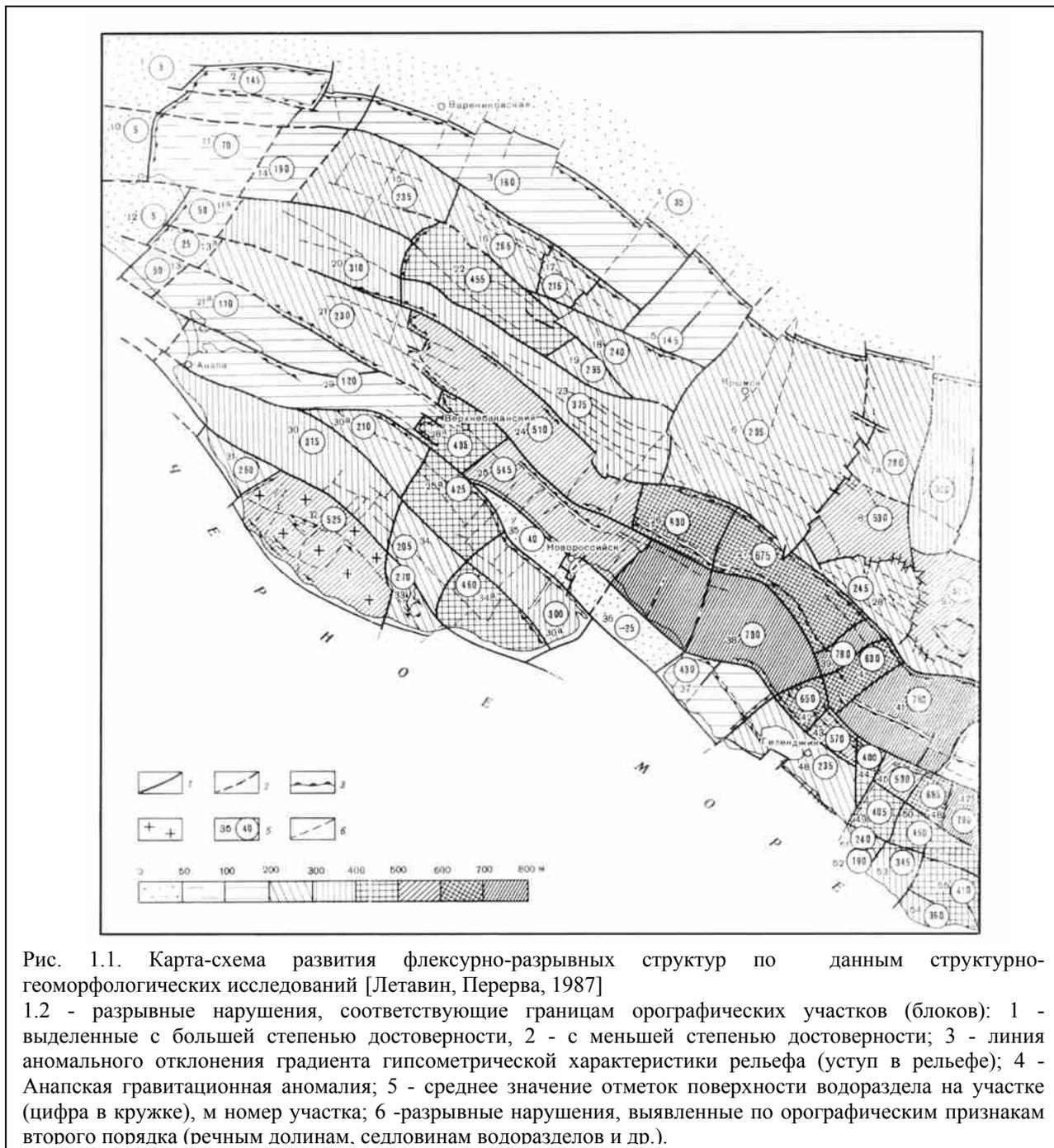
в результате наложения складчатых волн двух направлений. В формировании современной складчатой структуры ведущая роль отводится тангенциальным силам, направленным с юго-запада на северо-восток и возникающим в результате пододвигания Черноморско-Закавказского срединного массива под складчатую структуру Большого Кавказа. [Гиоргобиани, Закарая, 1989]. Широкое распространение покровно-надвиговых и сдвиговых дислокаций предполагается в работах Ч.Б. Борукаева [Борукаев, 1970]. Проведенные им палинспастические построения определяют 2-3-х кратный размер сокращения площади, обусловленный боковым сжатием. В.Е. Хаину и Л.Н. Леонтьеву удалось более полно, чем это было возможно раньше, осветить ранние стадии альпийского цикла развития Кавказа. Ими же было подвергнуто сомнению явление инверсии геотектонического режима, установленное В.В. Белоусовым, и сформулирована идея унаследованного развития геосинклинали Большого Кавказа [Хаин, Леонтьев, 1975]. В работах С.И. Дотдугева [1986], Г.И.Баранова, П.И. Пруцкого, В.И.Резникова была разработана покровно-надвиговая (субдукционно-шарьяжная) геодинамическая модель Северо-Западного Кавказа, основанная на постулатах тектоники литосферных плит. В статьях Л.М Расцветаева [1987] проведен анализ морфологии некоторых тектонических структур Большого Кавказа и сделаны выводы о напряженном состоянии литосферы в альпийскую тектоническую эпоху. Основные черты структурного рисунка Северо-Западного Кавказа по мнению этого автора определяются развитием складчато-разрывных структур сжатия и правого сдвига. Предполагается большая роль квазипластического латерального течения, широкое развитие региональных горизонтов срыва и дисгармонии внутри пластичных толщ нижней-средней юры, нижнего мела и майкопа.

В работах В.В. Белоусова и его последователей выдвигается и развивается гипотеза глубинного диапиризма или адвекции как основной движущей силы процесса развития и формирования складчатой области Большого Кавказа [Белоусов, 1960; Шолпо, 1978; Шолпо и др., 1993]. При

этом ведущая роль отводится внутренним, объемным силам, возникающим в сложных неравновесных термодинамических условиях. В этих работах, основанных на детальном изучении складчато-разрывной структуры региона, мегантиклинорий Большого Кавказа предстает как очень сложная, но упорядоченно организованная складчатая структура, сформировавшаяся в процессе длительного и многообразного процесса тектогенеза имевшего однонаправленный характер. На основании данных о неоднородности интенсивности деформаций в зоне полной складчатости Большого Кавказа, выявленных на полуколичественной основе, в сопоставлении с основными закономерностями геологического развития, авторами обосновывается представление об адвекции как основном механизме ответственном за формирование складчатой структуры Большого Кавказа.

В работе А. И. Летавина и В. М. Перервы [1987] освещены вопросы разрывной тектоники и ее роли в структуре краевой зоны Северо-Западного Кавказа. Выявление разрывных структур выполнено в основном по данным структурно-геоморфологических исследований авторов (рис. 1.1). В результате анализа тектоники и рельефа сделан вывод, что формирование рельефа краевой зоны северо-западного погружения Большого Кавказа контролируется преимущественно эндогенными факторами. Одним из следствий последнего является блоковый характер морфоструктуры региона, характеризующейся наличием группы блоков различных порядков. Разрывные структуры развиваются на границе структурно-тектонических зон различных порядков. Тектонические блоки характеризуются своеобразием тектонического режима, что выражается в различии фаций и мощностей осадочных комплексов смежных блоков. В ряде структурно-тектонических зон Кавказа поперечные разломы непосредственно в приповерхностной структуре проявляются слабо, что связано с уменьшением их амплитуды в этих комплексах по сравнению с более погруженными.

Сделанные выводы представляются важными в методическом отношении, однако основная часть разломов выделена авторами лишь на основании структурно-геоморфологических исследований, что предполагает их активность на неотектоническом этапе, но конкретно (кинематика,



скорости смещений и т.п.) ни один из разломов охарактеризован не был.

В 1992 году С.А. Несмеяновым закончена работа по составлению детальной схемы неотектонического районирования Северо-Западного Кавказа для обеспечения инженерных изысканий и решения ряда других

прикладных задач [Несмеянов, 1992]. Проведенное автором исследование опиралось на детальное изучение деформаций четвертичных речных и морских террас и более древних долинных и водораздельных геоморфологических уровней, а также дешифрирование разномасштабных аэрофотоматериалов. На основании богатого фактического материала, в пределах всего Северо-Западного Кавказа были выделены участки смещения геоморфологических уровней, идентифицированные с новейшими разломами.

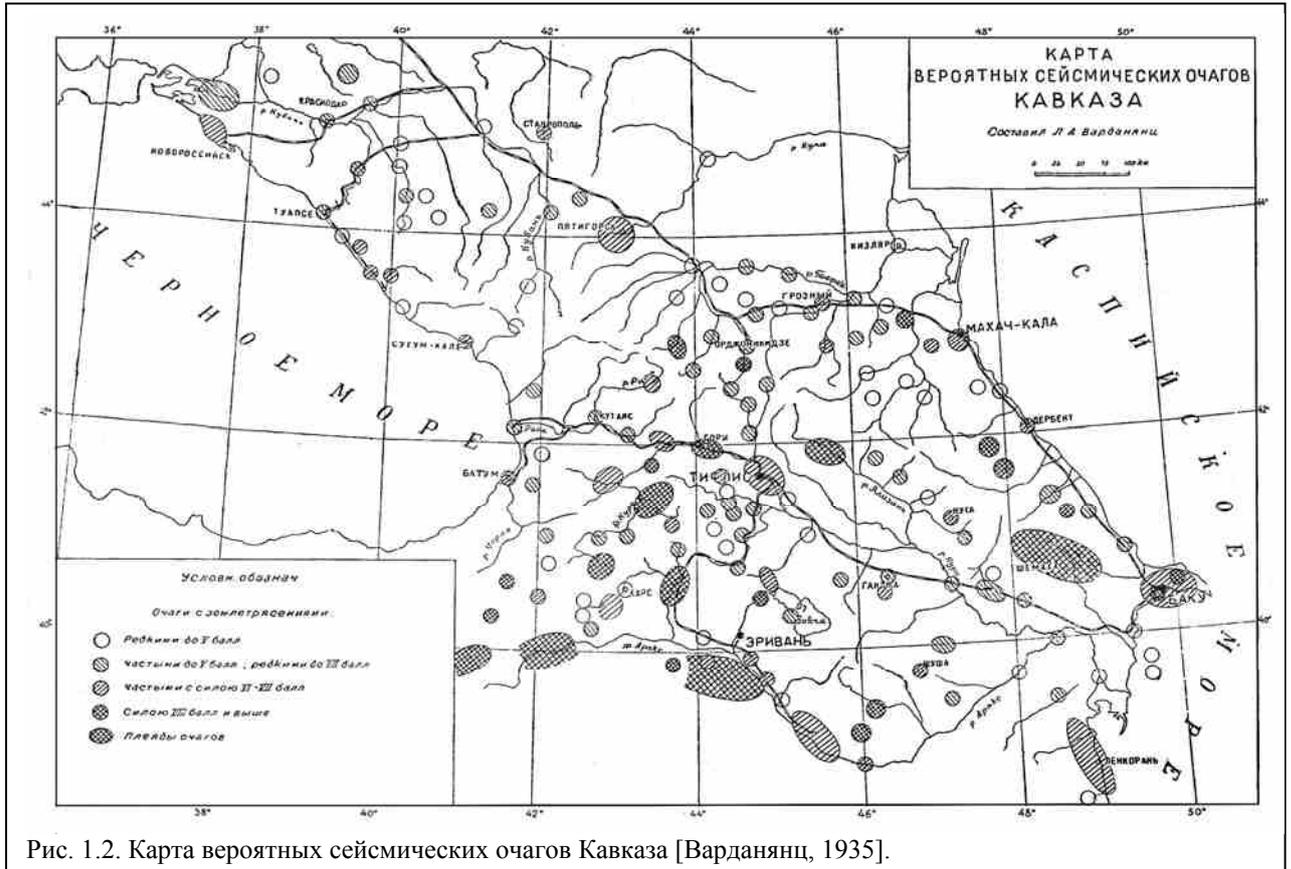
В 1995-2004 годах ФГУГП "Кавказгеолсъёмка" (И.И. Греков, С.Г. Корсаков, В.А. Лаврищев, Н.И. Пруцкий, В.М. Семенов, И.Н. Семенуха и др.) проводит на Северо-Западном Кавказе работы по программе ГДП-200. Северокавказские геологи большую роль отводят покровно-надвиговым и сдвиговым деформациям. При этом ряд позднеальпийских складчатых зон (Новороссийско-Лазаревская, Абино-Гунайская и Чвежипсинская) представлены ими в качестве аллохтонных комплексов.

Другим вопросом, освещенным в диссертации, является грязевой вулканизм широко развитый на Таманском п-ве и периклинальном замыкании Северо-Западного Кавказа. Многолетние детальные исследования этого явления, в том числе применительно к региону исследований диссертанта, выявили ряд условий необходимых для образования грязевых вулканов [Белоусов, Яроцкий, 1936; Федоров, 1936; Губкин, 1950; Якубов и др., 1976; Шнюков и др., 1986; Григорьянц, 2001]. Основную роль играет характер дислоцированности толщ (приуроченность к антиклинальным, диапировым складкам и разломам) и наличие в разрезе пластичных глинистых пород с газово-флюидными скоплениями, находящихся под давлением, превышающим гидростатическое. Большинство современных грязевых вулканов приурочено к структурам, образованным, или вновь обновленным, на самых последних этапах структурообразования того или иного региона [Несмеянов, 1999; Холодов, 2002]. Складчатые структуры

Таманского полуострова в значительной мере изучены сейсмической разведкой МОВ на значительную глубину (до 4-5 км и больше) [Пустильников, Чекунов, 1969]. Установлено, что породы эоценового и более древнего возраста не участвуют в диапиризме, а смяты в пологие антиклинальные складки, в осевой части часто нарушенные разломами. При детальном рассмотрении места грязевого вулканизма в геологической истории Крымско-Кавказского региона выяснено, что этот процесс развивался прерывисто, с резким усилением активности вслед за активизацией тектонических процессов [Губкин, 1950; Шарданов, Пекло, 1961; Шнюков и др., 1986]. Кроме того установлено, что грязевулканические провинции характеризуются умеренным уровнем сейсмической активности. Они всегда соседствуют с областями повышенного уровня сейсмичности, но не совпадают с ними [Панахи, 1998]. В то же время, при всем обилии полученных результатов, много вопросов до сих пор остается открытыми. В их числе и роль грязевого вулканизма в ходе современных структурообразующих процессов, что и является одним из предметов рассмотрения в предлагаемой автором диссертационной работе.

Изучение сейсмического режима и сейсмотектоники на Северо-Западном Кавказе началось гораздо позже, нежели на Восточном или Малом Кавказе. Связано это было с невысоким уровнем наблюдавшейся здесь сейсмичности. Пионерская работа, касающаяся сейсмотектоники Кавказа, была проделана Л.А. Варданянцем [1935]. На основании переработки сейсмостатистических материалов им было выявлено на Кавказе несколько десятков „вероятных“ сейсмических очагов, которые в большинстве случаев были связаны им с теми или иными тектоническими структурами (рис. 1.2). В зависимости от особенностей тектонических элементов, с которыми совпадают сейсмические очаги, таковые распределены Л.А. Варданянцем на несколько типов. Сюда вошли: места пересечения линий молодых поднятий и погружений; места поперечных и продольных дислокаций (разломы и их

флексуры), осложняющие основную структуру данного района; места затухания разломов или начала оживления старых разломов; места кулисообразного подставления дизъюнктивных зон; места пересечения более древних и более молодых дислокационных зон; очаги, совпадающие с грязевыми вулканами (Апшеронский п-ов). Очаги, связанные с местами кулисообразного подставления дизъюнктивных зон и пересечения более древних и более молодых дислокационных зон,



показывают наиболее сложные динамические связи с другими очагами и сопровождаются одновременными дополнительными сотрясениями в других очагах, расположенных в той или иной тектонической зоне, проходящей через район очага главного землетрясения. В некоторых случаях, например, во время Шемахинского (1902 г.) и Дагестанского (1913 г.) землетрясений, дополнительные очаги прекрасно обрисовали тектонические зоны, существование которых стало известным позже.

В фундаментальной работе "Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа" [Кириллова и др., 1960] для установления характера

связи между геологическими структурами и сейсмическими явлениями авторами были проанализированы история геотектонического развития Кавказа и характер распределения сейсмической активности на его территории. Эта работа явилась, на то время, самой обширной по совместному анализу геологического и сейсмического материала на Кавказе. Однако некоторым районам Кавказа, как, например, Западному и, особенно, Северо-Западному Кавказу, было уделено очень мало внимания. Авторами были сделаны следующие выводы о сейсмичности Кавказа. В целом, бóльшая сейсмическая активность свойственна областям активной перестройки тектонического плана, в которой общая направленность тектонических движений многократно менялась в течение альпийского цикла, причем последнее изменение происходило в новейшее время. Сделан вывод о том, что Закавказье, в сейсмическом отношении более активно, чем Северный Кавказ, а Восточный Кавказ значительно активней Западного Кавказа.

Такой же вывод делается и в большинстве последующих работ, посвященных сейсмичности и сейсмотектонике Кавказа [Растворова, 1961; Милановский, 1968; Бунэ и др., 1971; Горшков, 1984]. Эти отличия в уровне сейсмичности отражают значительно бóльшую контрастность новейших и четвертичных тектонических движений в юго-восточной части Кавказа по сравнению с северо-западной частью, бóльшую скорость погружений и поднятий в позднем плиocene и антропогене, бóльшую роль перестроек тектонического плана и широкое проявление изменений знака вертикальных (и возможно горизонтальных) движений в восточной части [Милановский, 1968]. Наличие поперечной зональности в распределении сейсмической активности Е.Е. Милановским связывается с различной контрастностью новейших тектонических движений. Подчеркивая значение поперечной зональности, автор основную роль отводит продольным структурам.

В классической работе по поискам геолого-геофизических критериев сейсмичности, В.И. Бунэ, И.В. Кириллова, И.В. Ананьин, Н.В. Введенская,

Г.И. Рейснер и В.Н. Шолпо [Бунэ и др., 1971] предприняли попытку оценить максимальный уровень сейсмической опасности на Кавказе. В качестве основы для анализа авторы предложили свою версию историко-тектонического районирования Кавказа, с учетом новейших и современных движений сформулировали геологические критерии сейсмичности, проанализировали макросейсмические и инструментальные сведения и на основании геологических данных поделили территорию Кавказа на ряд зон возникновения землетрясений, что позволило перейти к районированию территории по максимально возможным сотрясениям.

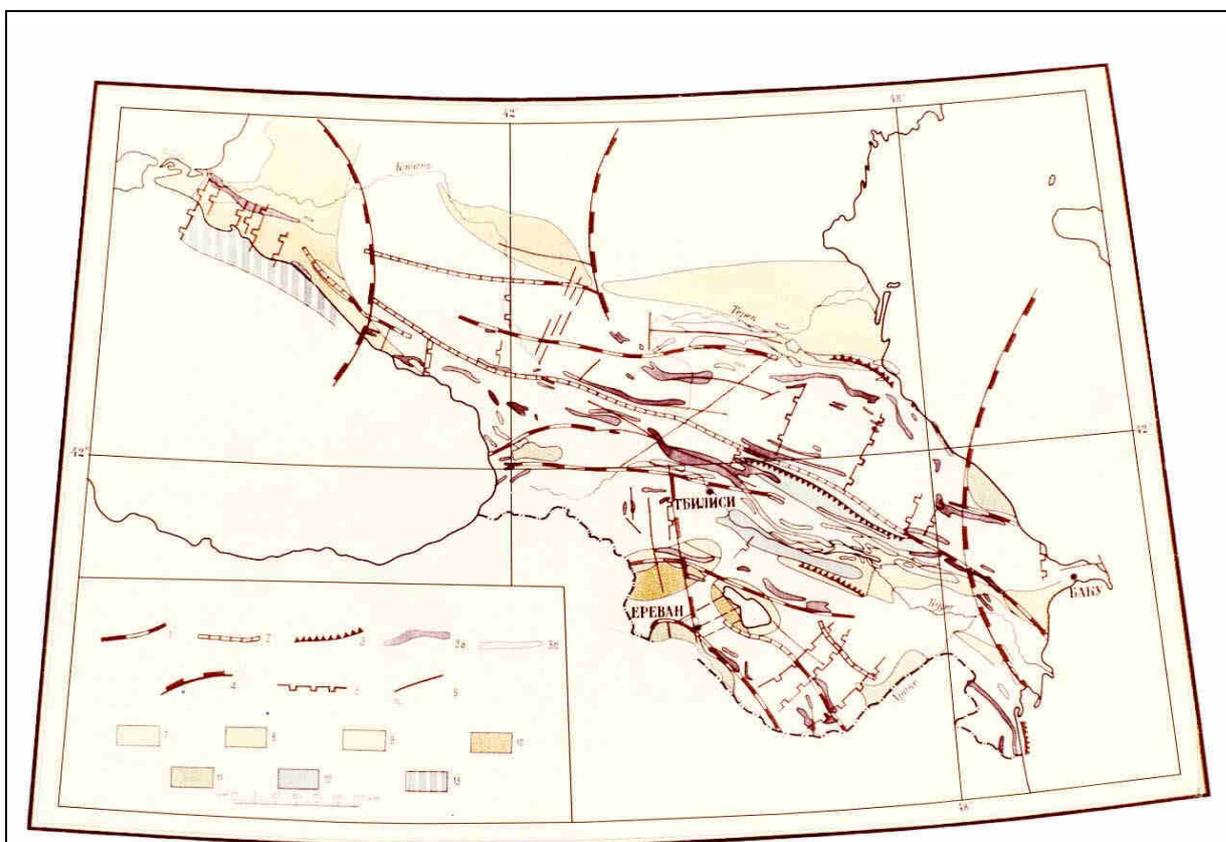


Рис. 1.3. Схема геологических критериев сейсмической опасности для Кавказа [Бунэ и др., 1971].

1 - зоны активных в новейшее время глубинных разломов, 2 - зоны глубинных разломов, новейшая активность, которых не установлена, 3 - зоны контрастных сочленений, 3а - зоны высоких ($1 \cdot 10^{-7}$ см/см год) значений градиента скорости новейших тектонических движений, 3б - то же в областях интенсивного проявления складчатости в кайнозойских отложениях, 4 - глубинные флексуры, ограничивающие активные в новейшее время поперечные поднятия первого порядка, 5 - границы активных в новейшее время поперечных поднятий (ступеней) более высокого порядка, 6 - активные в новейшее время разломы, в том числе и связанные с вулканизмом, 7 - 10 - области современной перестройки новейшего тектонического плана, в которых опускания развиваются на месте поднятий, существовавших: 7 - с нижнечетвертичного времени; 8 - с кайнозоя; 9 - с мезозоя; 10 - устойчиво на протяжении всего альпийского этапа; 11-13 - опускания, происходившие в плиоцен-вертичное время: 11 - в наложенных впадинах, 12 - в межгорных прогибах, 13 - в краевых частях акваторий.

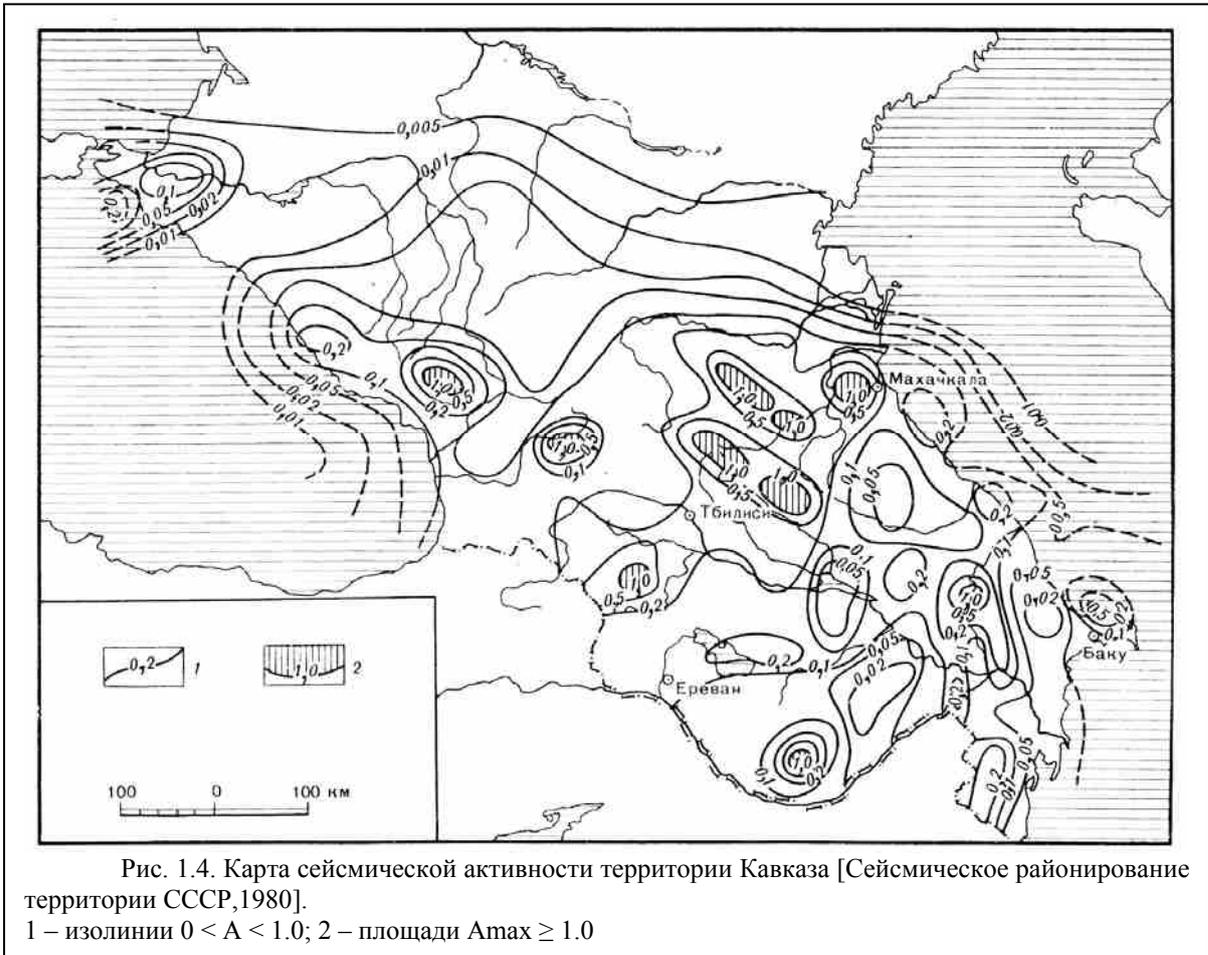
Зоны разной степени сейсмической опасности намечены на основе

выделенных геологических критериев сейсмичности (рис. 1.3). Наиболее опасными приняты узлы пересечения зон продольных глубинных разломов с поперечными. Здесь может возникнуть подвижка по продольному шву, связанная с глубинными движениями, обуславливающими продольную геотектоническую зональность и развитие зон продольных глубинных разломов; такая же подвижка может быть спровоцирована активизацией движений в более глубоком "этаже", "управляющем" развитием поперечной геотектонической зональности. На территориях, лишенных геологических критериев высокой сейсмичности, располагающихся в областях со слабой интенсивностью и дифференциацией новейших и современных тектонических движений, сейсмическая опасность, по-видимому, минимальна. Авторы отмечают, что при современном состоянии сейсмогеологии нет достаточных оснований для уверенной оценки удельной значимости того или иного критерия сейсмической опасности и, следовательно, для более дробной дифференциации зон возникновения землетрясений.

Итогом многолетних исследований, основанных на традиционном подходе, базирующемся на сопоставлении сейсмостатистики с геологическим строением, явилось издание монографии «Сейсмическое районирование территории СССР» [1980]. На карте сейсмической активности Кавказа, составленной в те годы, видно, что Северо-Западный Кавказ в целом умеренно и низкоактивен (рис. 1.4). На этом фоне в качестве сейсмоактивных выделяются лишь области, переходные к Керченско-Таманскому и Центрально-Кавказскому сегментам.

В дальнейшем результаты ОСР-78 были пересмотрены. Происшедшие в недавнем прошлом на Кавказе катастрофические Спитакское (1988 г., $M=6,9$) и Рачинское (1991 г., $M=7,1$) землетрясения в корне изменили

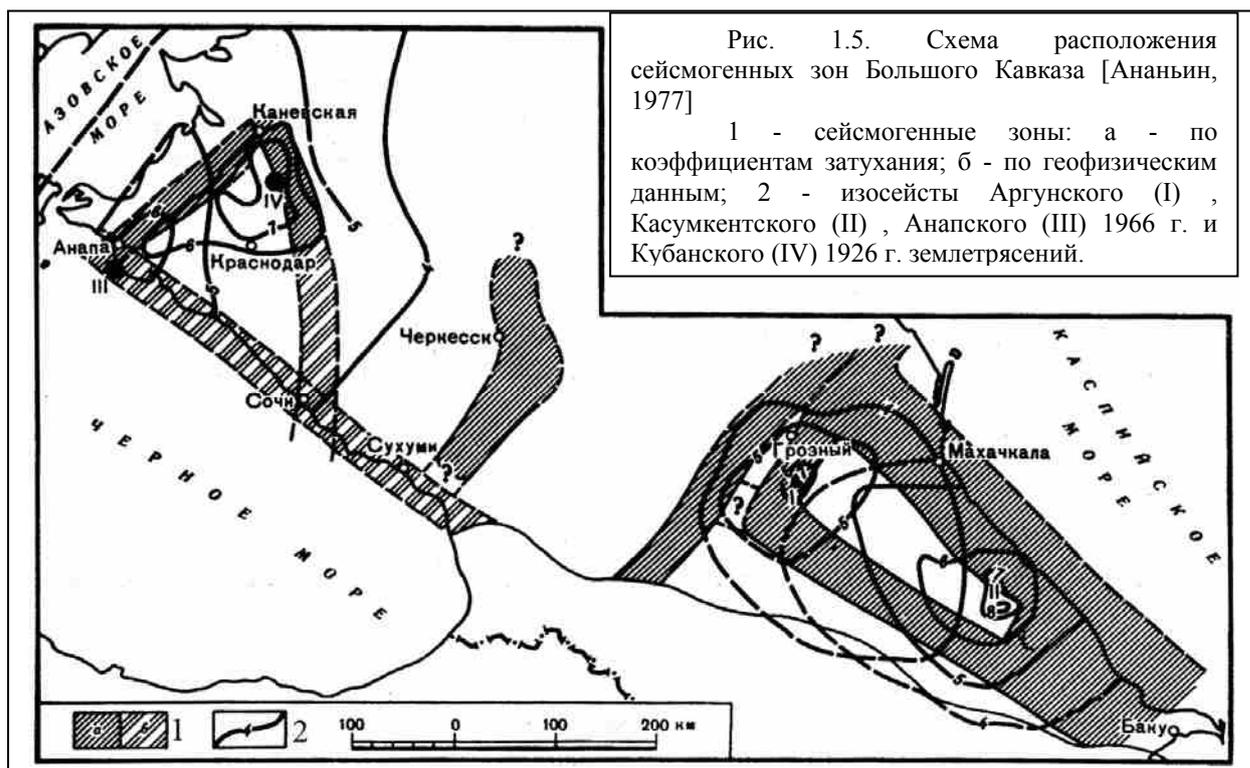
представления об умеренном уровне сейсмической опасности этого региона.



Начало сеймотектонических работ, специально посвященных Северо-Западному Кавказу, связано с Краснополянским (1955 г. $M=4$) и Анапским (1966 г. $M=5.5$) землетрясениями и изучением тектонических условий их возникновения [Растворова, Рустанович, 1960; Ананьин, Зыбина, 1970; Шебалин, 1974].

С этого периода начинается переоценка уровня сейсмичности Северо-Западного Кавказа. И.В. Ананьиным [1977] было предпринято детальное сравнительное изучение макросейсмических и инструментальных сведений о сейсмичности Западного Кавказа и Предкавказья. В результате выяснилось, что между этими данными существует резкое несоответствие. По инструментальным данным, как сильные, так и слабые землетрясения происходили в районах Закавказья, Центрального и Восточного Кавказа и почти полностью отсутствовали на Западном Кавказе и Предкавказье (рис. 1.4). Однако из макросейсмических материалов следует, что сильные

землетрясения XIX-XX вв. происходили как на Восточном, так и на Западном Кавказе. Причина несоответствия, во многом, кроется в невозможности точного определения на Северо-Западном Кавказе эпицентров землетрясений с $M < 4.3-4.2$ до 1962 г. Автором работы сделан вывод, что территория Западного и Северо-Западного Кавказа и Предкавказья является весьма сейсмоактивной, но все же ее сейсмическая активность в 30-60-х гг. XX в. была на порядок меньше, чем на Восточном Кавказе. Для более детальной характеристики сейсмичности Кавказа И.В. Ананьиным была проанализирована связь макросейсмических проявлений (форм изосейст) с геологическим строением. В результате была построена карта коэффициентов затухания, на которой Большой Кавказ оказался разбит на Восточный и Северо-Западный блоки, ограниченные со всех сторон зонами с большими коэффициентами затухания (рис. 1.5).



Таким образом, были схематически выделены зоны затухания ("живущие" зоны глубинных разломов, или сейсмогенные зоны), которые, с одной стороны, являются источниками землетрясений, а с другой - влияют на форму изосейст.

Другим направлением в изучении сейсмотектоники Северо-Западного Кавказа являются палеосейсмогеологические исследования, начатые в конце 60-х гг. Значительный вклад в оценку сейсмической опасности региона был внесен работами А.Б. Островского [1970], В.С. Хромовских, В.П. Солоненко, Р.М. Семенова, В.М. Жилкина [1979], С.А. Несмеянова, Г.А. Шмидт и А.П. Щеглова [1987]. В результате этих исследований было установлено существование палеосейсмодислокаций, в основном на южном склоне Северо-Западного Кавказа, и, на основе этого, сделаны выводы о более высоком уровне сейсмического потенциала этого региона, по сравнению с предыдущими оценками, основанными на данных сейсмостатистики. При этом подавляющая часть исследованных в те годы древних сейсмогенных образований имеет сейсмогравитационную природу. Достоверных сейсмотектонических (первичных) дислокаций, в связи с особенностями применяемой методики и геоморфологической спецификой района, обнаружено не было. Равно как не было получено и точных датировок древних сейсмических событий.

Итогом многолетних исследований сейсмотектонической обстановки на Северо-Западном Кавказе традиционным методом, основанным на всестороннем сопоставительном анализе материалов сейсмостатистики, геологического строения и новейшей структуры, явилось создание неотектонической основы для сейсмического районирования [Бархатов и др., 1991, Несмеянов, 1992]. Основные элементы методики этих работ сводятся к следующему: 1) выявление сейсмогенерирующих структур (СГС) и 2) оценка их сейсмического потенциала (M_{\max}) по материалам зарегистрированной сейсмичности и изучения палеосейсмодислокаций. Сопоставление приповерхностных неотектонических дислокаций с глубинным строением и сейсмологическими материалами позволило наметить главные сейсмогенерирующие структуры. Таковыми приняты крупнейшие дизъюнктивные дислокации (шовные и флексурно-разрывные зоны, региональные разрывы, зоны поперечного дробления) и узлы их пересечения

(рис. 1.6). Каждая СГС принята в качестве осевого элемента зоны ВОЗ, ширина которой соответствует размерам очага максимального ожидаемого землетрясения.

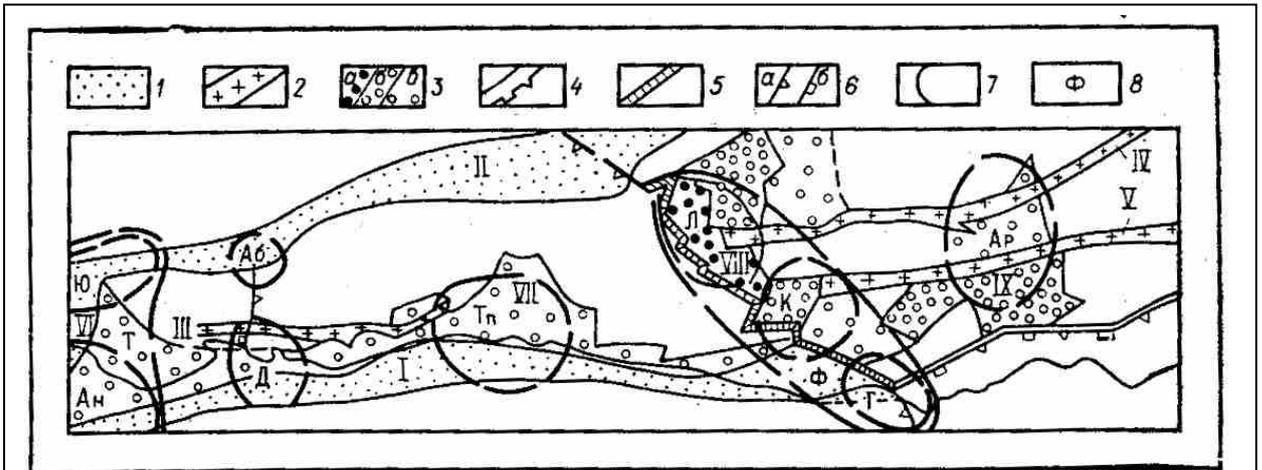


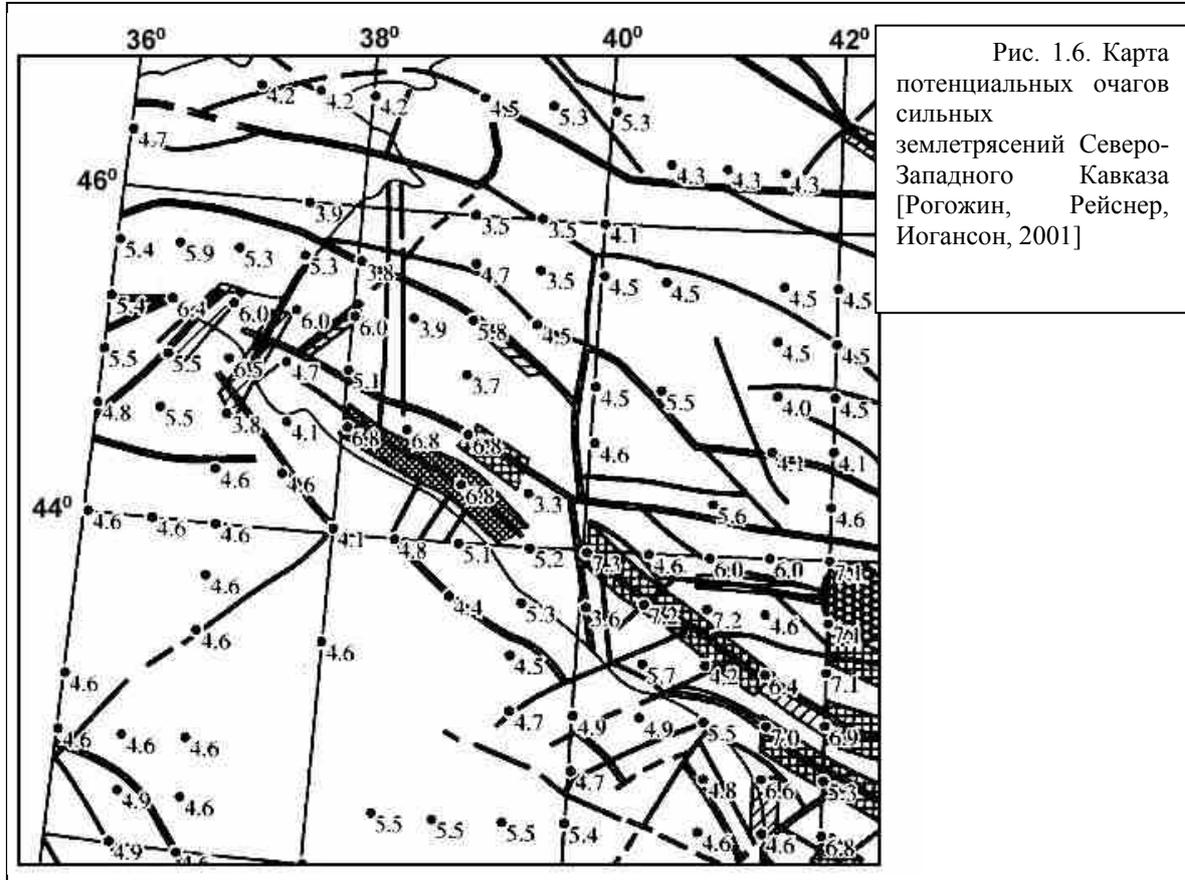
Рис. 1.6. Схема размещения предположительно сейсмогенерирующих зон и узлов Западного Кавказа [Несмеянов, 1992]

1 — региональные краевые флексурно-разрывные и флексурные зоны (I - Южная и II - Северная Крымско-Кавказские продольные, VI - Западнокавказская поперечная); 2 - шовно-депрессиионные продольные зоны (III — Михайловская, IV — Пшекиш-Тырныаузская, V - Мзымтинская); 3 - зоны поперечного дробления: а - интенсивного, б - умеренного, в - слабого (VII - Туапсинская, VIII - Пшехско-Адлерская, IX - Новоафонская); 4 - южная краевая система разрывов и флексур; 5 - выраженная структурно обусловленным уступом в рельефе граница Западного и Центрального сегментов мегасвода, 6- поперечные флексуры (а) и разрывы (б); 7 - границы структурных узлов; 8 - индексы узлов (Т - Таманский и Ф - Фиштинский комплексные; АБ - Абинский, Ан - Анапский, Ар - Архызский, Г - Гагриаский, Д - Дообский, К - Краснополянский, Л - Лагонакский, Тп - Туапсинский, Ю - Юровский)

Кроме того, традиционно считается, что выход очага на земную поверхность в случае умеренной магнитуды землетрясения возможен только в пределах зон ВОЗ с верхнекоровыми очагами. Максимальная оценка магнитуды, полученная таким образом, составляет 6,5 для Южной Крымско-Кавказской и Западнокавказской зон. Для осевой и Северной Крымско-Кавказской зон принята магнитуда 6,0. Амплитуды сеймотектонических смещений, отвечающих зонам с различным сейсмическим потенциалом, приняты следующие: $A_{\max}=0,6$ (0,5-0,9) м при $M=6,0$ и $A_{\max}=1,3$ (1-1,6) м при $M=6,5$ [Несмеянов и др., 2004].

В 70-е гг. начаты работы по оценке сеймотектонических условий и сейсмической опасности Кавказа с применением формализованных, статистических методов (Б.А. Борисов, Г.И. Рейснер, В.Н. Шолпо [1975] и др.). Итогом многолетних исследований в этом направлении стала разработка

внерегионального сейсмотектонического метода на базе кластерного анализа комплекса геолого-геофизических данных [Рейснер, Иогансон и др., 1993]. При исследованиях с применением этого метода было установлено, что сейсмотектонические зоны северного склона Северо-Западного Кавказа



характеризуются низким или умеренным уровнем сейсмической опасности (рис. 1.6). Расчетная M_{\max} сейсмотектонических зон северного склона составляет 3.7-5.8. По-видимому, эти оценки представляются правдоподобными, поскольку никаких следов сейсмогенных нарушений на поверхности и в приповерхностных горизонтах в изученных приразломных зонах северного склона не найдено. Сейсмотектонические зоны южного склона Северо-Западного Кавказа значительно более сейсмоактивны. Сейсмический потенциал ожидаемых здесь землетрясений (M_{\max}) по разным оценкам составляет 6.5-6.8. При этом, в разломных зонах южного склона Северо-Западного Кавказа следы сейсмотектонических смещений установлены.

Подытоживая вышеизложенное, следует подчеркнуть, что Северо-Западный Кавказ является чрезвычайно хорошо изученным регионом, однако, следует отметить следующее:

- 1 – не выявлено безусловных доказательств существования очагов с прогнозной $M_{\text{макс}}=6,5 - 6,8$;
 - 2 – не установлены структуры, с которыми связаны прогнозируемые высокомагнитудные очаги;
 - 3 – нет датировок ни вторичных, ни первичных палеосейсмодислокаций, тем более, что последние обнаружены не были;
 - 4 – не определен период повторяемости землетрясений с энергией, близкой к $M_{\text{макс}}$;
 - 5 – не определено соотношение сейсмических проявлений и криповых смещений в разных зонах Северо-Западного Кавказа.
- Все эти неясные вопросы и явились причиной постановки новых исследований, проведенных диссертантом.

Глава 2. Основные черты геологической структуры, неотектоники и современной геодинамики Северо-Западного Кавказа в связи с сейсмичностью.

2.1. Основные черты геологического строения.

Северо-Западный Кавказ имеет облик складчато-блокового орогена с осесимметричными орогенными прогибами, расположенными по обоим его бортам. В общей структуре Большого Кавказа, Северо-Западному сегменту принадлежит роль периклинального погружения складчатых структур. Погружение осуществляется отдельными ступенями вдоль поперечных флексурно-разломных зон, основными из которых являются Пшехско-Адлерская, Туапсинская, Геленджикская и Анапская. Флексурно-разрывный характер имеют и границы Северо-Западного Кавказа с окружающими прогибами – Туапсинским, Индо-Кубанским и Керченско-Таманским.

Блок Северо-Западного Кавказа отделяется от Центрального Кавказа Пшехско-Адлерской зоной активных поперечных разломов, которая продолжается далее к северу в Предкавказье, где служит восточной границей Западно-Кубанского прогиба. В пределах Северо-Западного Кавказа можно выделить три основные продольные структурные зоны, которые кулисообразно подставляют соответствующие зоны Центрального Кавказа [Шарданов, 1960; Хаин и др., 1962 и др.]. Роль осевого поднятия в ядре мегантиклинория переходит к Гойтхскому антиклинорию. Развитые здесь флишевые терригенные и карбонатные толщи юры и нижнего мела смяты в более узкие и сжатые складки линейного типа [Шолпо и др., 1993]. Толща нарушена системой соскладчатых листрических (чешуйчатых) взбросо-надвигов, поверхности которых погружаются к северу. По сравнению с осевой зоной Центрального Кавказа антиклинорий характеризуется значительно более простой складчатостью с меньшей степенью сжатия. В юрском ядре выделяются две относительно крупные антиклинали, располагающиеся по краям общего поднятия, разделенные относительно

простой и пологой синклиналью. Интенсивность деформации и степень внутренней раздробленности пород в антиклиналях заметно больше, чем в разделяющем их синклинальном понижении. К востоку от р. Пшеха элементом центрального антиклинория служит северо-западное окончание Чугушского поднятия, где обнажаются образования верхнего протерозоя - палеозоя. Западнее кристаллическое ядро зоны Главного хребта погружается под мезозойские отложения Гойтхского антиклинория.

К югу от Гойтхского антиклинория располагается Новороссийский синклинорий, сложенный верхнеюрско-эоценовыми отложениями в основном флишевой формации. В нем наблюдается интенсивная, близкая к изоклиальной, опрокинутая на юг, складчатость. В западной части синклинория выделяются с северо-востока на юго-запад: Тхабская синклиальная, Семигорская антиклиальная и Анапско-Агойская синклиальная зоны. Тхабская и Семигорская зоны отличаются напряженной, близкой к изоклиальной складчатостью. Складки нарушены соскладчатými взбросо-надвигами. И те, и другие имеют южную вергентность. Описанные разрывно-складчатые структуры характеризуются общекавказским, запад-северо-западным простиранием и отвечают полю напряжения с преобладанием северо-восточной ориентировки оси максимального горизонтального сжатия. Этот этап деформации был связан с проявлением палеоцен-эоценовых раннеорогенных движений [Шолпо и др., 1993].

В восточной части Новороссийского синклинория выделяются Лазаревская и Чвежипсинская зоны. По Краснополянскому надвигу отложения верхней юры и мела Лазаревской зоны надвинуты на отложения верхней юры - палеогена Чвежипсинской зоны. Амплитуда перемещения аллохтонных масс варьирует от 7 км (пос. Лазаревское), до 12 в предполагаемой корневой части надвига [Лаврищев и др., 1999]. Образования Чвежипсинской зоны, в свою очередь, по Воронцовскому надвигу надвинуты на образования Адлерской депрессии. Амплитуда горизонтального

перемещения оценивается в 10-15 км [Борукаев, 1970]. Верхнеюрско-олигоценые отложения Адлерской депрессии смяты в сравнительно простые коробчатые складки. Эта структура является юго-восточным продолжением Туапсинского прогиба на суше и, в общих чертах, характеризуется теми же закономерностями внутреннего строения [Мейснер, Туголесов, 1998].

Надвиги являются северо-западным продолжением Рача-Лечхумской складчато-навивговой зоны, протягивающейся сюда вдоль подножия южного склона Кавказа из бассейна р. Риони. Направление движения по этим надвигам - с севера на юг, т.е., от складчатого сооружения Большого Кавказа в сторону прилегающего межгорного Закавказского прогиба [Борукаев, 1970]. Надвиговые и покровные структуры, осложняющие южный фланг мегантиклинория, через бассейны рек Мзымта и Шахе следуют дальше на запад до г. Туапсе. К западу от р. Сочи, Новороссийский синклиний косо срезается берегом Черного моря, в связи с чем ширина его постепенно уменьшается. Западнее Туапсинской поперечной зоны разломов строение южного склона принимает иной характер. Верхнемеловые и палеогеновые флишевые толщи расположенной здесь Анапско-Агойской зоны Новороссийского синклиория смяты в неравномерно сжатые складки, часто имеющие изометричную или овальную в плане форму. Оси складок имеют северо-восточную, восток-северо-восточную, реже запад-северо-западную ориентировку [Островский, Бурлакин, 1974]. Возникновение этих структур связывается с изменением ориентировки оси горизонтального сжатия с северо-восточной на близмеридиональную. Предполагается, что возникновение этих преобразованных структур произошло в раннем-среднем плиоцене [Гиоргобиани, Закарая, 1989].

Северное крыло Северо-Западного Кавказа представлено Абино-Гунайской зоной, сложенной верхнеюрско-меловыми осадками флишоидного типа. Складчатость в этой зоне имеет типично промежуточный характер: гребневидные или коробчатые антиклинали разделены пологими

плоскими синклиналями, часто распадающимися на отдельные овальные мульды [Шолпо и др., 1993].

2.2. Неотектоника.

Первые схемы, отражающие основные черты неотектоники Северо-Западного Кавказа, были предложены В.Е. Хаиным, В.М. Муратовым [1962] и Е.Е. Милановским [1969]. На них поднятие Северо-Западного Кавказа имеет сводово-глыбовый характер и состоит из трех поперечных блоков второго порядка, из которых каждый расположенный юго-восточнее блок выше и шире смежного с ним северо-западного блока. Блоки разделены поперечными флексуорообразными уступами. К другому направлению в оценке новейшей структуры Северо-Западного Кавказа относятся представления о преимущественной активности поперечных «антикавказских» структур, формирующих флексурно-разрывные или сдвиговые зоны субмеридионального или северо-восточного простирания, разделяющие тектонические блоки [Хаин, Ломизе, 1959; Лебедева, 1963; Лукина, 1983 и др.].

Наиболее детальной и обоснованной является схема неоструктурного районирования, составленная С.А. Несмеяновым [1992, 1999; Несмеянов, Измайлов, 1995] (рис. 2.1). Схема основана на результатах изучения деформаций четвертичных речных и морских террас и более древних, долинных и водораздельных, геоморфологических уровней. Согласно этой схеме Северо-Западный Кавказ представляет собой сводово-глыбовое поднятие (мегасвод), в пределах которого блоковые структуры разграничены сбросами с амплитудой до 1 км или малоамплитудными флексурами.

К западу от Пшехско-Адлерской зоны разломов, в приосевой части Северо-Западного Кавказа, слабо дифференцированные (с амплитудой в десятки и первые сотни метров) складчато-блоковые структуры объединяются в осложненные грабенами брахисводы (с запада на восток): Баканский, Афипский и Семашхинский. Эти брахисводы отвечают наиболее

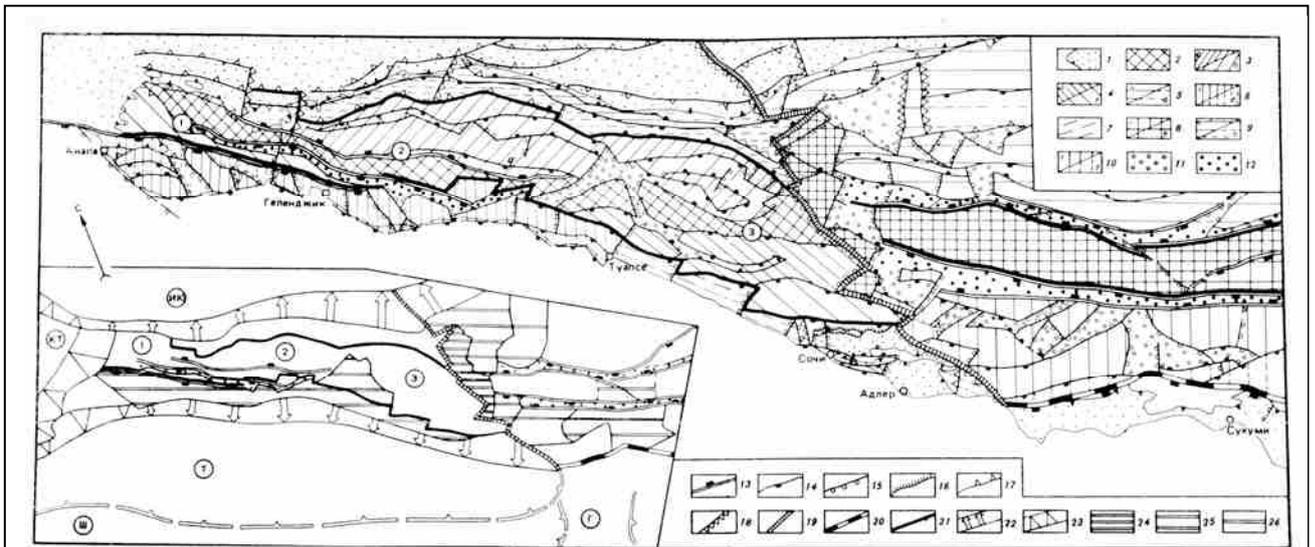


Рис. 2.1. Схема неструктурного районирования Северо-Западного Кавказа [Несмеянов, 1992]. На врезке - главные новейшие структуры Северо-Западного Кавказа и смежных территорий.

1 - область новейшего молассонакопления; 2-7 - Западный сегмент мегасвода (а- приподнятые блоки, б- опущенные); 2-4 - зона брахисводов (2-подзона гряды осевых поднятий, 3-подзона северного крыла, 4- подзона южного крыла); 5 - северная прибортовая зона линейных структур; 6, 7 - южная прибортовая зона (6- Джанхотская подзона преимущественно поперечных блоков; 7-подзона Большого Сочи с преимущественно продольными складчато-блоковыми и складчатыми структурами); 8-10 - Центральный сегмент мегасвода (8- Срединная зона высоко приподнятых горстов, 9-зона Северного ступенчатого склона (Лабино-Малкинская); 10 - зона Южного ступенчатого склона (Абхазо-Сванетская); 11 - поперечные грабены; 12 - шовные грабены; 13-16 - разрывы (бергштрихи у сбросов и взбросов к опущенному крылу, у надвигов - по наклону сместителя); 13 - региональные сбросы и взбросы; 14 - локальные продольные сбросы и взбросы; 15 - локальные поперечные сбросы и взбросы; 16 - надвиги; 17, 18 - флексуры (зубцы по уклону смыкающего крыла): 17-продольные, 18-поперечные; 19-21 - границы (19-Западного и Центрального сегментов мегасвода, 20-южного борта Центрального сегмента, 21 - зон); 22, 23 - краевые зоны (22 - флексурно-разрывные, 23 - флексурные); 24-26 - зоны поперечного дробления (24-интенсивного, 25-умеренного, 26-слабого). Цифры в кружках - брахисводы Западного сегмента: 1 -Баканский, 2 - Афи́пский, 3 - Семашхинский; буквы в кружках на врезке: КК - Индоло-Кубанский краевой прогиб, КТ - Керченско-Таманская область, Т - Туапсинский прогиб, Ш - вал Шатского, Г - Гудаутское поднятие.

приподнятым частям ступеней, образующих современную морфоструктуру региона. У Баканского и Афи́пского брахисводов южное крыло редуцировано за счет того, что вдоль юго-западного борта осевых поднятий расположена Михайловская шовно-депрессионная зона приразрывных грабенов. Последняя с северо-востока ограничена региональным Баби́чевским сбросом, длиной около 100 км и амплитудой вертикального смещения за плиоцен-четвертичное время – 250 м. Позднеголоценовые сейсмотектонические смещения сбросовой кинематики, в зоне Баби́чевского разлома, установлены изучением приповерхностного строения разломной зоны в траншее (гл. 4) [Рогожин, Овсяченко, 2005]. В пределах Баканского брахисвода, с юга, Михайловская зона ограничена Маркотхским сбросом, объединяющим несколько отдельных ступенчатых сбросов. Аналогичное, ступенчатое

строение имеет и зона Бабичевского сброса. В складчатой структуре, Михайловская зона соответствует ядру Семигорской антиклинали, т.е. на новейшем этапе здесь произошла смена условий северо-восточного сжатия на растяжение. В условиях растяжения сформированы и расположенные юго-западнее, новейшие Цемесский и Анапско-Раевский грабены. В центральной части Северо-Западного Кавказа (долины рек Вулан и Джубга), Михайловская цепь грабенов принимает субширотную ориентировку с чем, видимо, связана смена кинематики южного ограничения зоны на взбросовую (Кузнецовский разлом, гл. 4) [Рогожин, Овюченко, 2001].

Интересным обстоятельством представляется наличие на этой схеме крупных шовно-депресссионных зон (грабенов), разделяющих главные структурные зоны западной части Центрального сегмента Большого Кавказа. Эти зоны отличаются древним заложением, но разной степенью унаследованности структурных форм. Мзымтинская шовно-депресссионная зона ограничена региональными разрывами с амплитудой новейших смещений в первые сотни метров и является приповерхностным выражением «Главного Кавказского надвига». Важно отметить, что Мзымтинская шовная зона, хотя и совпадает пространственно с более древней зоной Главного надвига, но существенно отличается от нее по морфологии структур и, очевидно, по геодинамической обстановке формирования. Если зона Главного надвига, по крайней мере на раннеорогенном этапе, развивалась в условиях горизонтального сжатия, то Мзымтинская шовная зона представляет собой результат условий растяжения. Подобными же чертами характеризуется Пшекиш-Тырныузская шовно-депресссионная зона, соответствующая одноименному глубинному разлому

Северное обрамление Северо-Западного Кавказа характеризуется преимущественным распространением продольных складчатых, флексурно-разрывных и разрывных структур Ахтырской флексурно-разрывной зоны. Роль складчатых деформаций увеличивается по мере продвижения в сторону Индоло-Кубанского предгорного прогиба. В осевой части прогиба

складчатость затухает. Подробнее строение Ахтырской флексурно-разрывной зоны рассмотрено в гл. 4.

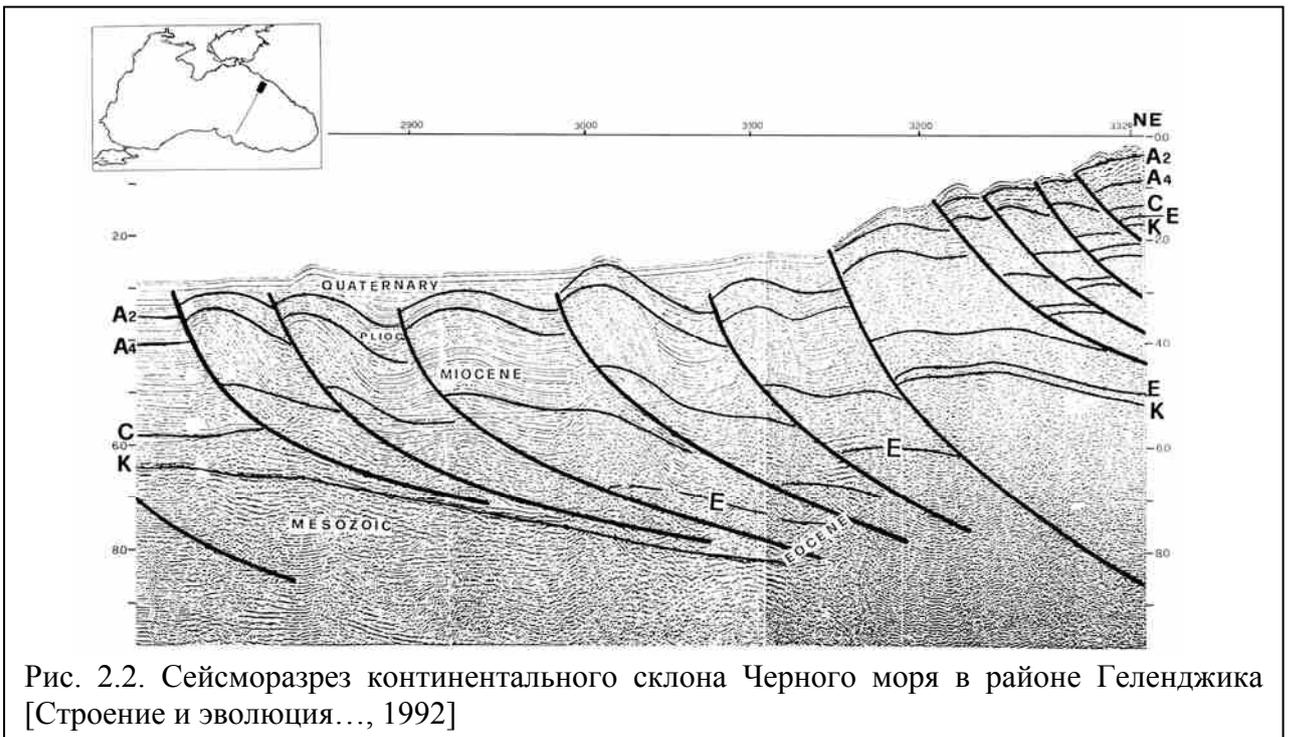
Южный склон делится на Западную и Восточную подзоны Туапсинским поперечным сбросо-сдвигом (или сбросом), надстраивающим к югу Индюкскую ветвь Туапсинской поперечной зоны. Восточная подзона или подзона Большого Сочи представляет собой серию продольных складчато-блоковых и складчатых структур. Она, в свою очередь, делится поперечными локальными блоками (Дагомысским грабеном и Учдеринским горстом) на Адлерскую впадину, часто именуемую также Сочи-Адлерской депрессией, выполненную в основном раннеорогенными молассами, и на расположенную западнее Головинскую систему преимущественно складчато-блоковых структур, сложенных сильнодислоцированным мел-палеогеновым флишем. Западная, - Джанхотская подзона представлена «клавиатурой» продольных и поперечных горстов и грабенов. Их образование связано с наличием большого числа сбросов, поперечных к простиранию зоны.

Восточнее Пшехско-Адлерской зоны разломов, сочленение поднятия Центрального Кавказа с расположенными южнее Тупасинским и Рионским прогибами происходит посредством Гудаутской ступени. Гудаутская ступень ограничена с юга, со стороны Рионского межгорного прогиба и Черноморской впадины, Сухумской флексурой с амплитудой вертикального перемещения за новейшую стадию порядка 2 км и более [Милановский, 1968]. Столь же отчетливая близкая по амплитуде Гагрская флексура обрамляет эту ступень с севера. Обе флексуры нарушены разрывами, на глубине объединяющимися в разломы фундамента взбросового типа [Дотдугев, 1986]. Данные о деформациях речных террас показывают, что Гудаутская зона поднималась в плейстоцене как наклонная ступень, причем амплитуда воздымания ее южного края, начиная с конца раннего плейстоцена, составила около 100 м (скорость смещения около 0.3 мм/год), а северного - более 300 м (скорость смещения около 1 мм/год) [Милановский,

1968]. К востоку от р. Кодори Гагрская и Сухумская флексуры сливаются в единую Ткварчельскую флексуру с амплитудой порядка 3-4 км, которая также сопровождается продольными взбросо-надвигами. На восток Ткварчельская флексура прослеживается до р. Техури; далее граница Большого Кавказа с Рионской впадиной резко отклоняется к юго-востоку, а южное крыло его значительно расширяется за счет причленения к сооружению Большого Кавказа Окрибо-Сачхерского поднятия, отделенного от Абхазско-Сванетской ступени Рача-Лечхумским прогибом.

Граница горного сооружения Кавказа и Черноморской впадины (Туапсинского прогиба) на всем протяжении представляет собой крутой флексуроподобный перегиб, осложненный многочисленными взбросо-надвигами. Так, у бровки шельфа эоценовые породы обнаружены драгированием в коренном залегании, а в 10-15 км мористее кровля эоцена зафиксирована сейсмопрофилями на глубинах до 9-10 км [Мейснер, Туголесов, 1998]. На юго-востоке, в Сочи-Адлерской депрессии, северный ее борт образован Воронцовским надвигом, в котором породы палеоцена-эоцена и верхнего мела перекрывают мощную толщу майкопских отложений, выполняющих депрессию. В северо-западном замыкании Туапсинского прогиба морской сейсморазведкой зафиксирован крутой надвиг амплитудой по кровле эоцена 1.5-2 км, по которому Анапский выступ сочленяется с прогибом. По данным сейсмических исследований МОГГ Анапский выступ сложен мощными (до 3 км) породами палеоцена и эоцена, слабо нарушенных складчатыми деформациями [Строение и эволюция..., 1989; Строение и эволюция..., 1992]. Затухание его на запад и резкое сокращение мощностей палеоцен-эоценовых отложений намечает замыкание складчатого сооружения Большого Кавказа.

Форма Туапсинского прогиба, очерченная по кровле эоцена, резко асимметрична. Его осевая зона прижата к складчатому сооружению Кавказа, где кайнозойский чехол прогиба по Черноморской разрывно-складчатой зоне сопряжен с мел-эоценовым флишем. Олигоцен-четвертичная толща,



выполняющая прогиб, зафиксирована на временных разрезах как мощная слоистая серия, смятая в ассиметричные складки [Строение и эволюция..., 1992]. Юго-западные крылья их крутые, во многих случаях разорваны надвигами. В ядрах антиклиналей мощность отложений майкопской серии сильно раздувается, достигая в наиболее глубокой части прогиба 6-7 км. В сводах антиклиналей повсеместно наблюдается сокращение верхней части разреза и частые выклинивания слоев. Достаточно резко это начинает проявляться сразу над кровлей майкопской серии, что указывает на длительный рост антиклиналей. Многочисленные гряды в рельефе дна моря, приуроченные к сводам антиклиналей, свидетельствуют о том, что рост складок продолжается и в настоящее время. Разрывы также отчетливо выражены в рельефе уступами, а в четвертичных осадках наблюдаются вертикальные смещения с амплитудой до 1 км. Суммарная амплитуда вертикального разрывного смещения четвертичного чехла в районе континентального склона достигает 2,2 км. Таким образом, суммарная скорость вертикального смещения в пределах континентального склона составляет 1,2 мм/год. Юго-западный борт прогиба характеризуется постепенным затуханием складчатости. Здесь все слои постепенно утоняются в сторону вала Шатского, местами до полного выпадения из разреза.

2.3. Сейсмичность

В качестве источника информации о землетрясениях инструментального и исторического периодов использованы каталог под редакцией Н.В. Кондорской и Н.В. Шебалина [Новый каталог..., 1977], каталог под редакцией Н.В. Кондорской и В.И. Уломова [Special earthquake catalogue..., 1995], каталоги ГС РАН по Северному Кавказу и Крыму за период с 1961 по 1999 гг. и каталог землетрясений ощущавшихся на территории Северного Кавказа и Предкавказья [Ананьин, 1977]. В сейсмологическом отношении Северо-Западный Кавказ, в сравнении с Малым, Восточным Кавказом и соседним Крымом, изучен слабо. Здесь действуют всего 2 сейсмических станции – Сочи (с 1963 (1929) г.) и Анапа (с 1968 г.). В соответствии с условиями регистрации землетрясений Северо-Западного Кавказа другими станциями, И. В. Ананьиным [1977] сделан вывод о невозможности определения эпицентров на Северо-Западном Кавказе и Кубани по инструментальным данным до 50-х годов (с $M < 4-4.5$) и в 50-е годы (с $M < 3.5$).

Анализ расположения эпицентров землетрясений позволяет в самых общих чертах обозначить геологические структуры, ответственные за реализацию сейсмического потенциала региона (рис. 2.3.). В первую очередь, обращает на себя внимание концентрация эпицентров в двух районах – Сочинском и Анапском, и полное отсутствие таковых в центральной части Северо-Западного Кавказа.

Для центральной, «асейсмичной» области отсутствуют и исторические сведения о когда-либо происходивших здесь сейсмических сотрясениях. Исключение составляет прибрежная полоса, где ощущался толчок 1978.09.3 ($M=5.5$, Геленджик, Архипо-Осиповка – 6-7 баллов). Здесь же (в Архипо-Осиповке) с интенсивностью 6-7 баллов ощущался и толчок 1937.06.24.

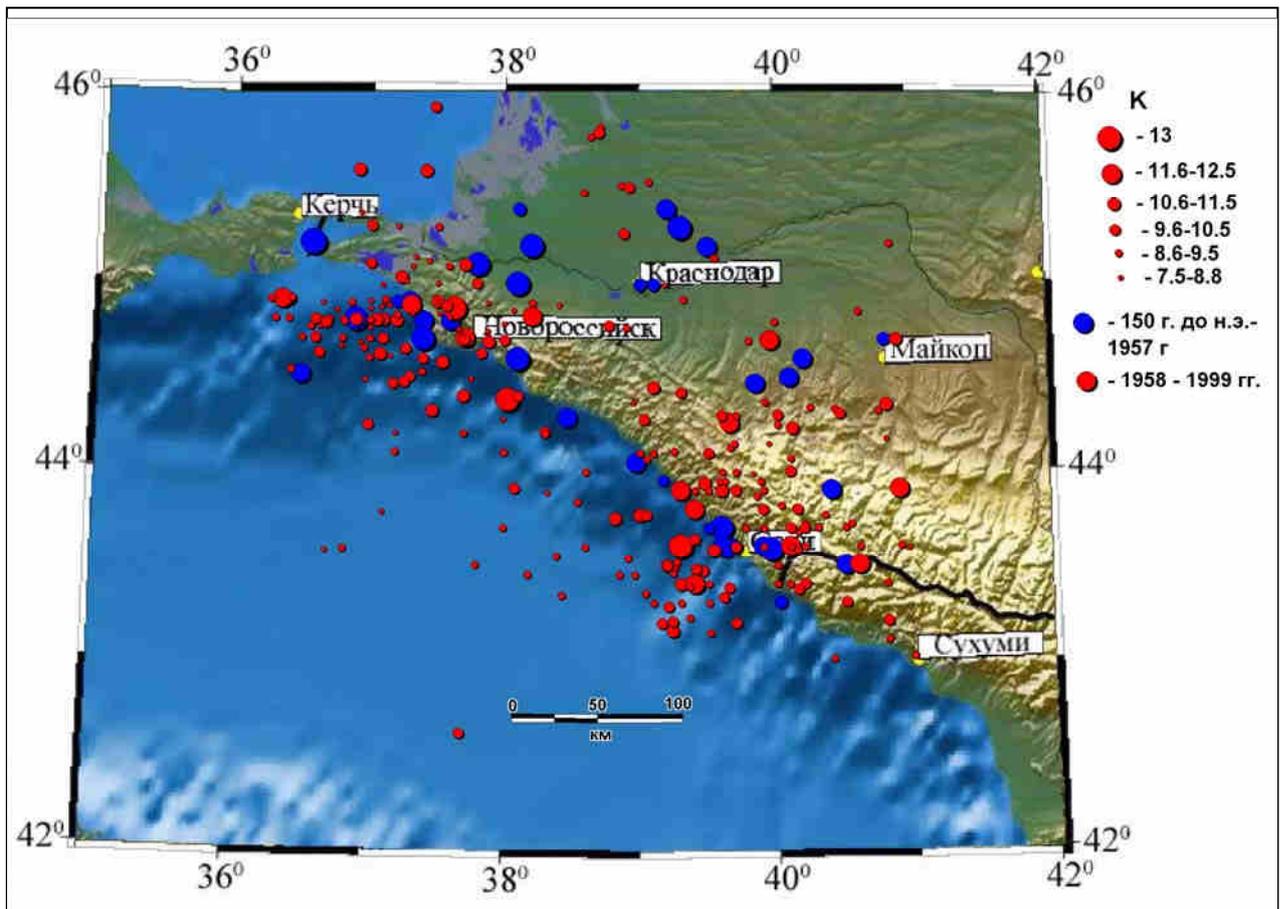


Рис. 2.3. Карта эпицентров исторических и инструментально зарегистрированных землетрясений Северо-Западного Кавказа

Это событие предварялось 5-6-балльным землетрясением 1936.06.21 и 7-балльным толчком 1936.12.14, ощущавшимися в Туапсе и получившими название Туапсинского роя [Кириллова и др., 1960]. Таким образом, можно предполагать связь этих событий с продольной структурой северо-западного простирания, расположенной в пределах континентального склона (Черноморской флексурно-разрывной зоной). Об этом свидетельствуют и механизмы очагов землетрясений 1978.09.3 и 1985.08.28, свидетельствующие о условиях сжатия и северо-западном простирании обеих нодальных плоскостей (рис. 2.4). Неопределенность существует с землетрясением, произошедшим в 150 г. до н.э., эпицентр которого привязан в район Геленджика [Special earthquake catalogue..., 1995]. Это событие вполне могло быть связано с континентальной структурой осевой части Северо-Западного Кавказа, однако такое предположение гипотетично, т.к. имеются основания к

отнесению эпицентра этого землетрясения в район Анапы [Никонов, Чепкунас, 1996].

Таким образом, можно констатировать современную сейсмоактивную роль Черноморской флексурно-разрывной зоны, с которой, помимо указанных, связаны Сочинский рой 1969-1971 гг. [Шебалин, 1974], Лазаревские землетрясения 1959.09.25 ($M=4.3$) и 1978.11.23 ($M=4.2$) а также многочисленные более слабые толчки. В последние годы здесь были зарегистрированы рои 29 апреля 1993 г. и майский рой 1998 г. Один раз в столетие здесь происходят землетрясения с магнитудой выше 5 и интенсивностью сотрясений до 7-8 баллов (в 1870 и 1970 гг.).

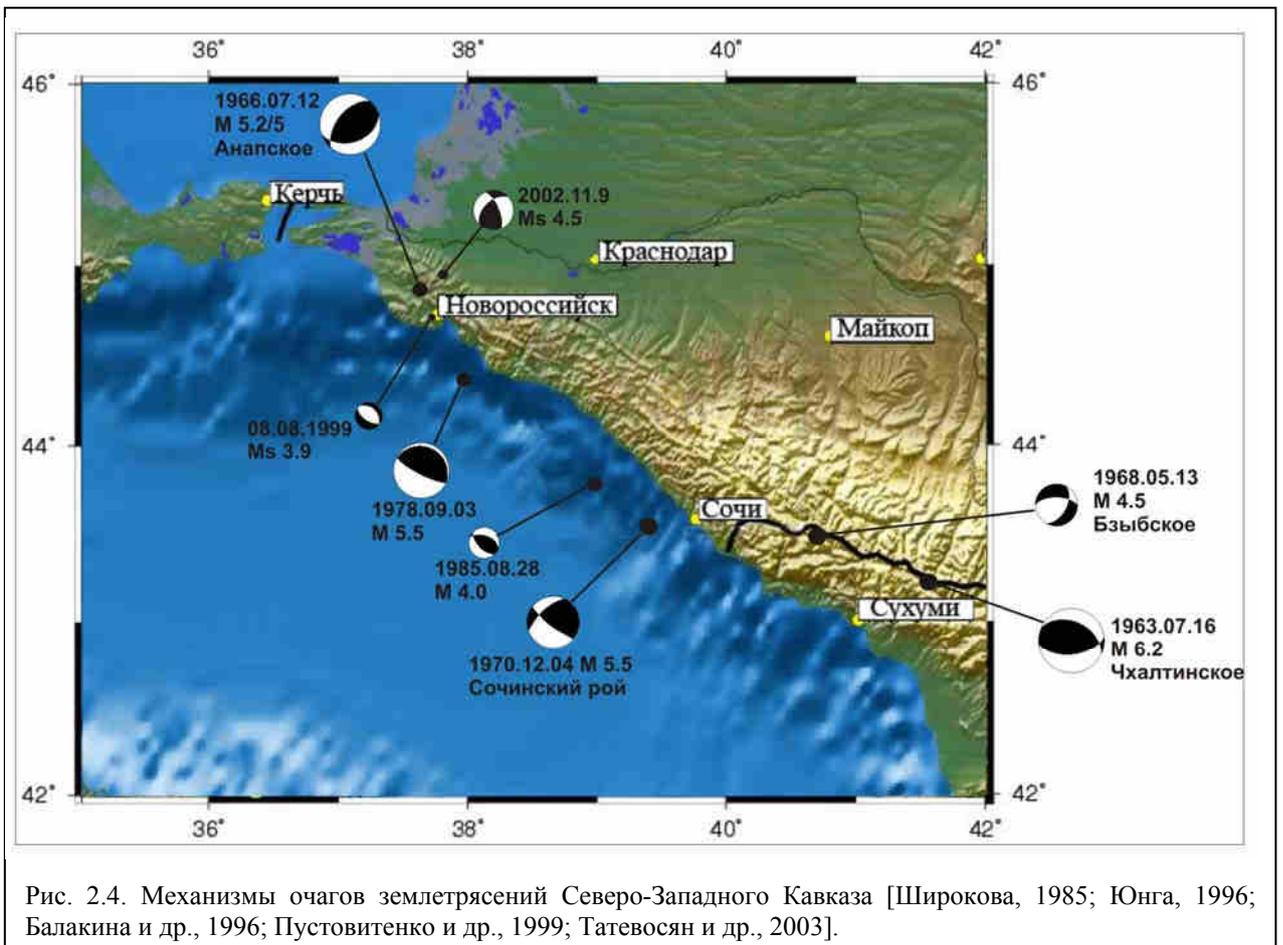
Сейсмической активностью характеризуется система взбросо-надвигов восточной части Новороссийского синклинория (Пластунский, Краснополянский, Бекишейский). В этом же районе активностью выделяется поперечная Пшехско-Адлерская зона разломов. С узлом пересечения этой структуры с продольным Бекишейским разломом увязываются Краснополянские землетрясения 21.14.1955, 27.14.1955 и 3.01.1956 [Растворова, Рустанович, 1960; Рогожин и др., 1993]. На продолжении Пшехско-Адлерской зоны разломов, в зоне Новотитаровского разлома происходили 5-7-балльные землетрясения 1926.04.19 ($M=5.4$), 1896.08.18 ($M=4.7$) и 1865.05.5 ($M=4.5$) [Шебалин, 1974].

Ахтырская флексурно-разрывная зона характеризуется невысоким уровнем современной сейсмичности. Вдоль нее выстраивается область сгущения эпицентров слабых толчков. На их фоне выделяется событие 1968.05.25 ($M=4.4$), с максимальной силой (6 баллов) ощущавшейся между Абинском и пос. Ахтырским [Ежегодник..., 1968]. Изосейсты землетрясения выстраиваются в полосу близширотного простирания, совпадающую с трассой Ахтырской флексурно-разрывной зоны.

Повышенной сейсмической активностью выделяется район г. Анапы и нижнего течения р. Кубани. В Анапе ощущался ряд землетрясений [Ананьин, 1977]. Одно из них - в 1909 г. - имело силу 6-7 баллов. В 1879 г. в нижнем

течении р. Кубани на большой территории ощущалось 7-балльное землетрясение. Зона сейсмических сотрясений располагалась всего в 20 км к северу от г. Анапы. Два последних приведенных землетрясения и большое количество 6-балльных толчков, ощущавшихся в г. Анапе в прошлом и в начале этого столетия, свидетельствуют об относительно большей сейсмической активности района Анапы и нижнего течения р. Кубани, чем прилегающих территорий. В этом же районе произошли Анапское землетрясение 1966.07.12 ($M=5.2/5$ $I=7$ баллов), землетрясение 1992.08.27 ($M=5.3$, $I=5$ баллов) и Нижнекубанское землетрясение 2002.11.9 ($M_S = 4.5$) с максимальной интенсивностью 6 баллов. Согласно результатам макросейсмических исследований, эпицентр Анапского землетрясения 1966 г. лежит в 10 км к юго-западу от Нижнекубанского (2002), при этом оба события приурочены к одной и той же поперечной очаговой зоне северо-восточного простирания [Шебалин, 1974; Татевосян и др., 2003]. Сходство этих событий проявляется и в ориентации изосейст. Аналогичную конфигурацию изосейст обнаруживает и землетрясение 1879 г., в результате чего сделан вывод, о том, что очаг события располагался немного южнее – в той же сейсмогенерирующей зоне, что и землетрясение 2002.11.9 [Татевосян и др., 2003]. Таким образом, в пределах Анапской зоны выделяются несколько флексурно-разрывных сейсмогенерирующих зон более мелкого порядка. Согласно решению механизма очага землетрясения 2002 г. (рис. 2.4), направление простирания одной из двух возможных плоскостей разрыва в очаге совпадает с северо-восточной вытянутостью изосейст. В таком случае подвижка в очаге имела правостороннюю взбросо-сдвиговую кинематику, с падением сместителя на юго-восток. Сходный механизм имел очаг Анапского землетрясения 1966 г., отличаясь преобладанием взбросовой компоненты [Юнга, 1996].

Анализ имеющихся решений механизмов очагов землетрясений (рис. 2.4) свидетельствует о доминировании вертикальной ориентации оси максимального удлинения. Этот вывод согласуется и с расчетами поля



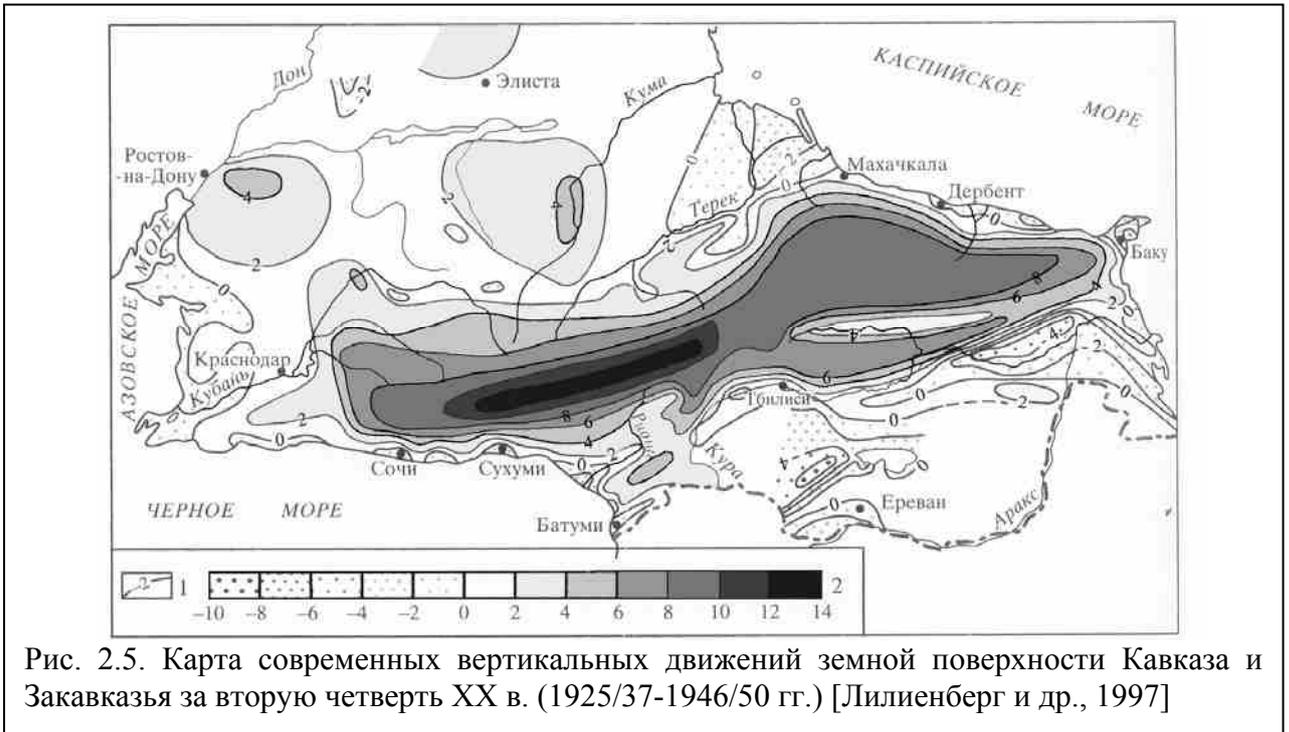
сейсмотектонических деформаций методом осреднения в элементарных ячейках с получением ориентировки осей обобщенно-плоской деформации для всего Альпийско-Гималайского пояса, включая и Северо-Западный Кавказ [Трифонов и др., 2002]. Сделанное заключение представляется важным при исследовании современных тектонических процессов региона, свидетельствуя в пользу преимущественно вертикальных движений приповерхностных активных тектонических структур.

2.4. Современная геодинамика Западного Кавказа по инструментальным данным о современных движениях земной поверхности.

2.4.1 Современные вертикальные движения земной коры

По густоте сети повторного нивелирования и частоте инструментальных измерений Кавказ уступает только Японским островам,

превосходя такие орогенические области как Альпы и Карпаты. Первый цикл нивелирования на Кавказе относится к 1895/1900-1910/1915 гг. Но его результаты имеют разрозненный характер и могут быть использованы лишь



частично. Второй цикл условно приходится на 1925/37 гг., третий - на 1946/50, четвертый - на 1970/75 и пятый - на 1985/92 гг. Кроме того, принимались во внимание данные уровнемерных пунктов на побережьях Черного, Азовского и Каспийского морей, многие из которых имеют длительные ряды наблюдений, порядка 70-100 лет и более [Лилиенберг и др., 1997] (рис. 2.5, 2.6, 2.7).

На приведенных картах видно, что горные системы Большого и Малого Кавказа испытывали чередующиеся во времени поднятия и опускания. Общие поднятия интерпретированы как результат общих поперечных сжатий орогенов, а опускания - соответственно как результат поперечных растяжений горных систем [Лилиенберг и др., 1997]. Закономерное чередование фаз общих сжатий и растяжений является, таким образом, выражением перманентного возвратно-поступательного механизма сжатие-растяжение.

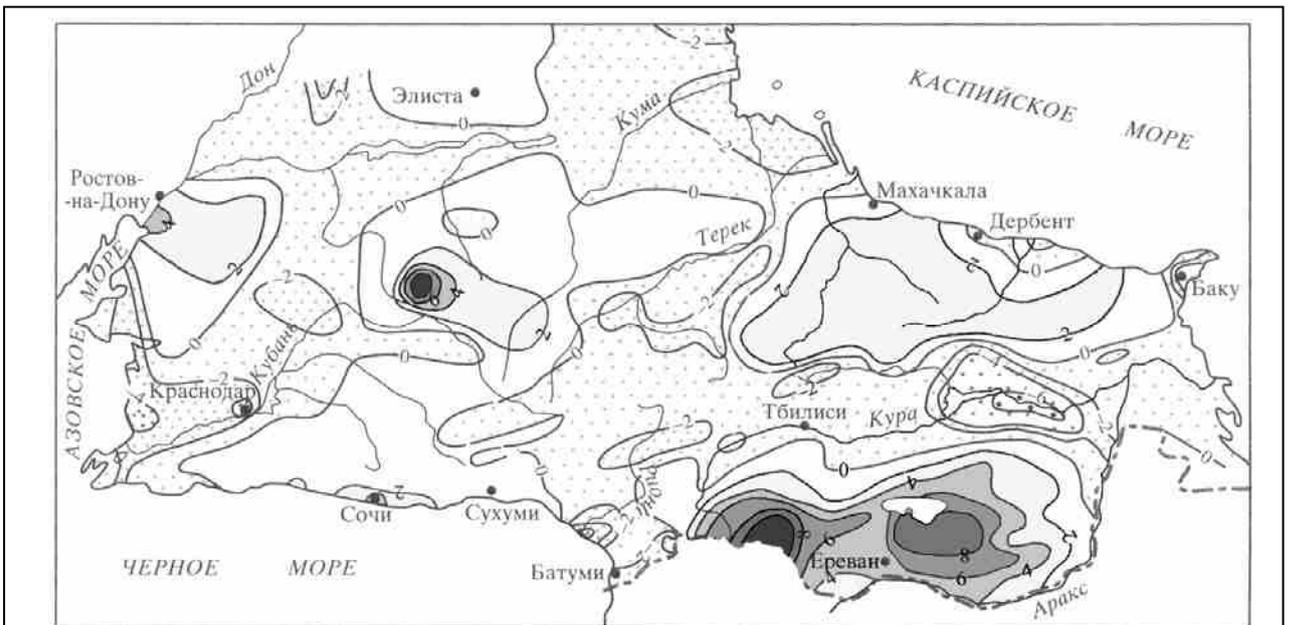


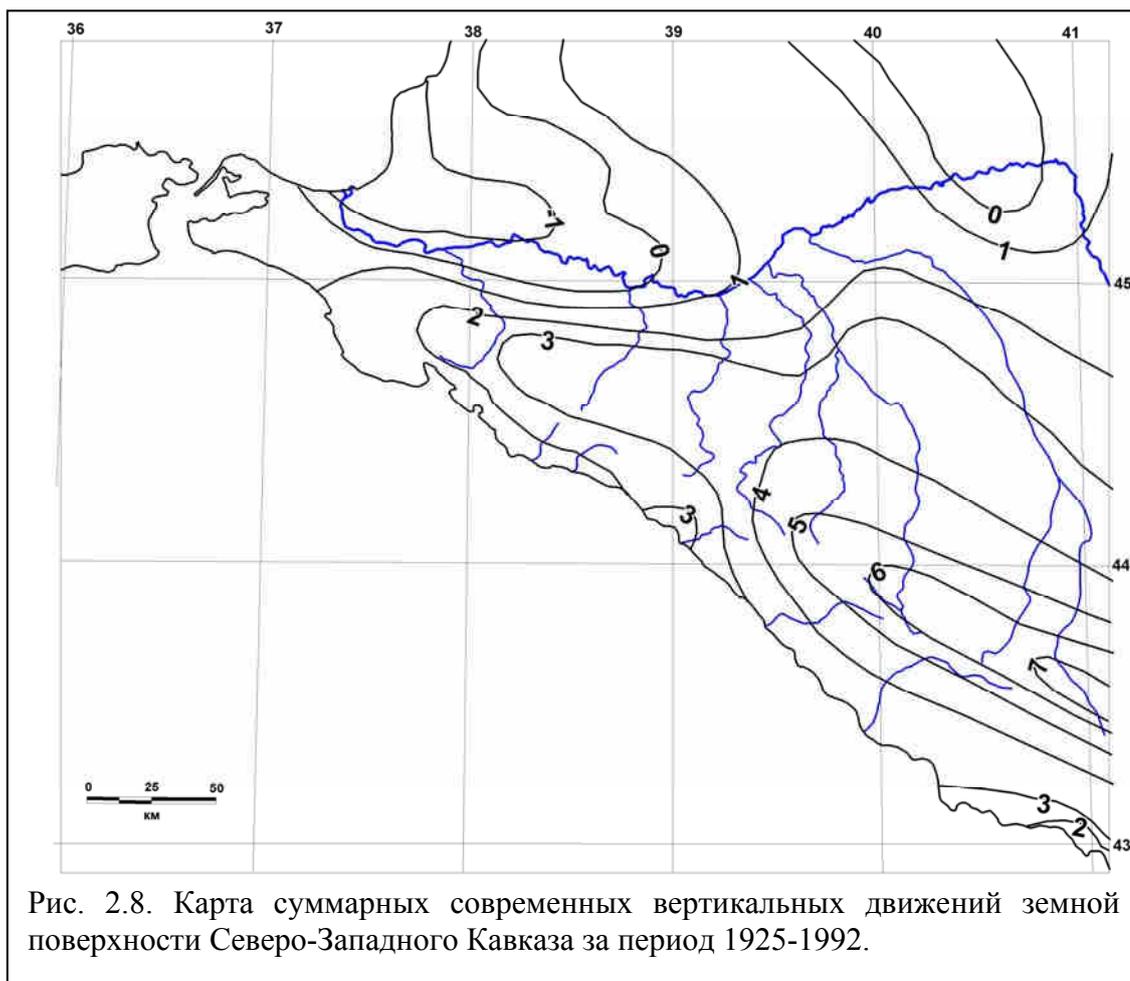
Рис. 2.6. Карта современных вертикальных движений земной поверхности Кавказа и Закавказья за третью четверть XX в. (1946/50-1970/75 гг.) [Лилиенберг и др., 1997]



Рис. 2.7. Карта современных вертикальных движений земной поверхности Кавказа и Закавказья за последнюю четверть XX в. (1970/75-1985/92 гг.) [Лилиенберг и др., 1997]

Полученные результаты являются уникальными, т.к. позволяют оценить средние скорости вертикальных движений горной страны за почти 70-летний период, исключив пульсационные изменения скоростей, выявив тем самым относительно долговременную динамику морфоструктур. На полученной карте (рис. 2.8) видно, что Северо-Западный Кавказ за весь период наблюдений испытывал поднятие со скоростью от 1 до 5 мм/год. Центральная часть горного сооружения испытывала поднятие со скоростью

2-3 мм/год. Однако, судя по представительности данных повторного нивелирования (рис. 2.9), можно сделать вывод, что в этом районе профили геодезической сети отсутствуют и карты были построены путем экстраполяции данных с соседних районов. Районы детального изучения разломных зон (гл. 4), - Крымск-Новороссийск, Тамань и район Джубги попадают в области с близким расположением профилей и средней скоростью поднятия 1-2 мм/год. Эти цифры согласуются с таковыми,



полученными при оценке скорости смещений в зонах активных разломов за последние 200-400 лет [Рогожин, Овсяченко, 2001; Рогожин, Овсяченко, 2005; Овсяченко, Шварев, 2005; Овсяченко, 2005; Rogozhin et al, 2002].



Рис. 2.9. Фрагмент схемы государственной сети профилей повторного нивелирования на территории Краснодарского края

2.4.2 Сведения о современных горизонтальных движениях.

Основным измерительным средством современных горизонтальных движений земной поверхности является система глобального определения местоположения (GPS). Для изучения современной геодинамики Кавказа эта система начала применяться с 1991 г. В настоящее время опубликованы результаты измерений за 91-97(98) гг. [Прилепин и др., 1997; Шевченко и др., 1999; McGluskly et al, 2000]. До 1994 г. сеть измерений состояла из 9 пунктов. В 97-98 гг. количество пунктов увеличилось до 25 (на Большом Кавказе – 14). На Северо-Западном Кавказе находится лишь одна станция – Геленджик, несколько станций расположено в Центральном Предкавказье.

Первая эпоха измерений была выполнена в 1991/1994 гг., после сильнейшего из инструментально зарегистрированных землетрясений Кавказа – Рачинского (1991 г., М-7.0-7.2) [Прилепин и др., 1997]. Смещения были рассчитаны относительно станции Зеленчук, расположенной на Северо-Кавказском краевом массиве. В плейстосейстовой зоне Рачинского землетрясения было зафиксировано продвижение самой северной из закавказских микроплит (Дзирульского срединного массива или Грузинской

глыбы) к северу со скоростью 2.5-3.5 мм/год. Севернее расположена Рача-Лечхумская шовная зона, на поверхности выраженная узкой линейной синклиналью, а на глубине - серией пологих срывов на контакте между чехлом и фундаментом, с которыми связан очаг Рачинского землетрясения [Рогожин, Богачкин, 1993]. Сразу же к северу от нее зафиксировано смещение тектонических зон южного склона Большого Кавказа к югу и юго-западу в среднем со скоростями 2.5-3.5 мм/год. Следовательно, в очаговой зоне землетрясения происходило сокращение земной поверхности со средней скоростью за период измерений 5-7 мм/год. Сжатие ориентировано вкрест простирания тектонической зональности региона. После повторных наблюдений в 1997 г. движение Грузинской глыбы к северу составило в среднем 5 мм/год (за период 1991-1997), а смещение тектонических зон южного склона – в среднем 3 мм/год [Шевченко и др., 1999]. При этом векторы движения последнего участка несколько отклонились к востоку, и оказались направленными на юг-юго-восток. С учетом проявившей себя праводвиговой компоненты, сжатие в 1991-1997 гг. происходило со скоростью 5-7 мм/год. Учитывая, что сокращение Большого Кавказа составляет 60% от общего сокращения земной поверхности Кавказского региона, происходившего в 1991-1998 гг. со средней скоростью 10 мм/год [McGlusky et al, 2000], можно констатировать, что Рача-Лечхумская зона играет в этом процессе существенную, если не основную роль.

Усредненный вектор скорости горизонтальных движений в европейской системе координат в пределах Большого Кавказа и Ставропольского поднятия равен 2.7 мм/год и ориентирован на восток-северо-восток (70°) [Шевченко и др., 1999]. Среднее смещение в северном направлении равно 0.9 мм/год. При пересчете векторов смещений относительно пункта Зеленчук, имеющего в европейской системе координат заметное смещение, размеры и ориентировка векторов смещений Аравии, Анатолии и Понтида меняются незначительно (рис. 2.10). Но на Большом Кавказе картина существенно меняется.



К югу от Лабино-Малкинской зоны (на территории которой расположен п. Зеленчук) и располагающейся южнее зоны Передового хребта находится зона Главного хребта Центрального Кавказа. Здесь на дневной поверхности вскрываются кристаллические породы древнего основания, сильно деформированного в мезозое-кайнозое. Здесь расположен пункт геодинамической сети Уллукам, демонстрирующий смещение в запад-юго-западном направлении, относительно п. Зеленчук, со скоростью 5.6 мм/год. Для него характерна большая широтная компонента (5.5 мм/год). Возможно,

это связано с современными праводвиговыми смещениями в Пшекиш-Тырныузской шовной зоне, отделяющей зону Главного хребта от зон Лабино-Малкинской и Передового хребта. Геологическими методами, для активизированной в голоцене ветви Пшекиш-Тырныузской зоны (Чемарткольского разлома близширотного простирания), за верхний плейстоцен-голоцен получена средняя скорость праводвиговых смещений 2.5-3.0 мм/год [Рогожин и др., 2005]. Надвиг Главного хребта отделяет зону Главного хребта от зон Южного склона. Пункт Мацута расположен на кристаллических породах Сугано-Дигорского хребта в долине р. Урух, в районе восточного окончания надвига и на значительном удалении (вкрест простирания) от его плоскости. Перемещение этого пункта направлено на юго-юго-запад со скоростью 2.0 мм/год. Таким образом, ширина рассмотренной части Большого Кавказа, по геодезическим данным увеличивается.

Геодезические пункты Белый Уголь и Шиджатмаз, расположенные в области выхода верхнеюрско-меловых пород Северо-Кавказской моноклинали на поверхность, относительно п. Зеленчук, также показали смещения в юго-западном направлении со скоростью 3.6 и 2.4 мм/год соответственно. Пункт Соленая, расположенный на Ставропольском своде, показал смещения в запад-северо-западном направлении со скоростью 6.6 мм/год. Геленджик, относительно п. Зеленчук, смещается на северо-запад со скоростью 8.1 мм/год, что может свидетельствовать об интенсивных праводвиговых смещениях по Пшекиш-Тырныузской зоне, и продолжающим ее разломам осевой части Северо-Западного Кавказа.

В соответствии с изложенными сведениями о неотектонике, современной геодинамике и сейсмичности Северо-Западного Кавказа, можно сделать следующие выводы:

1 - новейший план Северо-Западного Кавказа характеризуется быстрым изменением стиля деформаций как вкрест подвижной системы, так и вдоль ее простирания. Для осевой части горно-складчатого сооружения на новейшем

этапе характерно сочетание обстановок сжатия и растяжения вдоль продольных разломов. На южном крыле свода Северо-Западного Кавказа преобладают условия интенсивного сжатия (взбросо-надвиговые разрывы), а на северном – умеренного сжатия с преобладанием пликативного типа деформаций над разломно-блоковым;

2 – поперечные флексурно-разрывные зоны, разделяющие ступени северо-восточного простирания, характеризуются на новейшем этапе условиями преобладающего сжатия в запад-северо-западном направлении, что определяет взбросо-сдвиговую кинематику разрывов «антикавказского» направления;

3 – скопления эпицентров и ориентировка очаговых зон зарегистрированных землетрясений подчеркивают элементы продольной и поперечной новейшем структурной зональности Северо-Западного Кавказа;

4 – скорости современных вертикальных и горизонтальных движений измеряются величинами в первые миллиметры в год. Наблюдаются градиентные зоны, в пределах которых быстро изменяются скорости современных движений, что свидетельствует о наличии современных активных разломов как кавказского, так и «антикавказского» простираний.

Глава 3. Методика изучения активных структур, применительно к задаче исследований и региональным условиям Северо-Западного Кавказа

В основу методики изучения степени и характера тектонической активности зон разломов во многом положен опыт изучения сейсмодислокаций, образованных в эпицентральных зонах сильных континентальных землетрясений [Гоби-Алтайское..., 1963; Солоненко, 1965; Борисов, Рогожин, 1984; Рогожин, Филип, 1991; Рогожин, Богачкин, 1993; Хромовских, 1995; Рогожин, 1996; Богачкин и др., 1997; Рогожин, 2000; Геодаков и др., 2003; Рогожин и др., 2004; Oakeshot, Tocher, 1960; Weischet, 1963; Tchalenko, Ambraseys, 1970; Plafker, 1976; Meghraoui et al, 1988; Lin et al, 2001; Varka et al, 2002; Lin et al, 2003 и др.]. Разнообразные нарушения земной поверхности, оставленные сильными землетрясениями, являются наиболее яркими и неопровержимыми примерами проявления процессов современного тектогенеза. Именно эти образцы, в совокупности с известными приемами структурной геологии и неотектоники, являются теоретической базой изучения активных разломов. В связи с изучением структуры разломных зон и восстановлением их сейсмической истории получил развитие метод тренчинга, т.е. изучения тектонически обусловленной структуры молодых отложений в различных горных выработках [Clark et al, 1972; Hatheway, Leighton, 1979].

Теоретические основы палеосейсмогеологии были заложены Н.А.Флоренсовым и В.П.Солоненко в 50-х годах XX века [Флоренсов, 1960; Солоненко, 1962, 1973], широко использовались, активно применяются и разрабатываются до сих пор иркутскими сейсмогеологами в работах по оценке сейсмической опасности в Сибири и Монголии.

В основу методики палеосейсмогеологических исследований положены факты обнаружения в эпицентральных зонах современных

землетрясений многочисленных следов древних сейсмических катастроф (палеосейсмодислокаций).

В.П. Солоненко подразделил сейсмодислокации на сеймотектонические, гравитационно-сеймотектонические и сейсмогравитационные [Солоненко, 1973]. К сеймотектоническим дислокациям относятся разрывы, либо вновь сформированные в земной коре при сильных землетрясениях, либо приуроченные к древним активизированным разломам. В настоящее время считается, что в большинстве своем сейсморазрывы на земной поверхности возникают при коровых землетрясениях с магнитудами 5.2-6 и более [Хромовских, 1995]. Однако их тип и размер зависят не только от энергии землетрясений, но и от механизма очага и его глубины, сейсмогеологических и инженерно-геологических условий плейстосейстовых областей и ряда других факторов.

Гравитационно-сеймотектонические дислокации - это преимущественно смещения по разломам, многократно усиленные гравитацией. Гравитационно-сеймотектонические формы генетически связаны как непосредственно с активными сейсмогенными разломами, так и с другими крупными разрывными нарушениями, испытывающими пассивное вскрытие при колебательных движениях земной коры во время сильных землетрясений. К ним относятся сбросо-обвалы, гравитационно-сеймотектонические клинья, выколы гор и т.п.

Сейсмогравитационные дислокации в виде отседаний склонов гор, обвальных, оползне-обвальных, оползневых смещений, каменных и земляных лавин, селевых потоков и т.п. образований, представляют собой результат гравитационных процессов, инициированных сейсмическими сотрясениями. Эти явления по внешним признакам часто идентичны соответствующим экзогенным образованиям, поэтому нередко трудноотличимы от последних, хотя имеют свои особенности (качественные, количественные и временные). Характерной чертой эпицентральных зон сильных землетрясений является одновременное катастрофическое развитие

оползней и обвалов на значительной площади. Поэтому свидетельством сейсмогенного происхождения для подобных древних образований может служить совпадение времени их образования со временем возникновения первичных сейсмодислокаций, разжижений грунта или других сейсмогравитационных явлений. Кроме того, для небольших скальных оползней сейсмогенной природы достаточно характерно подвисание на склонах гор, без дальнейшего смещения после сейсмического толчка.

Сюда же следует включить сейсмовибрационные образования, представляющие собой выбросы и разливы разжиженных песка и грязи в виде грифонов или грязевых вулканчиков. Приурочены они в основном к поймам рек или заболоченным участкам, в геологическом строении которых принимают участие тонкодисперсные водонасыщенные рыхлые породы (глины, суглинки, пески пылеватые), способные при динамических воздействиях, в частности при землетрясениях 7 и более баллов, разжижаться до текучего состояния и изливаться на поверхность. При этом образуются характерные конические или воронкообразные формы песчанно-глинистых грязевых «вулканчиков», трещины со следами излияния песчанно-глинистой грязевой массы и компенсационные проседания земной поверхности.

Таким образом, по отношению к структуре, породившей само землетрясение и его последствия, можно говорить о первичных (сеймотектонических), и вторичных (гравитационно-сеймотектонических и сейсмогравитационных) сейсмогенных нарушениях рельефа [Горшков, 1984].

В процессе исследований ставилась задача изучить весь спектр явлений, созданных сильными землетрясениями прошлого. Однако геоморфологическая специфика района сильно затрудняет проведение здесь подобных мероприятий. Трудность применения и, соответственно, неоднозначность результатов традиционных палеосейсмогеологических исследований на Кавказе в целом, в силу местной геолого-геоморфологической специфики, были подробно изложены Б.А. Борисовым [1982].

Для Северо-Западного Кавказа характерен ярко выраженный гумидный климат и соответствующие ему густые леса. Основными особенностями, определяющими процессы экзоморфогенеза являются: повышенное количество осадков, и как результат – высокая интенсивность эрозионных, склоновых и селевых процессов, при общей слабой расчлененности рельефа (относительно Центрального Кавказа). Все эти факторы обуславливают высокую скорость денудации, что определяет в целом небольшую (в среднем 0,5 м) мощность склонового чехла и препятствуют долговременному сохранению сейсмогравитационных и сейсмовибрационных структур. Исключения составляют оползни, широко развитые на Северо-Западном Кавказе, большинство которых являются активными на протяжении долгого времени, т.е. не обязательно связанные с землетрясениями. В связи с этим, основным типом изученных сейсмодислокаций оказались сейсморазрывы, а главным методом – тренчинг.

Здесь целесообразно коснуться применяемой терминологии, а именно термина «активный разлом». Автор применяет его в соответствии с ранее предложенными критериями активности разломов [Трифонов, Кожурин, Лукина, 1993; Никонов, 1995; Трифонов, 1999 и др.]. При обозначении таких критериев, большинством исследователей много внимания уделяется временному интервалу проявления смещений по разлому, т.е. возрасту нарушенных пород и форм рельефа. Однако, погребенные палеопочвы в зонах изученных разломов Северо-Западного Кавказа имеют возраст не древнее 9000 лет. В то же время, большинство разломов нарушающих склоновый чехол, смещают и современный почвенный слой. Возраст последнего, на Северо-Западном Кавказе, не превышает 310 лет. Следовательно, в данном случае, временной интервал детального исследования развития активных разломов во времени возможен только для голоцена. При этом, интервал включает последние столетия и современность, т.к. применяемая методика позволяет фиксировать деформации самых молодых образований земного покрова – почв.

В процессе широкого применения тренчинга при изучении форм рельефа, ассоциируемых с зонами активных разломов, первичные сейсморазрывы зафиксированы лишь в ничтожно малой части изученных структур, проявляющих признаки молодой тектонической активности. Выход очагов древних сильных землетрясений на поверхность происходил лишь в зонах крупных разломов, имеющих региональное, структурообразующее значение. Для остальной, доминирующей массы активных разломов характерно наличие признаков молодой активности (нарушение склонового чехла, современной почвы, смещения молодых форм рельефа и т.п.), однако следы значительных одноактных смещений отсутствуют. Очевидно, что такие разломы являются второстепенными и реализуют тектонические напряжения, характерные для всего орогена в целом, вовлекаясь в сейсмический процесс в качестве резонансных структур, ответвлений от основного очага или очагов слабых землетрясений (афтершоков сильного события или самостоятельных толчков). Кроме того, смещения по этим разломам реализуют тектонические напряжения и в виде медленных движений, так как с ними не всегда связаны эпицентры землетрясений.

Интенсивные локальные аномалии вертикальных и горизонтальных движений земной поверхности приуроченные к зонам тектонических нарушений различного типа и порядка выявлены в результате инструментального изучения современной подвижности разломных зон на геодинамических полигонах в различных регионах страны [Касьянова, Кузьмин, 1996; Несмеянов, 2004]. Эти аномальные движения высокоградиентны (свыше 50 мм/год), короткопериодичны (от 0,1 года до первых лет), пространственно локализованы (от 0,1 км до первых десятков км) и обладают пульсационной и знакопеременной направленностью. При этом остаточные деформации, накапливаемые в зонах разломов за большие промежутки времени, сравнительно невелики и не всегда связаны с сейсмическими событиями. В то же время, очевидно, что подобные движения фиксируются в виде приразломных деформаций молодых отложений и

почвенного покрова в зонах таких разломов. Помимо этого, большинство активных разломов, выявляемых геодезическими, геофизическими и геолого-геоморфологическими методами, характеризуется высокой степенью флюидогеодинамической активности, фиксируемой газово-эманационной съемкой. Такая активность выражается в приразломной переработке самых молодых (голоценовых) отложений и почвы.

Здесь же следует коснуться правомерности распространения выводов о динамике разрывообразования из частных примеров, касающихся относительно короткого отрезка времени, на весь голоцен. Общий график повторяемости землетрясений, построенный для Северо-Западного Кавказа по инструментальным наблюдениям и собранным палеосейсмогеологическим данным, имеет прямолинейный характер, свидетельствуя о хорошем соответствии этих данных [Рогожин, Захарова, 2002]. По-видимому, это может означать, что сейсмический режим на последнем, позднечетвертичном этапе геологической истории Северо-Западного Кавказа оставался практически неизменным. Обусловленность сейсмического режима тектоническим очевидна, следовательно можно предположить и сходство характеристик разрывообразования на протяжении всего голоцена.

Полевому изучению активных разломов и сейсмодислокаций предшествовал дистанционный анализ с целью выявления форм рельефа, предположительно отражающих активные тектонические структуры. Анализ базировался на использовании мелкомасштабных сканерных космоснимков, полученных датчиком МСУ-СК (разрешение на местности 140 м), крупномасштабных космофотоснимков КФА-1000 (разрешение 5 м) и спектрзональных сканерных космоизображений Landsat-4/5 (разрешение 30 м) и Landsat-7 (разрешение 15 м). Для анализа многозональных сканерных снимков использовались различные варианты синтеза изображений. Кроме того, выделение линейных и площадных активных структур производилось и отдельно по каналам. Для выявления линеаментов применен совместный

дедуктивно-индуктивный подход: дешифрировались обобщённые структуры на базе сильно генерализованных изображений с последующим увеличением масштаба для детализации, и наоборот, выявлялись локальные особенности линейных структур с последующим уменьшением масштаба и обобщением. Таким образом, последовательное использование космоснимков различного масштаба позволило уверенно выделять места развития предполагаемых молодых нарушений. Для дешифрирования опорных участков использованы материалы АФС масштаба 1:10000 с пространственным разрешением 0,3 м.

В целях детального анализа динамики территории, дешифрирование аэрокосмофотоснимков включало 2 аспекта: морфотектонический и морфодинамический [Овсюченко, Шварев, 2005]. Принципиальной основой морфотектонического анализа является конформность рельефа и структуры [Флоренсов, 1978], или в более широком смысле - соответствие рельефа темпам и характеру эндогенных процессов [Уфимцев, 1984], что определяет две составляющие картирования (морфоструктурную и морфодинамическую). Алгоритм морфотектонического картирования базируется на принципе, в соответствии с которым за основу берется сетка разрывных нарушений, отражающая мозаику блоков [Пиотровский, 1973]. Относительные смещения блоков в процессе неотектонической активизации создают основные черты рельефа - морфоструктуры, ограниченные активными разломами, а характер экзогенной геодинамики отражает характер современной геодинамической активности в пределах блоков и межблоковых линейных зон.

Морфотектонический анализ включил дешифрирование линейных и разделяемых ими площадных элементов тектонического строения и определение их выраженности по отношению к строению современного рельефа конкретного района. Морфодинамический анализ включил дешифрирование проявлений экзогенных процессов, основанное на детальном анализе форм рельефа, последовательном рассмотрении их ассоциаций, парагенетических взаимосвязей и морфодинамических

комплексов. В конечном счете, выяснялись местные закономерности рельефообразующих процессов, отражающие структурные особенности территории. В результате такого комплексного подхода, помимо собственно предполагаемых активных тектонических структур, можно предварительно очертить и круг связанных с ними экзогенных явлений.

Изучение разломных зон в горных выработках обычно предварялось геофизическими исследованиями, с помощью которых возможно существенно уточнить на местности положение тектонических разрывов и трещин, строение этих зон, их мощность, а также предварительно оценить их активность. Для решения поставленных задач используется комплекс методов, включающий электроразведку (ВЭЗ, ЭП, СЭП, ЗС-ЗИ-МПП), сейморазведку (КМПВ, МСП, АЗ), ГИС (КС, ПС, ГК) и газово-эманационную съемку (ГЭС) [Овсюченко, 2004].

Комплексование методов осуществляется в зависимости от поставленных задач и конкретных условий. При изучении приповерхностного чехла рыхлых отложений оптимальным является комплекс из ВЭЗ, ЭП, КМПВ, ГЭС. При этом решаются следующие конкретные задачи: оценка однородности разреза в зоне нарушений и за ее пределами методом электропрофилирования (ЭП); оценка геологического разреза по вертикали методом вертикального электрического зондирования (ВЭЗ); расчленение геологического разреза и оценка упругих динамических показателей пород методом сейморазведки на преломленных продольных и поперечных волнах (КМПВ); оценка напряженно-деформированного состояния горного массива и выделение геодинамических зон путем проведения газово-эманационной съемки (радон, торон, CO₂ и CH₄).

В основе постановки работ методом ВЭЗ лежит зависимость удельного кажущегося сопротивления пород от их литологического состава, влажности, агрегатного состояния, плотности и других факторов, позволяющих проводить расчленение геологического разреза по параметру R_k . По распределению R_k на кривых ВЭЗ и по геоэлектрическим разрезам делается

вывод об области влияния разрывного нарушения на состояние коренных пород в собственно зоне разрыва и его крыльях, а также об их обводненности.

По данным сейсморазведки (КМПВ) области аномально низкой граничной скорости в коренных породах рассматриваются как участки пониженной прочности пород. Наиболее вероятной причиной уменьшения скорости является тектоническая нарушенность или повышенная трещиноватость пород. Поисковыми признаками для выделения тектонических нарушений служат: крутые уступы и локальные понижения в форме преломляющей границы; наличие на встречных наблюдаемых годографах характерных изломов, перегибов, коротких участков аномально высокой или низкой кажущейся скорости (иногда отрицательной), участков резкого изменения амплитуд преломленных волн - комплекса признаков, свидетельствующих о неоднородностях преломляющей границы и связанных с ними дифракцией и рассеянием упругих волн.

С помощью геофизических методов были решены не только конкретные поисковые задачи («где вскрывать разлом?»), но и проделаны структурные построения для участков, где это было затруднительно сделать другими способами. Примером являются геологические разрезы, построенные по буровым профилям. Дистраивание структур между скважинами делалось путем сопоставления с геофизическими разрезами. Основной целью следующего этапа исследований было детальное изучение характера залегания молодых отложений в сопоставлении со структурой коренных пород.

Как показал детальный морфотектонический и морфодинамический анализ на опорных участках Северо-Западного Кавказа, ход современных экзогенных процессов в пределах активных геологических структур в большинстве случаев определяется степенью интенсивности и стилем современных (голоценовых) тектонических процессов. Наиболее

зависимыми от этих факторов являются рельефообразование и континентальное осадконакопление.

В силу историко-генетических различий, представляется целесообразным рассмотреть отдельно региональные особенности проявления тектонической активности в различных генетических типах четвертичных отложений. Во время полевых работ было изучено влияние активной тектоники в основном на элювиальные, делювиальные, коллювильные и почвенные образования. Такой короткий набор генетических типов четвертичных образований обусловлен расположением участков изучения современных активных разрывов на водоразделах, реже склонах. В днищах долин следы молодых тектонических смещений часто оказываются завуалированными русловыми и склоновыми процессами.

Состав элювиальных отложений в большинстве случаев определяется литологическим составом коренных пород. Мощность во многих случаях формируется при главенствующей роли геоморфологического фактора, увеличиваясь в понижениях и уменьшаясь на возвышениях рельефа. Наибольшей мощности элювий достигает в зонах четвертичной тектонической переработки коренных пород (до 12 –15 м по результатам бурения). Здесь он по существу представляет собой линейные коры выветривания, ширина которых меняется в зависимости от ширины зоны тектонической переработки. В тоже время, для стабильных разломных зон, не проявленных в рельефе и верхних горизонтах четвертичного покрова, характерно отсутствие мощного чехла как элювиальных, так и склоновых отложений (рис. 3.1).

Также меняется и минералогический состав элювиальных отложений. Помимо общей химической переработки и дезинтеграции коренных пород, выраженной в выносе CaCO_3 и других подвижных соединений, а также доведении отложений до наименьшего гранулометрического состава, свойственного коренным породам, уже собственно элювиальные породы претерпевают и другие изменения. Выражено это в лимонитизации,

известковании, ярозитизации и образовании кристаллического кальцита.



Рис. 3.1. Неактивизированный разлом в коренных известняках и мергелях верхнемелового флиша. Южный склон Маркотхского хребта. Хорошо видно спокойное залегание маломощного (фоновое для этого района) четвертичного чехла

Непосредственно голоценовая тектоническая активность выражается в милонитизации, перетертости, присутствии зеркал и борозд скольжения и смещении границ слоев. Здесь, для элювиальных пород также характерна и относительная однородность гранулометрического состава (отсутствие или небольшая доля реликтов коренных пород).

Гораздо сильнее влиянию активной разломной тектоники подвержены литолого-фациальные особенности склоновых образований. В приподнятых блоках активных разломов, состав делювия характеризуется относительной однородностью гранулометрического состава и резко подчиненной ролью грубообломочного материала (гравия, дресвы и щебня). Непосредственно

смещения фиксируются приразломными изменениями и смещениями отложений.

В опущенных блоках активных разломов выделяется так называемая сейсмогравитационная фация склоновых отложений [Солоненко, 1973], характеризующаяся резким увеличением мощности и содержания грубообломочной фракции, вплоть до образования чисто грубообломочных образований типа коллювиальных клиньев (рис. 3.2). Клинья прислоняются



Рис. 3.2. Коллювиальный клин в подножии сеймотектонического эскарпа. Очаг Алтайского землетрясения 2003 г. Ур. Узюк, Горный Алтай.

непосредственно к эскарпам, образованным сейсморазрывами. В разрезе клиновидные горизонты коллювия обычно перемежаются более тонкозернистыми отложениями, а нередко и палеопочвами. Материал коллювия представлен разноразмерными (от глыб до песка) угловатыми обломками коренных пород. Мощность и протяженность коллювиальных отложений зависит от амплитуды сейсмогенных подвижек. Максимальных значений мощность клина достигает возле плоскости сместителя, а его верхняя поверхность обычно задрана в направлении разрыва. Размерность

материала, слагающего коллювиальные горизонты и мощность коллювия уменьшаются по мере удаления от разрыва, где они полностью выклиниваются.

Нередко с подгорными крыльями сейсмогенных разрывов бывают связаны оползни различного, в том числе сейсмогенного происхождения. Ярким примером является крупный оползень, возникший во время Алтайского землетрясения 2003 г., в 7 км к западу от п. Бельтир [Рогожин и др., 2004²; Геодаков и др., 2003] (рис. 3.3). При этом стенка отрыва оползневых масс точно ложится в зону распространения первичных сейсморазрывов, один из них представляет собой закол на поверхности склона, инициировавшим сход оползня.



Рис. 3.3. Сейсмогенный блок-оползень возникший в зоне сейсморазрыва (показан стрелками) Алтайского землетрясения 2003 г. Долина р. Талтура, Горный Алтай.

Таким образом, основными литолого-фациальными особенностями четвертичных отложений, подвергнутых влиянию активной разрывной тектоники, являются резкие изменения мощностей, смещение границ, резкие изменения состава (смена делювия коллювием, резкое увеличение количества и размерности обломков и т.д.) и приразломные изменения, наблюдающиеся непосредственно в зонах активных разрывных нарушений.

Почвенно-растительный покров также чутко реагирует на различные эндогенные процессы. Обширный опыт детального изучения приповерхностной структуры разломных зон показывает, что современный почвенный профиль в зонах активных разломов демонстрирует

закономерности, подобные описанным выше для четвертичных отложений. Подобные изменения наблюдаются в почвах, нарушенных разрывами, вдоль которых деформирован весь комплекс подстилающих пород, включая самые молодые. В случае современной активности разломов почвы также претерпевают приразломные изменения - лимонитизацию, известкование и др. При этом подошва нижнего почвенного горизонта часто испытывает тектонические смещения, а в опущенных блоках мощность его увеличивается (рис. 3.4, 3.5). Очевидно, что это связано с локальным контролем тектоники над склоновыми процессами, приводящим к размыву и переотложению почв. Таким образом, по изменению мощности почвы, зная ее возраст, в зонах разломов можно определять осредненные скорости вертикальных разрывных смещений. Погребенные вблизи сейсморазрывов фрагменты палеопочв, могут служить для определения временных интервалов возникновения сильных землетрясений. Сопоставление датировок сейсмодислокаций разного генезиса делает реконструкции времени возникновения древних землетрясений более надежными по сравнению с датировками отдельных типов дислокаций. Полученные значения возраста позволили выяснить время возникновения и оценить период повторяемости сильных землетрясений Северо-Западного Кавказа. Калибровка радиоуглеродных дат произведена по программе IntCal04 [Reimer et al, 2004].

Для выявления именно современных тектонических движений, наиболее надежными являются оценки скоростей разрывных смещений за минимальные интервалы времени, т.е. полученные по смещениям наиболее молодых геоморфологических уровней [Несмеянов, 1992], а также древних и современного почвенных профилей.

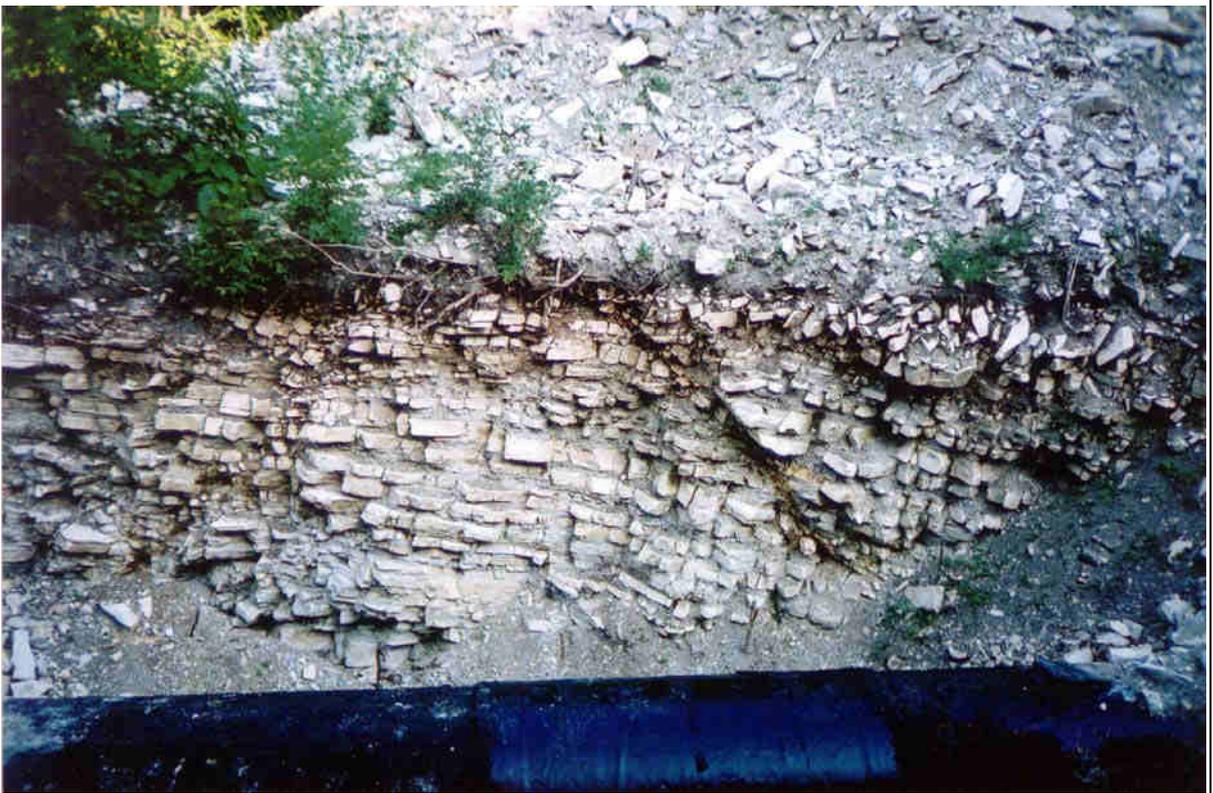


Рис. 3.4. Активный разрыв (северный склон Коцехурского хребта, Малопанасенковский разлом, см. гл. 4). Место ремонта действующего трубопровода, что подтверждает современную активность разрыва. Видно резкое увеличение толщины современной почвы в опущенном крыле сброса (слева).

В местах, где отсутствовали датировки современных почв (а также геоморфологических уровней), оценка скоростей смещений произведена на основании имеющихся результатов радиоуглеродного датирования почв, в других местах Северо-Западного Кавказа и общих закономерностях почвообразования в этом регионе. Радиоуглеродные датировки современных почв Северо-Западного Кавказа находятся в пределах 50-310 лет. Большинство образцов имеют возраст 180-280 лет. Это время является достаточным для образования гумусового горизонта почв, учитывая, что в горно-склоновых условиях, при влажном климате, обилии осадков и высокой площадной денудации на Северо-Западном Кавказе, почвенный покров развивается в денудационных условиях, наращивая лишь гумусовый горизонт [Александровский, Александровская, 2005]. Остальные горизонты почв развиваться не успевают. Это обстоятельство особенно характерно для зон активных разломов, где дневная поверхность подвергается постоянному воздействию тектонических деформаций. В связи с этим, для расчета

скоростей смещений в зонах разломов с отсутствующими датировками возраста современных почв, взят возраст 180-280 лет.

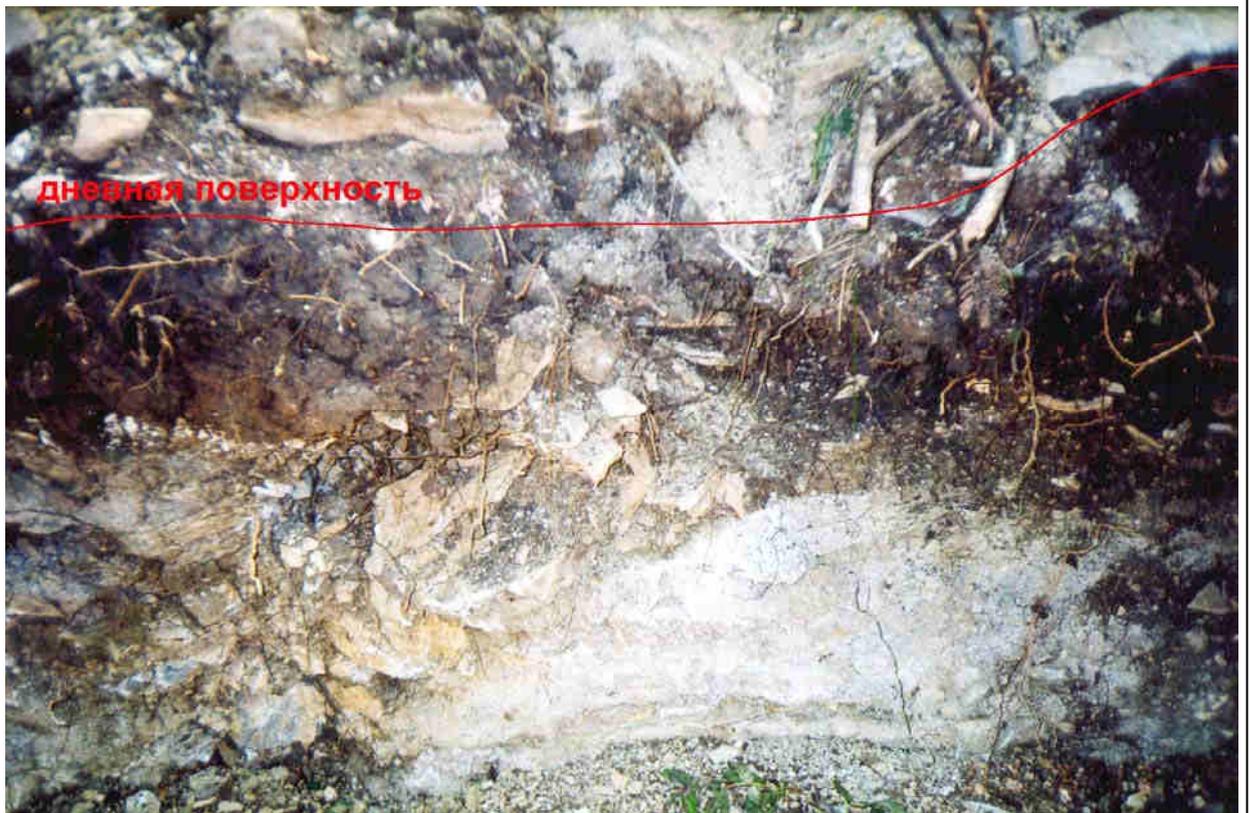


Рис. 3.5. Активный разрыв (северный склон Коцехурского хребта, Гапоновский разлом, см. гл. 4). Видно резкое увеличение толщины современной почвы в опущенном крыле сброса.

Другой метод, примененный для оценки скорости тектонических смещений, основан на измерении величин плановых деформаций речных долин. Зная скорости образования эрозионных форм рельефа, смещаемых активными разрывами, можно приблизительно оценить параметры этих смещений. Средняя скорость врезания русла зрелых временных водотоков, полученная в результате стационарных наблюдений на Западном Кавказе, составляет 0,4-0,5 мм/год [Хмелева и др., 2000]. Скорости определены для водотоков 2-го и 3-го порядков, с чередованием участков русла с развитыми и неразвитыми аллювиальными формами, имеющих уклоны не более 15° , что соответствует морфологии изученных водотоков. Цифры, полученные всего лишь за тридцатилетний период наблюдений, близки к значениям скорости эрозионного вреза для Северо-Западного Кавказа, измеренной за плейстоценовый этап С.А. Несмеяновым: 0,25-0,3 мм/год [1992]. Используя

данные об интенсивности эрозионного вреза на основе стационарных наблюдений, можно ориентировочно оценить время формирования и, соответственно, скорости смещения в зонах активных разломов, деформирующих эрозионные формы рельефа.



Рис. 3.6. Кулисообразная система сейсморазрывов в очаге Алтайского землетрясения 2003 г. Долина р. Кускуннур, Горный Алтай.

Особую трудность при изучении тектонических деформаций молодого осадочного покрова представляет выявление сдвиговых дислокаций, т.к. в стенках траншей видны только вертикальные смещения. Для преодоления этого затруднения был использован анализ структурных ансамблей, образуемых в сдвиговых зонах. Ярким примером являются структуры, наблюдаемые в эпицентральных зонах сильных землетрясениях, имеющих



b)



a)

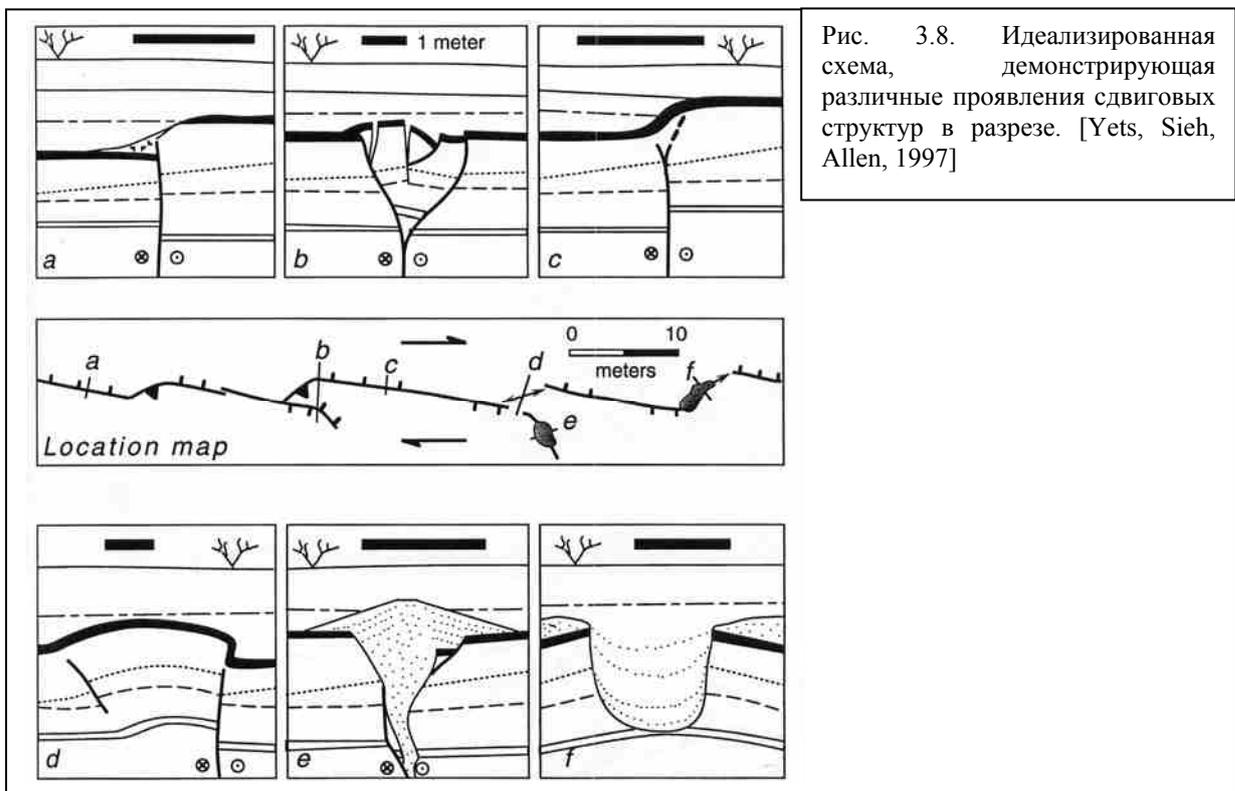
Рис. 3.7.

Элементы кулисообразной системы сейсморазрывов в очаге Алтайского землетрясения 2003 г: а-сейсморов (зона растяжения); б-вал вспучивания (зона сжатия). Долина р. Кускуннур, Горный Алтай.

сдвиговую компоненту смещений (рис. 3.6, 3.7). Подобные структуры получены и в результате тектонофизического моделирования [Гзовский, 1975 и др.].

Во всех случаях, когда при катастрофических землетрясениях, в очаге которых подвижка имела сдвиговую составляющую, появлялись участки с эшелонированными системами трещин растяжения, смыкающихся линейными зонами сжатия (рис. 2.4) [Лукьянов, 1963; Борисов, Рогожин, 1984; Рогожин, Филипп, 1991; Рогожин, 1996; Рогожин и др. 20042; Rogozhin

et al, 2003; Barka et al, 2002; Lin et al, 2003 и др.]. Такие участки обычно появлялись в тех местах, где сдвигание крыльев осуществлялось не по единой четкой трещине, а распределялось в более или менее широкой зоне. В ней трещины располагаются косо к общему простиранию зоны, выстраиваясь в эшелонированную систему. Трещины, как правило, составляют угол от 15-20 до 50-60° с общим направлением зоны. В большинстве случаев величина этого угла приближается к 30-35°. Ориентировка трещин-кулис и оперяющихся трещин вполне закономерна и по ней можно установить направление смещения крыльев. Зоны сжатия размещаются тоже эшелонировано и имеют те же закономерности. В условиях транспрессии сжатие проявляется в некотором вспучивании всей зоны сейсморазрыва, расчлененной зияющими, часто эшелонированными, трещинами. В разрезе таким линейным валам соответствуют структуры «цветка» или «пальмового дерева» с расходящимися от основного сместителя взбросами и надвигами [Sylvester, 1988].



Описанные закономерности часто наблюдаются и при изучении тектонических деформаций рыхлого чехла в горных выработках (рис. 3.8).

Выражаются они, как правило, чередованием ортогонально ориентированных зон сжатия и растяжения. Сопоставление ориентировки отдельных разрывов с простиранием всей разломной зоны позволяет определять кинематику смещений. Другими присдвиговыми образованиями, существование и устройство которых возможно установить в канавах и шурфах, являются структуры типа pull-apart.

Таким образом, при выявлении точной локализации на местности и оценке активности разрывных нарушений применен широкий комплекс методов, включающий структурно-геоморфологическое дешифрирование космо- и аэрофотоснимков, геофизические исследования и детальное изучение строения приповерхностного разреза зон разломов в процессе горно-буровых работ. Примененный комплекс методов показал достаточно высокую эффективность при выявлении и изучении активных разломов.

Глава 4. Геологические проявления активности разломов

Детальные геолого-геоморфологические и сеймотектонические исследования проводились на Крымск–Новороссийском и Джубгинском участках а также на Таманском п-ве (рис. 4.1). Изученные тектонические нарушения были выделены и локализованы на местности по результатам дешифрирования космо-аэрофотоснимков с использованием результатов неоструктурного районирования [Несмеянов, 1992; Несмеянов, 1999; Несмеянов, Измайлов, 1995]. В процессе детальных полевых геолого-геоморфологических работ в комплексе с данными геофизических исследований, было уточнено их положение на местности, место в



Рис. 4.1. Положение районов детальных полевых исследований.

геологической структуре и геофизических полях изученного участка. В дальнейшем разрывные нарушения были вскрыты горными выработками и детально задокументированы, в результате чего обозначены как качественные, так и количественные характеристики современных (голоценовых) тектонических смещений в изученных разрывных зонах.

4.1. Крымск-Новороссийский участок

Район расположен вблизи периклинального замыкания Кавказской горно-складчатой области. Геологическая структура осевой зоны здесь относительно проста (рис. 4.2). Флишевые толщи верхне-нижнемелового возраста образуют, в целом, антиклинальную складчатую структуру (Семигорскую мегантиклиналь), опрокинутую на южном крыле к югу и осложненную многочисленными чешуйчатыми сбросами. Под осевой зоной и северным крылом мегантиклинория кристаллический фундамент погружен до глубины 5-6 км, а под южным - до 8-9 км [Шемпелев и др., 2001, Золотов и др., 2001].

Тектоническая зона северного склона – Папайская, характеризуется простой морфологией складчатых деформаций промежуточного, неравномерного типа. В осевой зоне разломы кавказской ориентировки на раннеорогенном этапе представляли собой правосторонние взбросо-сдвиги, с взброшенными северо-восточными крыльями. На современном этапе эти нарушения выступают как сбросы с незначительной сдвиговой составляющей. Поперечные разрывные нарушения (северо-восточного простирания) здесь имеют преимущественно сдвиговую морфокинематику. При этом на южном склоне они характеризуются правосдвиговой, а на северном – левосдвиговой морфологией.

Основные элементы морфологического взаимоотношения разрывных нарушений осевой зоны образуют структурный рисунок, сформированный в раннеорогенном поле напряжений, при оси сжатия ориентированной, очевидно, близгоризонтально в северо-восточном направлении. Такое поле напряжений привело к образованию опрокинутой к юго-западу Семигорской антиклинали, а ее ядро было разорвано разрывами Семигорской взбросо-надвиговой зоны. Этот этап деформации был связан с формированием продольно ориентированной относительно всей подвижной системы Северо-западного Кавказа линейной складчатости и соскладчатых взбросо-надвигов.

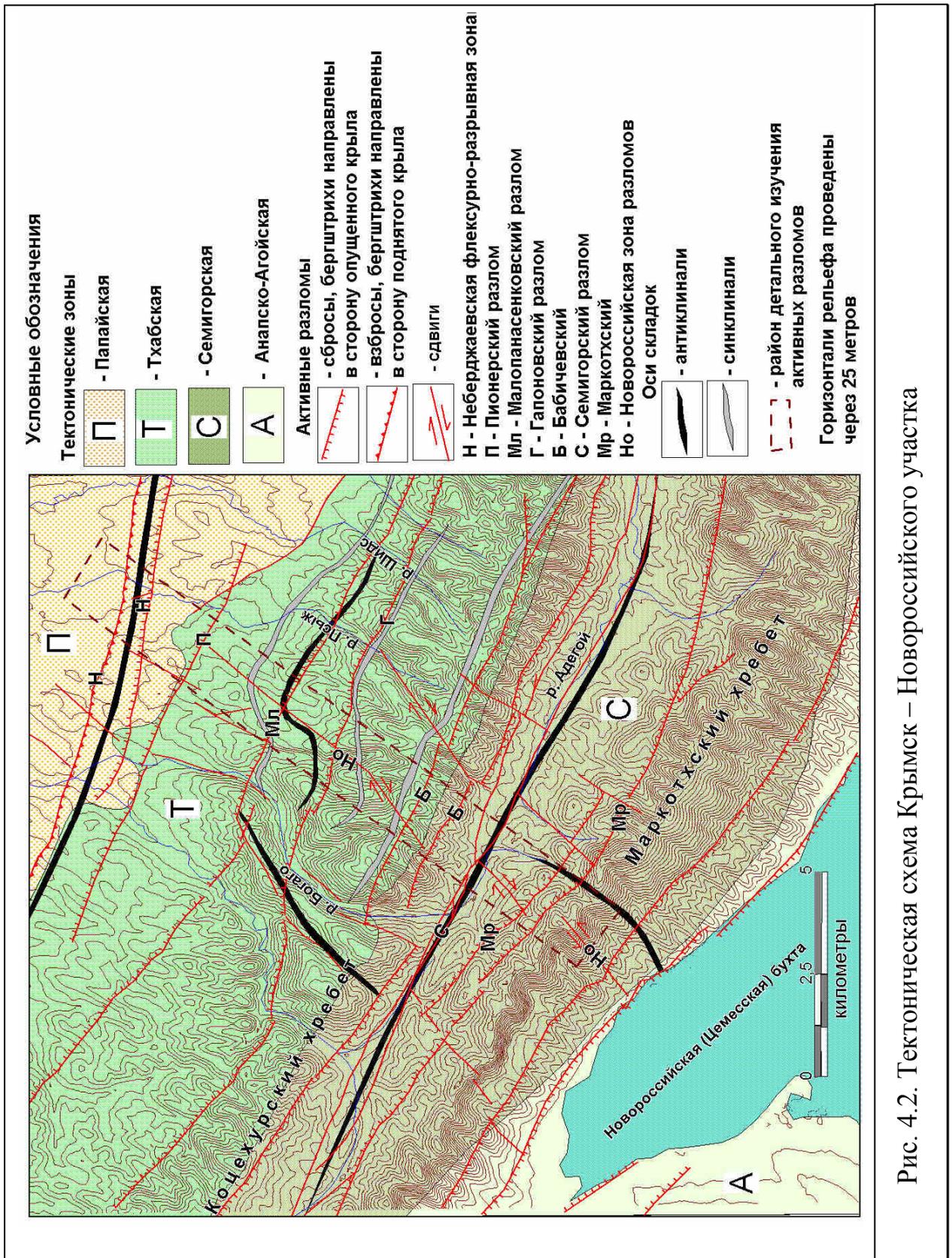


Рис. 4.2. Тектоническая схема Крымск – Новороссийского участка

Время проявления этих раннеорогенных движений – палеоцен-эоцен [Шолпо, Рогожин, Гончаров, 1993]. Морфоструктурные и морфодинамические особенности осевой части горного сооружения, свидетельствуют об активной блоковой динамике с преимущественно

вертикальными смещениями на продольных блокоразделах, и латеральными на поперечных, образующих продольно-ступенчатую структуру, нисходящую к ядру Семигорской антиклинали. В современном рельефе ядру антиклинали соответствуют отрицательные формы - долины рек Богаго и Адегой, образующие грабенообразную структуру являющуюся составной частью Михайловской шовно-депрессионной зоны приразрывных грабенов, выделенной С.А. Несмеяновым [1992].

На предгорном участке доминируют разрывы запад-северо-западного простирания, расположенные в пределах Ахтырской флексурно-разрывной зоны. Отдельные структуры 2-го порядка подчеркиваются приуроченностью к ступеням предгорной «лестницы», тянущейся вдоль всего Северо-Западного Кавказа.

Среди поперечных структур, преобладание разрывов северо-восточного простирания, очевидно, является следствием активизации глубинной Новороссийской зоны разломов, влиявшей на ход осадконакопления еще в позднем мелу и ослабившей свою активность в палеогене, в период формирования складчатых структур общекавказского простирания [Хаин и др., 1962]. В глубинной структуре зона выражена аномалиями в магнитном и гравитационном полях. На поверхности наблюдаются поперечные по отношению к общему простиранию структур, интерференционные складки [Островский, Бурлакин, 1974]. В приповерхностном разрезе представлен практически весь возможный спектр сдвиговых структур: выделяются транспрессивные нарушения на севере, вблизи границы Тхабской и Папайской зон; транстенсивные - в пределах большей части Тхабской зоны; зоны сконцентрированной трещиноватости, либо прерывистых сколовых разрывов правосдвиговой кинематики в осевой части; дизъюнктивы закономерного сочетания зон сжатия и растяжения на южном склоне. В коренных породах разрывам часто сопутствуют специфические формы присдвиговой складчатости: фестончатые полускладки с круто погружающимися или вертикальными шарнирами и

горизонтальные флексуры с диагональным простираем смыкающего крыла.

Неберджаевская флексурно-разрывная зона

Неберджаевская флексурно-разрывная зона выделена С. А. Несмеяновым [1992], по смещению понтического и акчагыльского геоморфологических уровней. Эта структура, в силу сложного строения, важного структурного значения (приуроченность к слабо изученной Ахтырской флексурно-разрывной зоне) и обилия полученного фактического материала, заслуживает подробного описания. В рельефе флексурно-разрывной зоне соответствуют уступы, являющиеся первыми значительными ступенями предгорной лестницы, которая тянется вдоль подножия Северо-Западного Кавказа. В ходе предполевого дешифрирования космо- и

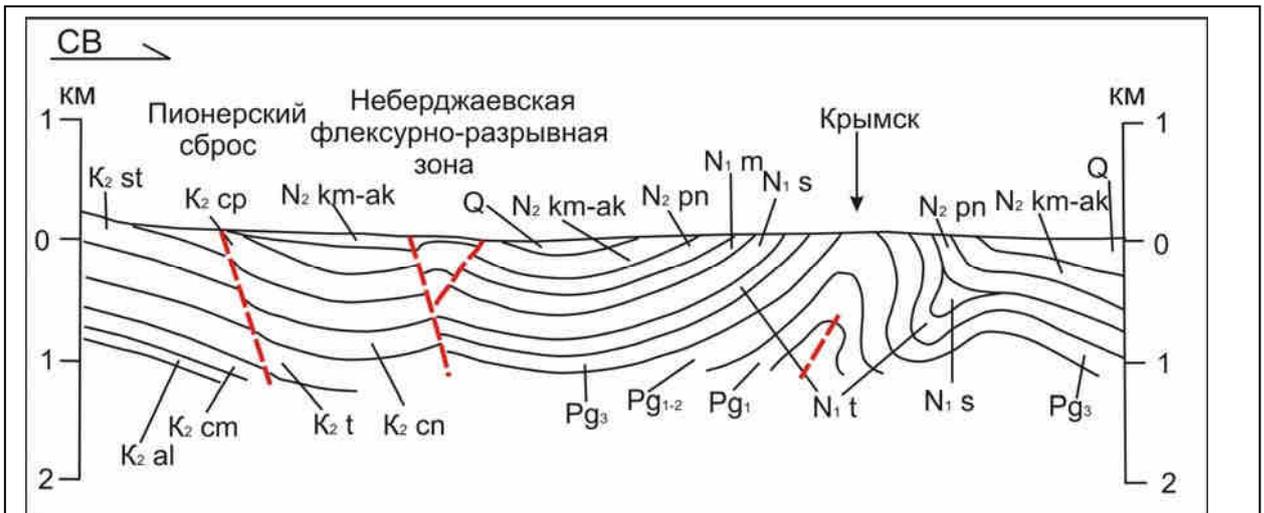


Рис. 4.3. Сводный геологический разрез через Ахтырскую флексурно-разрывную зону. Составлен с использованием данных В. А. Сереженко и П. П. Кузубова [1971].

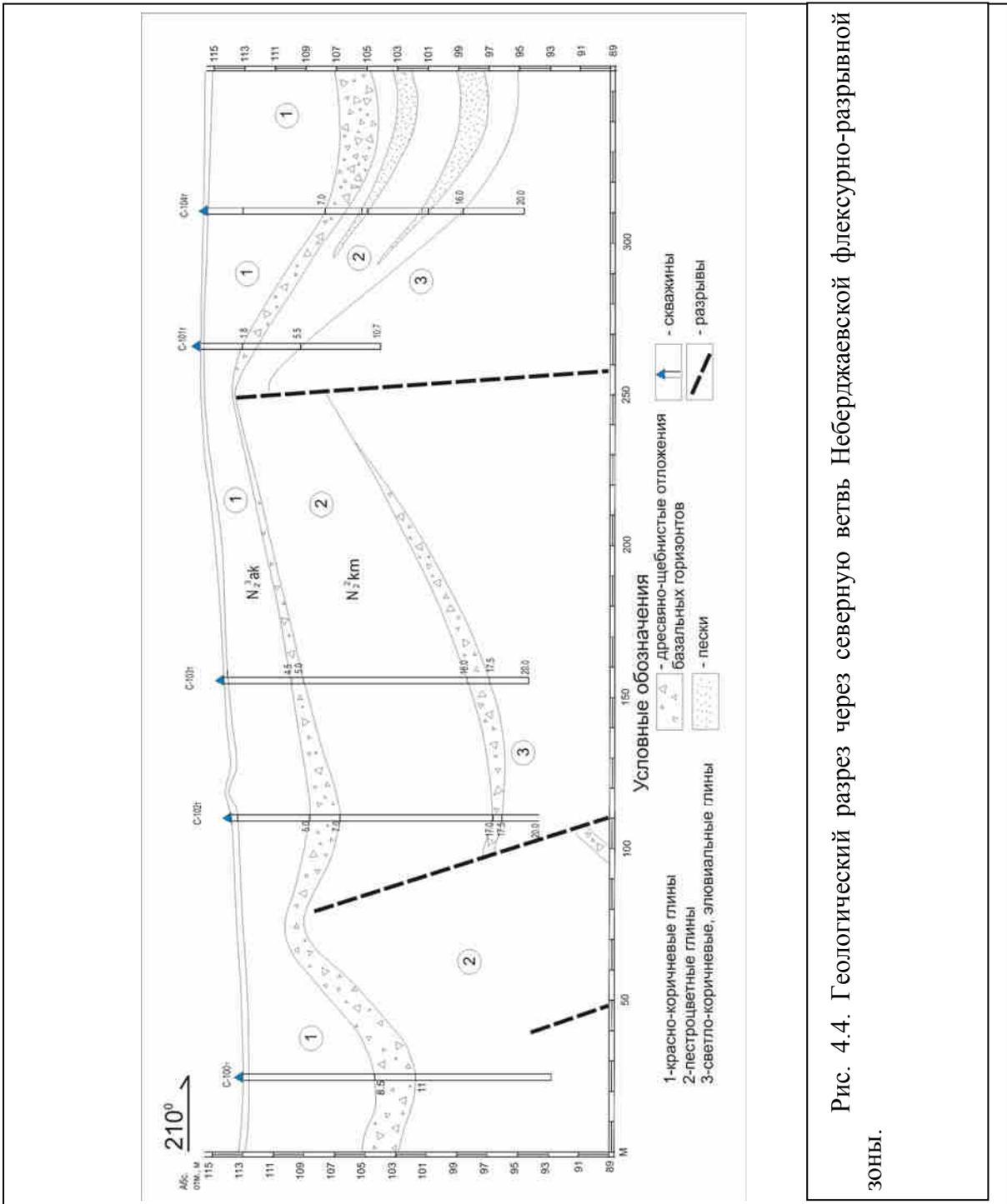
аэроснимков и последующих геолого-геофизических исследований выделены две ветви флексурно-разрывной зоны. В геологической структуре Неберджаевской зоне соответствует выступ верхнемеловых пород, перекрытый маломощным чехлом плиоцен-четвертичных отложений (рис. 4.3). Северо-восточнее деформации имеют исключительно пликативный характер и представлены Крымской антиклиналью. Антиклиналь выражена в рельефе куполообразным поднятием, однако деформации террасовых

уровней здесь весьма незначительны, в виду чего количественно охарактеризовать эту структуру сложно. Юго-западнее расположен Пионерский сброс. Здесь деформации носят исключительно дизъюнктивный характер. Таким образом, Неберджаевская зона играет промежуточную роль между областями распространения складчатых и разрывных деформаций геологической среды.

Серией буровых скважин, пройденных вкост простирания северной ветви, вскрыты красно-коричневые, буро- и желтовато-коричневые и белесые глины (рис. 4.4). Глины насыщены щебнем, реже слабоокатанными обломками мергелей и известняков из подстилающих верхнемеловых пород. Изредка в них попадаются остатки углефицированной растительности. В стратиграфической последовательности описанных отложений можно наметить следующую закономерность. Верхняя часть разреза сложена преимущественно красно- и буро-коричневыми глинами. Ниже залегает маломощный (0.5-1.5 м), но выдержанный по всему профилю прослой дресвяно-щебнистых пород с глинистым заполнителем. Этот горизонт разделяет красно-коричневые глины (выше по разрезу) и пестроцветные, буро-, желтовато-коричневые и белесые глины, залегающие ниже. Для этих осадков характерно большое содержание щебнисто-дресвяного и песчаного материала, количество которого нарастает к подошве слоя. В его подножии, двумя скважинами вскрыт маломощный базальный дресвяно-щебнистый горизонт, который перекрывает светло-коричневые, плотные глины с выветрелыми, угловатыми обломками мергелей и известняков. Глины не несут никаких следов переотложения и, очевидно, представляют собой кору выветривания, развитую по верхнемеловым породам.

По результатам буровых и геофизических работ (электроразведка методом ВЭЗ), в вышеописанных осадках выявлены резкие изменения глубины залегания, наклонов микрослоев, мощности и литологического состава, что можно интерпретировать как разрывно-складчатую дислокацию пород. На геоэлектрическом разрезе выделяются две резкие границы

(разрывы), разделяющие участки с различными кажущимися сопротивлениями пород – одна субвертикальная, другая крутопадающая на юго-восток.



Приразломные изменения пород, в виде зоны смятия с включениями извести в пестроцветных глинах, зафиксированы в скважинах С-101т и С-102т. Разрывы расположены в ядрах антиклинальных складок, облик которых отчетливо восстанавливается по поверхности водоносных щебнисто-

дресвяных горизонтов, обладающих пониженным сопротивлением. Судя по увеличению мощности базальных горизонтов и пестрых глин в синклинальных понижениях, складки являются консидаментационными. Непосредственно разрывными деформациями нарушены горизонты пестроцветных и светло-коричневых глин, в то время как подошва красно-коричневых глин не испытывает таких значительных перепадов, как более нижние слои разреза. Описанная структура, видимо, формировалась в условиях близгоризонтального сжатия, т.к. дизъюнктивы имеют взбросовую морфологию.

Разная степень дислоцированности в совокупности с наличием базального горизонта между красно-коричневыми и пестроцветными отложениями, могут свидетельствовать о разновозрастности этих осадков. В этом районе континентальные красноцветные осадки, по данным А.Б. Островского [1968], аналогичны таковым, перекрывающим куяльницкую террасу в районе Анапы, и имеют акчагыльский возраст. Соответственно, грубообломочный базальный горизонт может маркировать куяльницкий террасовый уровень, а пестроцветные глины можно отнести к киммерийскому ярусу. Прибрежно-морские киммерийские пески и глины описаны в этом районе В.Е. Хаиным и В.М. Муратовым [1962]. Киммерийские осадки с размывом налегают на дислоцированные известняки и песчаники мэотического возраста. Абразионная равнина, отвечающая размыву, очевидно, была выработана в понтическом веке, что соответствует хронологии основных этапов рельефообразования. Согласно этой реконструкции, для позднемиоцен-плиоценового времени эпохам стабилизации и формированию террасовых уровней соответствуют понт и акчагыл, а эпохам активизации - мэотис и киммерий [Милановский Е.Е., 1968].

Применительно к структуре дислокации, описанной в зоне Неберджаевского нарушения, приведенные сведения позволяют сделать следующие выводы. Деформации во времени развивались неравномерно.

Основной этап их формирования, очевидно, приходится на киммерийский и куяльницкий века, когда сформировались разрывные смещения пестроцветных и светло-коричневых глин. В дальнейшем (акчагыл-четвертичное время) деформации имели преимущественно пликативный характер, и в целом, представляются гораздо менее интенсивными.

Сходный разрез плиоцена вскрыт скважинами в зоне южной ветви Неберджаевской флексурно-разрывной зоны (рис. 4.5). Здесь также выделяются горизонты красно-коричневых и пестроцветных глин разделяемых базальными щебнисто-галечно-гравийными слоями. Разрез подстилают коричневатато-желтые элювиальные глины. Главной

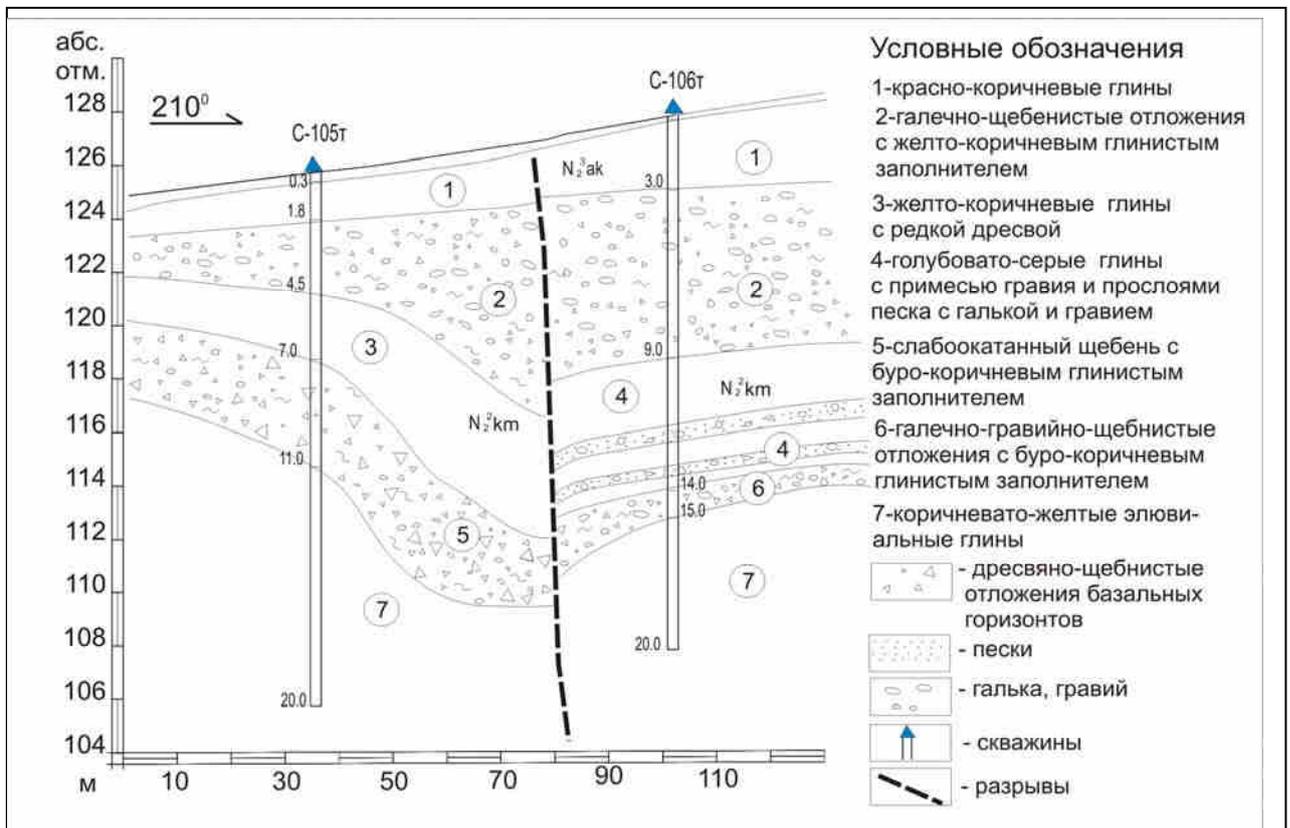


Рис. 4.5. Геологический разрез через южную ветвь Неберджаевской флексурно-разрывной зоны.

особенностью разреза являются резкие различия в составе и мощностях горизонта пестроцветных глин (киммерий), а также подстилающего и перекрывающего обломочных горизонтов в разных крыльях разрыва. Видимо, основная фаза активности разрыва приходится на киммерийский и куяльницкий века, что характерно и для северной ветви Неберджаевской

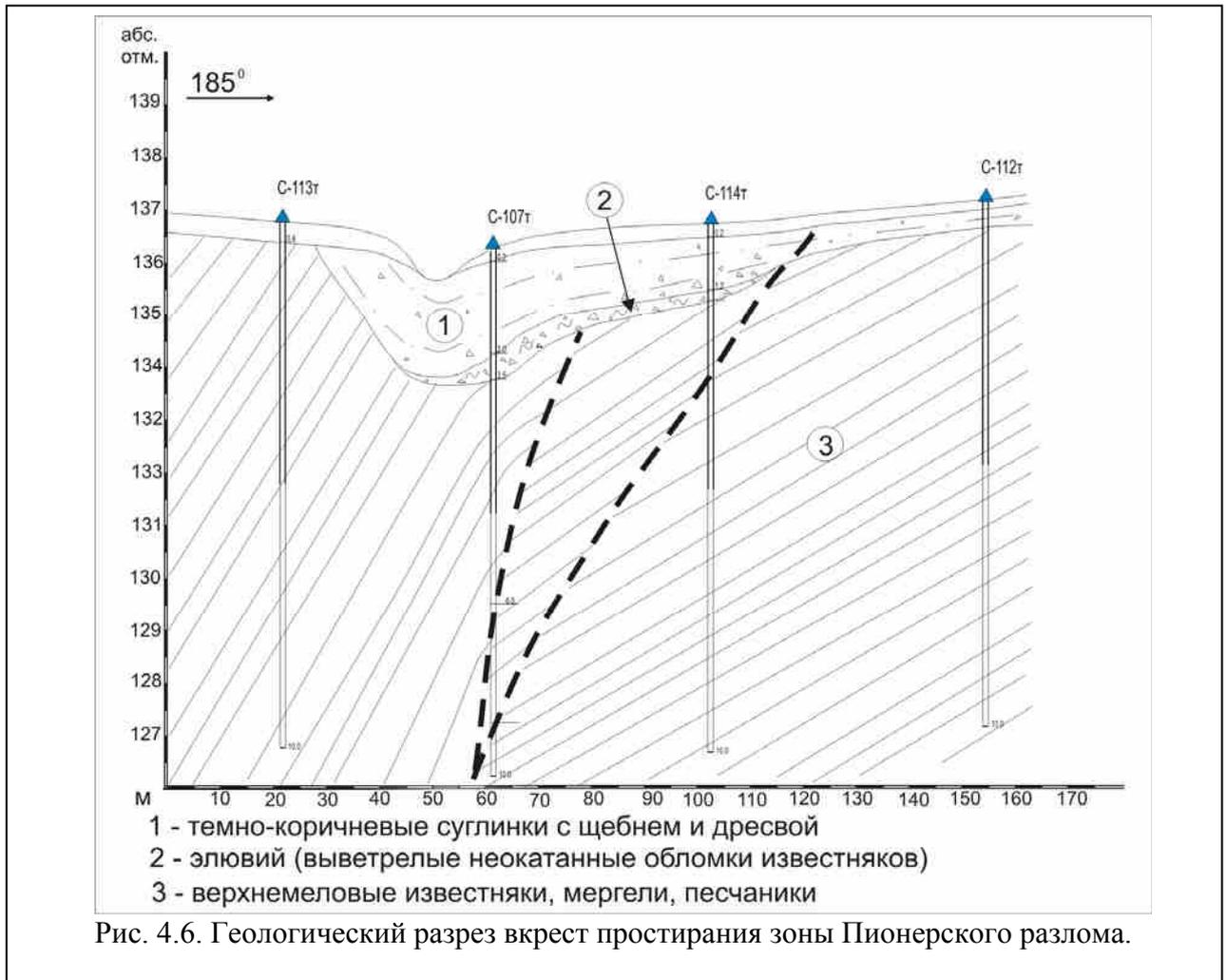
зоны. Смещение акчагыльского горизонта невелико – около 0.5 м. Можно сделать вывод, что активность этой ветви, начиная с акчагыла, была незначительной. Общий сбросовый стиль деформаций, в отличие от северной ветви, оформился в обстановке близгоризонтального растяжения. Это позволяет предположить опережающий, по отношению к северной ветви разломной зоны, характер этой ветви.

По данным С.А. Несмеянова [1992] величина смещения акчагыльской поверхности выравнивания по Неберджаевской флексурно-разрывной зоне составляет 150 м. Приняв за точку отсчета конец акчагыла - начало апшеронского времени (1.8-1.9 млн. лет назад), можно рассчитать среднюю скорость смещений за этот этап, которая составляет 0.08-0.09 мм/год. По данным бурения средняя мощность современной почвы варьирует от 10 в поднятом крыле до 20 см в опущенном крыле. Возраст гумусового горизонта современной почвы на Северо-Западном Кавказе составляет от 180 ± 30 лет (ИГАН-2120) до 280 ± 30 лет (ИГАН 2119). Следовательно, скорость смещений за это время составляет 0.3-0,5 мм/год. В пределах южной ветви средняя толщина почвы изменяется от 20 см в поднятом крыле разрыва до 25 см в опущенном. Скорость смещений по разрыву составляет 0,2-0,3 мм/год.

Пионерский разлом

Пионерский разлом выделен по результатам дешифрирования КС и АФС. В рельефе ему соответствует уступ, являющийся ступенью предгорной «лестницы» (начало среднегорного участка), которая также тянется вдоль всего Северо-Западного Кавказа. По сравнению с Неберджаевской зоной, ступень, соответствующая Пионерскому разлому, выражена более отчетливо. Скважинами 107т и 114т вскрыты трещиноватые, участками брекчированные известняки с прожилками кальцита, образующие две крутопадающие на север, зоны (рис. 4.6). Над разрывами происходит изменение мощности и состава четвертичных отложений и почвенного покрова, достроенные по результатам электроразведки. Средняя мощность почвы варьирует от 30 см в поднятом крыле, до 35 см в опущенном. Скорость вертикальных смещений –

0,2-0,3 мм/год.



Малопанасенковский разлом

Разлом имеет северо-западную ориентировку, и выделен по результатам дешифрирования КС и АФС. В морфоструктурном отношении, разломная зона формирует передовой уступ среднегорного участка осевой части Северо-Западного Кавказа. В ходе изучения зоны разлома пройдены шурфы и канава (рис. 4.7). На трассе действующего нефтепровода, расположенного неподалеку от пройденной канавы, отмечено несколько ремонтных раскопов (рис. 3.4, 4.7). Первый разрыв вскрыт на 1-м метре канавы, судя по загибу слоистости пород представляющий собой правосторонний сбросо-сдвиг. Опущенным является СВ крыло. Над разрывом отмечается смещение обломочного, делювиального горизонта и почвы на 15 см. На 5-6 м канавы вскрыт разрыв сбросовой морфологии с

амплитудой смещения прослоя песчаника около 30 см. В рыхлых отложениях над разрывом наблюдается проседание и разрывание обломочного горизонта и почвенного слоя. Почва здесь приобретает толщину 30 см, причём нижний почвенный горизонт, мощностью 20 см, имеют красно-коричневый цвет. Здесь наблюдается явное ожелезнение вплоть до образования редких стяжений лимонита (до 1 см в поперечнике). Подобные смещения и изменения в почвенном покрове наблюдаются над другими разрывами до 11-го м канавы. Амплитуда смещения почвы достигает 15 см. Скорость смещений 0,5-0,8 мм/год

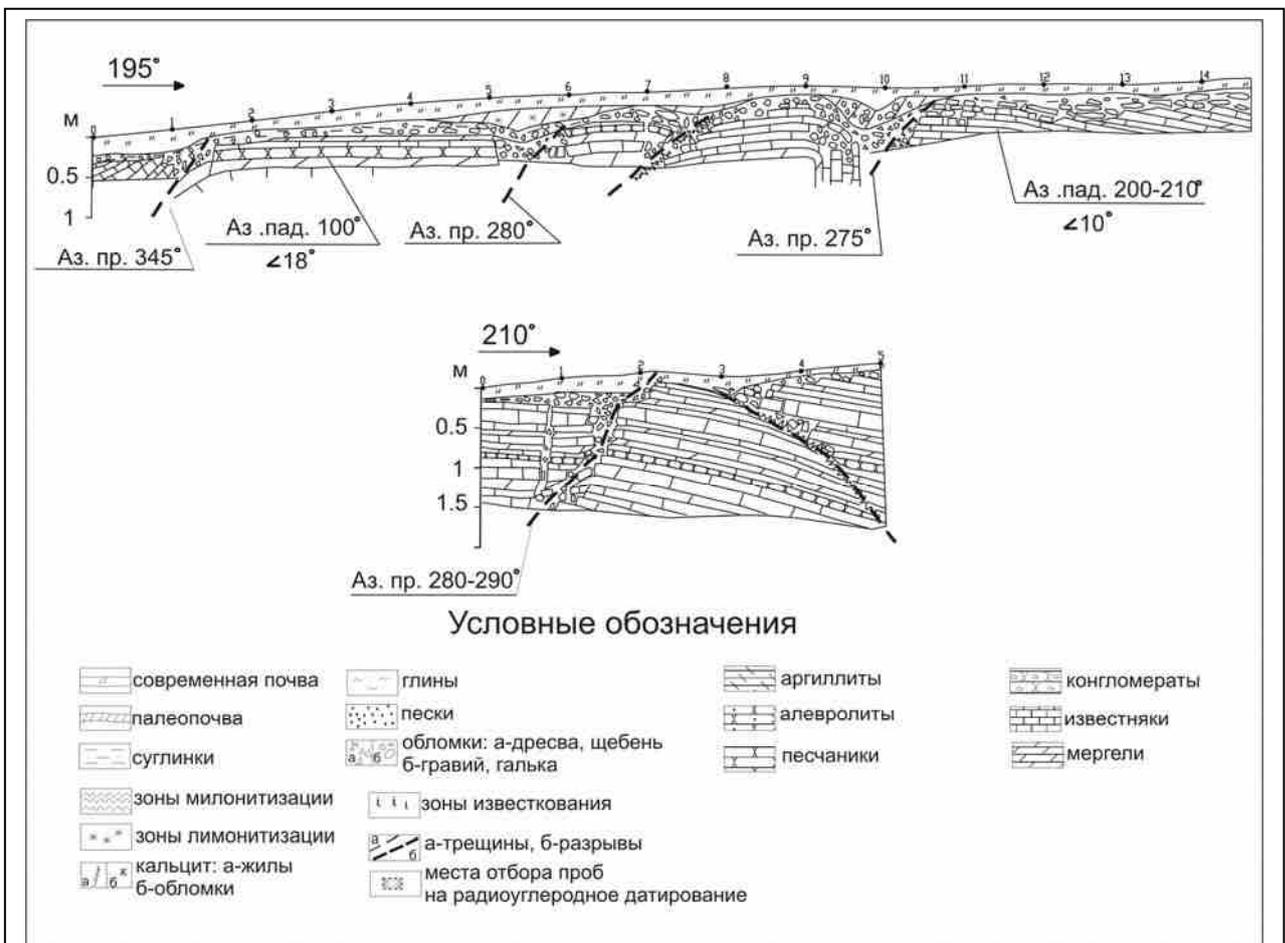


Рис. 4.7. Зарисовка канавы (вверху) и раскопа под ремонт действующего трубопровода (внизу) пройденных в зоне Малопанасенковского разлома.

Гапоновский разлом

Гапоновский сбросо-сдвиг имеет северо-западную ориентировку, и выделен по дистанционным данным. В рельефе разлом выражен цепью седловин и уступов. Зона разлома изучена в канаве и шурфах, пройденных в

дне пологой седловины, отсекающей пологую невысокую вершину от гребня Коцехурского хребта (рис. 4.8). Основным сместителем зоны разлома можно считать дизъюнктив, вскрытый на 16-ом метре канавы, где коренные породы нарушены, а делювий и почва обрезаны разрывом с Аз. пр. 340⁰ (рис. 3.5). Учитывая характер деформации коренных пород, можно говорить о взбросовом характере древних смещений по разрыву, с взброшенным северо-восточным крылом, подобно зоне Малопанасенковского разлома (рис. 4.7). О сбросовой кинематике разрыва на современном этапе свидетельствует опускание делювия и почвы на 20 см в северо-восточном, лежащем крыле. Деформации делювиальных отложений и почвенного покрова с амплитудой до 10 см, наблюдаются и над другими сместителями. Осредненное смещения почвы составляет 10-20 см. Скорость смещений - 0,4-1,1 мм/год

Бабичевский разлом

Выделен С.А. Несмеяновым [1992]. Эта структура представляет собой активизированную ветвь Коцехурского складчатого разлома.

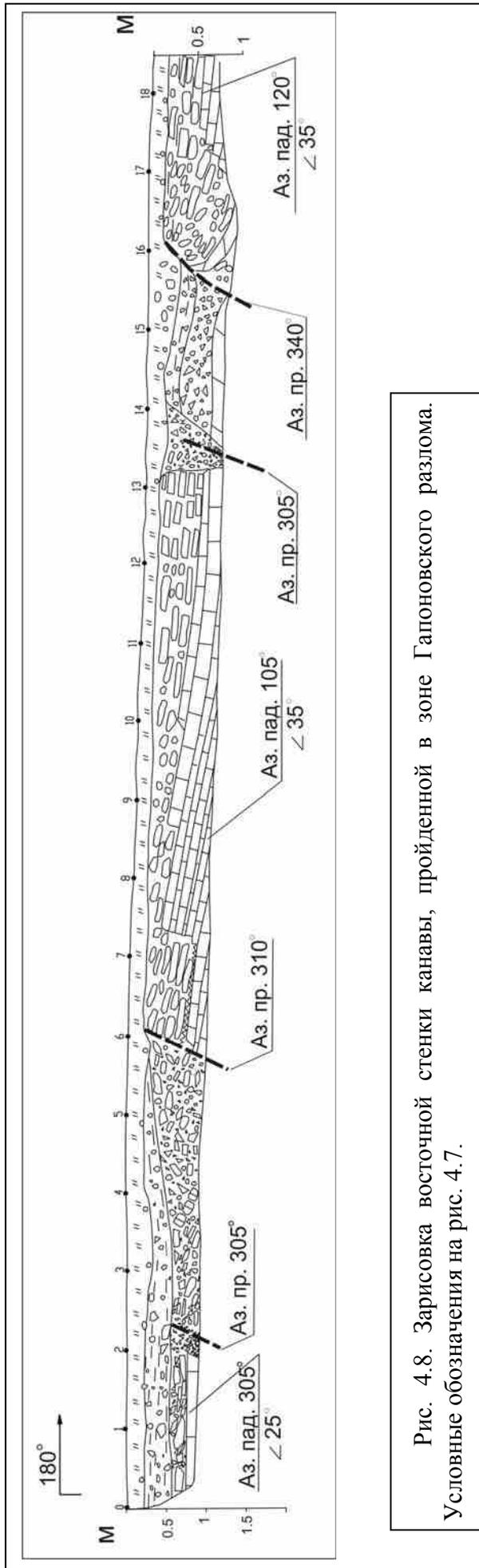


Рис. 4.8. Зарисовка восточной стенки канавы, пройденной в зоне Гапоновского разлома. Условные обозначения на рис. 4.7.

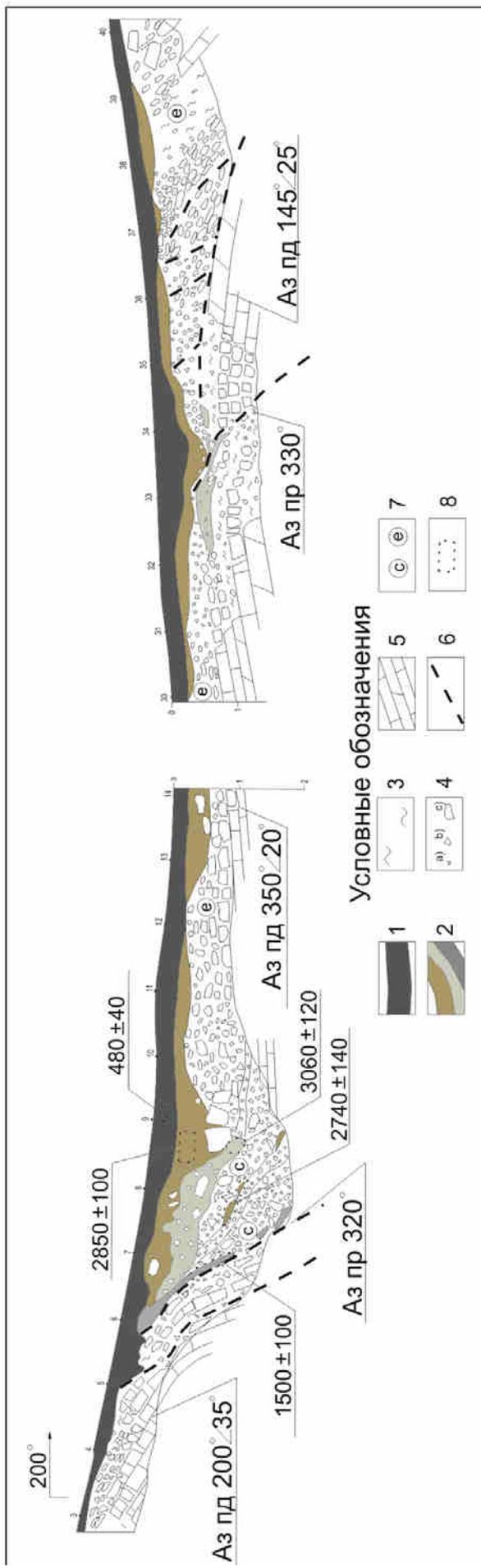


Рис. 4.9. . Фрагменты юго-восточной стенки траншеи, пройденной вкрест зоны Бабичевского разлома.

1 – современная почва, 2 – различные горизонты деформированных палеопочв, 3 – глины, 4 – обломки коренных пород различной размерности (а-дресва, в-щебень, с-глыбы), 5 – коренные известняки и мергели флишевого переслаивания верхнего мела, 6 – линии сместителей, выраженные кальцитовыми жилами с зеркалами и бороздами скользяния, 7 – генетический тип молодых отложений: с-колловий; е-эловий, 8 - места отбора почв на радиоуглеродный анализ и их возраст.

На новейшем этапе разлом оформился как северное, ступенчатое граничение Михайловской шовно-депресссионной зоны. В зоне наиболее северного разрыва, в канаве, изучены деформации, квалифицируемые как следы сейсмостектонических подвижек [Рогожин, Овсяченко, 2005] (рис. 4.9). Здесь, вблизи отдельных разрывов наблюдаются резкие изменения в структуре рыхлого четвертичного покрова и современного почвенного профиля.

В опущенном, южном крыле основного разрыва, залегают два коллювиальных клина толщиной до 0,5-0,7 м, заданные в направлении восстания сместителя. Клинья сложены несортированным, неокатанным обломочным материалом попеременно с глиной и обломками кальцита. Между горизонтами коллювия наблюдается мелкообломочный горизонт дресвы с глинистым матриксом, выше которого в коллювии отдельными пятнами лежат несколько линз палеопочвы. По результатам радиоуглеродного датирования возраст палеопочвы составляет 2740 ± 140 лет (калиброванный - 2747-2973, ИГАН 2783). Выше второго коллювиального клина залегает слой засоренной многочисленными несортированными обломками, бедной гумусом, деформированной палеопочвы, на одном участке воронкообразно затянутый вниз (возраст 3060 ± 120 лет, калиброванный - 3074-3379, ИГАН 2784). Этот слой перекрывает бурая палеопочва (возраст 2850 ± 100 лет, калиброванный - 2818-3103, ИГАН 2777). Еще один слой палеопочвы залегает над кальцитовой жилой (сместителем), и на глубине 1,5-2 м переходит в отдельные наклонные линзы (возраст 1500 ± 100 лет, калиброванный - 1293-1518, ИГАН 2785). Сверху, описанный разрез перекрыт современным почвенным горизонтом (возраст 450 ± 100 лет, калиброванный - 503-530, ИГАН 2775). В опущенном (южном) крыле разрыва современный почвенный профиль резко увеличивается в толщине (в среднем на 20-25 см).

Структура описанного разреза и датировки палеопочв, очевидно зафиксировавшие катастрофические и спокойные периоды в процессе

осадконакопления, свидетельствуют о, по крайней мере, четырех подвижках сбросового типа, судя по всему, носивших импульсный, сейсмотектонический характер. Первые две подвижки зафиксировались в образовании двух коллювиальных клиньев. Эти события, вероятно, произошли до образования почвы с радиоуглеродным возрастом 3060 ± 120 лет (калиброванный – 3074-3379). Вертикальная амплитуда смещений, исходя из мощности клиньев, могла составлять 0,5-0,7 м. Третье смещение произошло, скорее всего, в интервале 3379 (наиболее древний из возможных возраст деформированной палеопочвы) – 2818 (возраст перекрывающей ее бурой палеопочвы) лет назад. Вертикальная амплитуда этой подвижки, очевидно, была меньше предыдущих и составляла не более 0,4-0,5 м (судя по толщине слоя переотложенной палеопочвы). Следующее и последнее сейсмическое событие видимо сопровождалось образованием открытых трещин в разломной зоне. В процессе этого почва с радиоуглеродным возрастом 1500 ± 100 лет могла быть затянута вниз по разрыву, а бурая палеопочва с радиоуглеродным возрастом 2740 ± 140 лет оказаться во втором (снизу) коллювиальном клине. Событие произошло в интервале от 2973 до 450 ± 100 (возраст современной почвы, «запечатывающей» разрез), вероятно в интервале 1293-530 лет назад. Очевидно, что в процессе формирования современного почвенного профиля (последние $530-450 \pm 100$ лет) тектонические смещения в зоне Бабичевского разлома проявлялись лишь в форме крипа. На это указывает изменение толщины почвенного профиля в опущенном крыле разлома, по сравнению с ненарушенными участками. Изменение мощности современной почвы составляет в среднем 20-25 см, соответственно средняя скорость медленных геологических движений составит 0,4-0,55 мм/год.

Описанные деформации изучены в вершинной части Коцехурского хребта. На южных склонах хребта выделяются другие ветви разломной зоны, образующие северный ступенчатый борт Михайловской шовно-депресссионной зоны. Наибольшей морфотектонической выраженностью

характеризуется одна ветвь, приуроченная к подножию хребта. Здесь, на космоснимках видны настоящие сбросовые фасы, характерные для высокоактивных сбросов, к примеру, Байкальской рифтовой зоны [Флоренсов, 1978]. Однако в силу местной специфики процессов экзоморфогенеза (см. гл. 3), приразломный уступ оказался практически целиком закрыт оползнями, в том числе сейсмогенной природы. Один из таких оползней детально изучен геофизическими (ВЭЗ, КМПВ) и горными работами (рис. 4.10). По данным сейсморазведки выделяется ряд участков понижения скоростей сейсмоволн. По данным электроразведки выделена целая серия интервалов, отождествляемая с зонами дробления. Шурфами



вскрыт тектонический уступ, приуроченный к одному из сместителей разломной зоны. Сам уступ имеет крутизну 20-25° и высоту около 40 м. На склоне уступа под маломощными делювиальными суглинками вскрыты дезинтегрированные породы флишевого переслаивания альбского яруса нижнего мела. В подножье уступа расположена относительно ровная площадка. Здесь шурфами на глубину до 3 м вскрыт мощный делювиальный шлейф, сложенный красно-коричневыми суглинками. Подошва шлейфа

достраивается по геофизическим данным в виде крупного кармана значительной глубины, под которым намечается рыхлая, неструктурированная масса, возможно коллювиального генезиса. Далее к югу, шурфами и канавой вскрыты круто падающие на юг зоны, сложенные серой однородной глиной, вероятно представляющие собой швы осложняющие оползневое тело. Падение пород в южных крыльях швов, последовательно изменяется вплоть до крутого, ориентированного вверх по склону. Описанная структура свидетельствует в пользу одноактного масштабного отседания участка склона. При этом, стенкой отрыва мог послужить новообразующийся сейсмогенный разрыв (см. гл. 3, рис. 3.3). Наблюдающиеся изменения мощностей и состава суглинков, приуроченные к внутриоползневым швам, могут говорить о неоднократной последующей активизации оползня.

Маркотхский разлом

Выделен С.А. Несмеяновым [1992]. На новейшем этапе разлом представляет собой южное, ступенчатое ограничение Михайловской шовно-депресссионной зоны. В соскладчатой структуре зона разлома приурочена к южному крылу Семигорского взброса, рвущего ось одноименной антиклинали. Сбросовая компонента смещений, достаточно затруднительно определяемая в условиях субпараллельных напластованию сместителей при крутом залегании пород, закрытости территории и многослойного флишевого переслаивания, обнаруживается в первую очередь в строении продольных долин с асимметричным поперечным профилем и преобладанием денудационного комплекса экзогенных геологических процессов на крутом юго-западном борту. В рельефе, зона разлома осложняет северный склон Маркотхского хребта. Нижний уровень осевой части хребта и вершинные поверхности структурно-литологических гряд представляют собой останцы единой поверхности выравнивания (акчагыльской) [Несмеянов, 1992], которая в первую стадию деформации была наклонена в северо-восточном направлении, а во вторую – разбита

смещенными блоковыми ступенями с одновременной избирательной денудацией по литологически ослабленным зонам (рис. 4.11). Разница между этой гипотетической поверхностью и фактическими отметками рельефа составляет в северном крыле северной ветви разлома около 25 м, а в

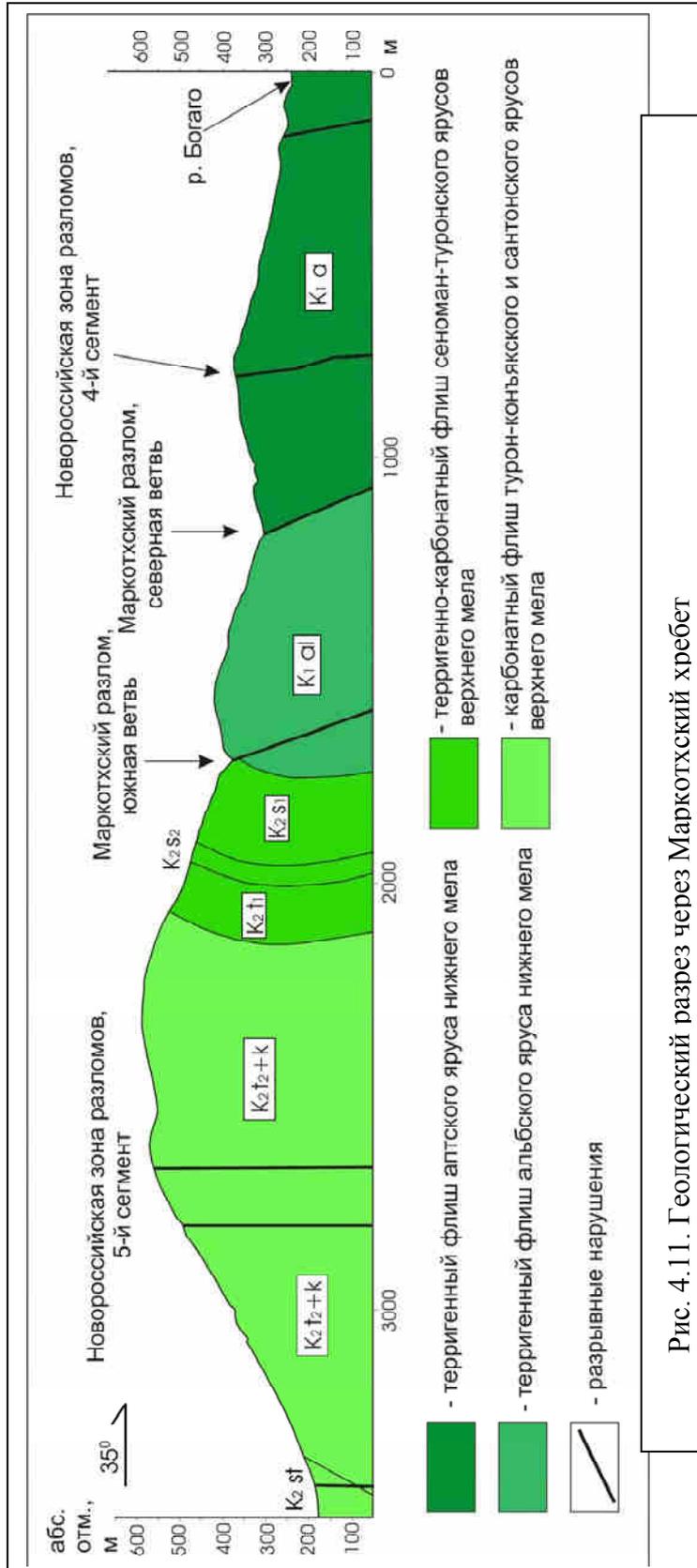


Рис. 4.11. Геологический разрез через Маркотхский хребет

северном крыле южной ветви – около 40 м [Овсюченко, Шварев, 2005]. Таким образом, можно оценить вертикальные смещения на обеих продольных межблоковых зонах средними величинами около 20 м за постакачагыльское время (в среднем 0,01 мм/год).

Сдвиговая составляющая наиболее ярко выражена в зоне северной ветви Маркотхского разлома. По отдельным разрывам наблюдаются правосдвиговые смещения с видимой амплитудой до 2 м. В зоне южной ветви 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.

Таким образом, раннеорогенные морфокинематические характеристики изученных разрывов сформированы в тесной связи с деформациями, происходившими в Семигорской разрывно-складчатой зоне. Разломы общекавказского, северо-западного простирания аналогично Семигорской зоне разломов деформировали вмещающие породы как правосторонние взбросо-сдвиги, с взброшенными северо-восточными крыльями. В исследованном районе такие разломы приурочены к границам литологически разнородных толщ. Южная ветвь Маркотхского разлома на поверхности разграничивает опрокинутые на юго-запад нижнемеловые и падающие на юг верхнемеловые породы а северная ветвь приурочена к границе терригенного флиша аптского и альбского ярусов нижнего мела. Последующие этапы развития характеризуются сменой характеристик напряженно-деформированного состояния этой части складчатой системы Большого Кавказа. Это привело к окончательному прекращению складкообразования в мезозойских толщах и смене кинематики соскладчатых разрывных нарушений с взбросовой на сбросовую. При этом, обстановка сжатия в северо-восточном направлении сменилась на растяжение. Кроме того, изложенный материал свидетельствует об абсолютном превалировании дизъюнктивных движений приповерхностных структур над пликативными на современном этапе развития осевой части Северо-Западного Кавказа.

О присутствии активной на современном этапе, сбросовой составляющей свидетельствует и характер залегания рыхлых отложений в пределах северной и южной ветвей Маркотхского разлома. Так, в канаве, пройденной в приразломной седловине, вкрест простирания южной ветви Маркотхского разлома вскрыта зона дробления, сложенная раздробленными аргиллитами и песчаниками альбского яруса (рис. 4.12). В раздробленном



материале отмечаются охристые красно-бурые послойные жилы с вкраплениями извести толщиной до 10 см, представляющие собой согласные к слоистости сместителя. Сместитель, ограничивающий зону дробления с юго-запада выходит в слой элювиальной глины, залегающий сверху, при этом изгибая его в виде антиклинальной складки. В современном почвенном слое, залегающем в северо-восточном крыле сместителя, отмечается резкое уменьшение мощности с 20 до 5 см. Ниже залегает линзообразный карман, погребенной делювиальным суглинком палеопочвы, толщиной до 30 см, с обломками аргиллитов альбского возраста и верхнемеловых мергелей, залегающих в нескольких метрах к юго-западу от описываемого фрагмента траншеи. В рельефе, над разломной зоной характерен прогиб, не обусловленный эрозионной деятельностью. Увеличение мощности рыхлых отложений характерно и для северо-восточного крыла северной ветви Маркотхского разлома.

Из линзы погребенной палеопочвы и современного почвенного горизонта в зоне Тоннельного разлома были отобраны образцы на радиоуглеродный анализ. Здесь возраст современной почвы 130 ± 30 лет (образец ИГАН 2792), а палеопочвы 260 ± 80 лет (калиброванный 149-457, ИГАН 2791). Характерно, что подошва палеопочвы повторяет форму

современного прогиба над зоной разлома. То есть, образование прогиба в рельефе и современном почвенном горизонте, также как захоронение линзы палеопочвы, обусловлены одним процессом – растяжением в зоне сброса и опусканием северо-восточного крыла. Таким образом, можно говорить об активизации медленных (криповых) смещений в зоне разлома произошедшей не раньше 260 лет назад, что обусловило захоронение линзы палеопочвы. Активизация коррелируется а с сильным землетрясением 1799 года, сопровождавшимся «сотрясением по всей Кубанской области, одновременно со взрывом нового грязе-вулканического острова в Азовском море напротив Темрюка» [Новый каталог..., 1973].

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. Измеренная скорость, очевидно, отвечает скорости прогибания при растяжении в зоне сбросовых смещений за последние 130 ± 30 лет. Об этом свидетельствует сходство деформаций дневной поверхности, современного почвенного горизонта, палеопочвы и элювиально-делювиальных отложений.

Новороссийская поперечная зона разломов

Среди активных структур антикавказского направления в пределах краевого участка изучена Новороссийская зона разломов северо-восточной ориентировки, характеризующаяся преимущественно сдвиговой кинематикой смещений. В соответствии с различиями структур, изученных в канавах и шурфах, в зоне разломов выделено 5 основных сегментов.

1-й сегмент Новороссийской зоны разломов

Сегмент выделен по результатам интерпретации материалов дистанционного зондирования в предгорной части вблизи границы Тхабской

и Папайской тектонических зон. В рельефе разлом представлен резко асимметричной балочной долиной с крутым северо-западным бортом. Зона разлома детально изучена в секционной канаве пройденной вкост простирания (рис. 4.13). В начале канавы вскрыты красновато-коричневые глины, с выветрелой галькой известняков, перекрытые красновато-коричневыми суглинками. Мощность суглинков и глин уменьшается с 1,5 м (Ш-234 т, видимая мощность, подошва не вскрыта) до 0,35 м в Ш-235 т, и до 0,1-0,15 м в канаве. На 2,5 метре канавы глины выклиниваются. Снизу разрез завершается базальным горизонтом грубоокатанных валунов, сложенных известняками со следами тектонической переработки, как-то: многочисленными трещинами, перемятостью, прожилками и гнездами кристаллического кальцита. С 2,5 метра канавы в коренных породах появляется зона тектонического дробления в которой местами сохранились перемятые слои известняков. С этого же места в красно-бурых суглинках наблюдаются многочисленные слабоокатанные, разноразмерные обломки известняка. На 5-ом метре описанный горизонт обрывается крутопадающим на северо-запад разрывом (сбросом). Далее на юго-запад деформация участка, вскрытого траншеей, продолжается серией послонных сбросов, с опущенными северными крыльями. Разрывы сопровождаются зеленой глиной трения и тонкими жилками кальцита с субгоризонтальными бороздами скольжения. Глинка трения выходит, как правило, в почву и смещает ее подошву в среднем на 10 см. В третьей секции канавы (рис. 4.13, В) на забое вскрыты плавно развернутые с Аз.пад.3550 угол 500 (в начале канавы) до Аз.пад.400 угол 10-150 вдоль пологого разрыва, коренные породы флишевого переслаивания темно-серых мергелей и известняков. Сам разрыв представлен зеленой глиной трения (мощность 10-20 см) с жилкой кальцита. Разрыв дважды выходит под почвенный покров и смещает его подошву на 10 см (мощность почвы увеличивается до 35 см). В месте выхода разрыва к поверхности в микрорельефе наблюдается пологий холм, по обе стороны

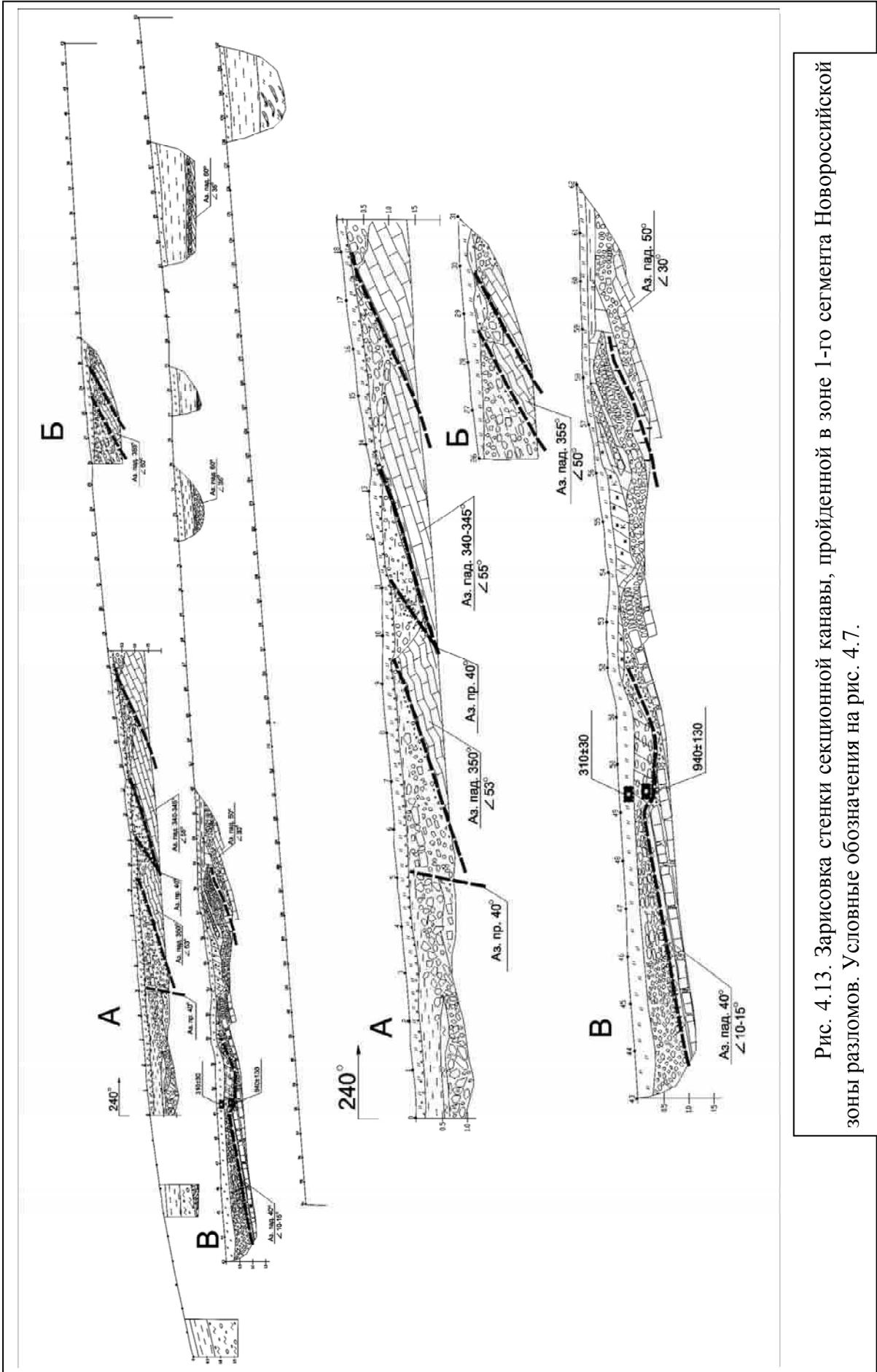
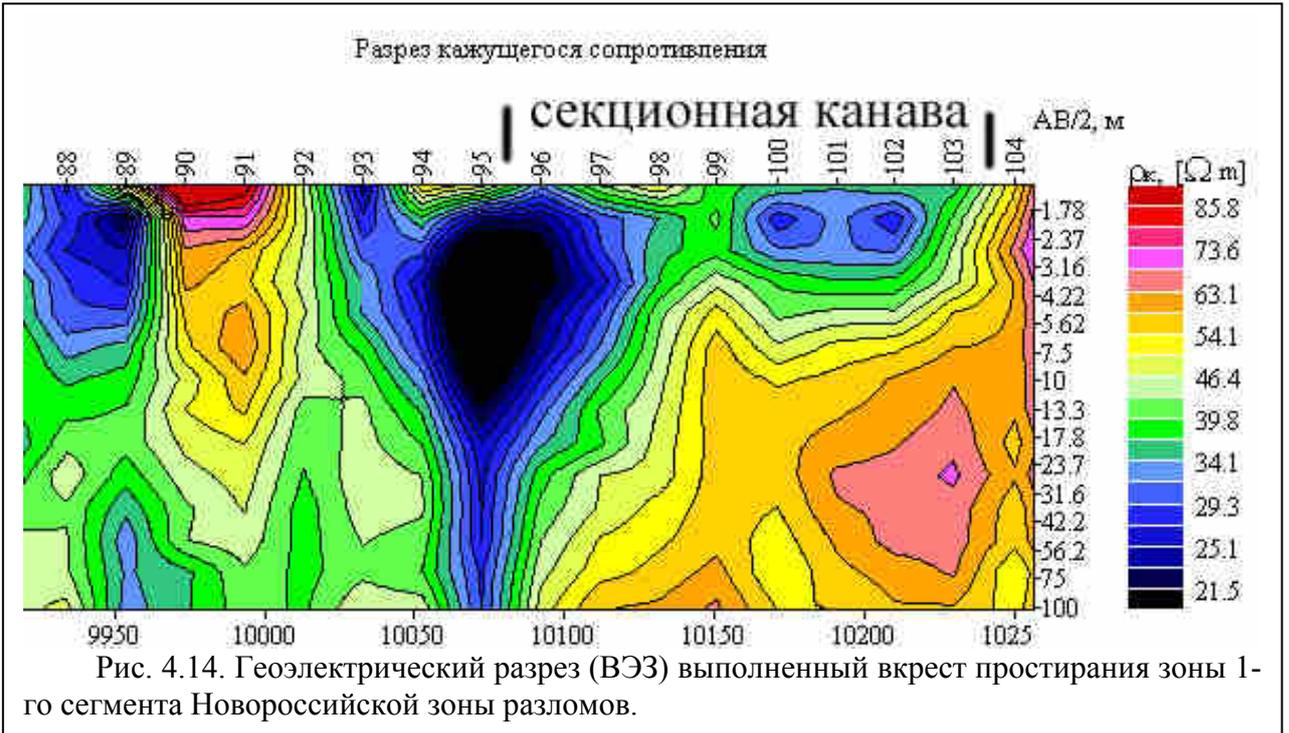


Рис. 4.13. Зарисовка стенки секционной канавы, пройденной в зоне 1-го сегмента Новороссийской зоны разломов. Условные обозначения на рис. 4.7.

которого, под современной почвой залегают линзы обохренной, бурой палеопочвы с многочисленными обломками известняка. Здесь разрывная зона представлена белым известковистым порошком. В нескольких метрах к юго-западу наблюдается еще один пологий разрыв. В опущенном, юго-западном крыле выявлен горизонт просевшей палеопочвы, перекрытый слоем красно-бурых суглинков (мощность 10 см). Таким образом, этот разрыв принимает черты надвига, неявно выраженные у предыдущего разрыва. Далее на юго-запад, в следующих секциях канавы наблюдается постепенное нарастание мощности красно-бурых суглинков и глин, с размывом залегающих на коренных породах. В 7-й, последней секции канавы вскрыты серо-коричневые, делювиальные суглинки (мощность 20 см), ниже – красно-бурые суглинки (мощность 0,9-1 м), подстилаемые серыми глинами с линзами красно-бурых суглинков, уходящие ниже дна канавы (видимая мощность 1,5 м).

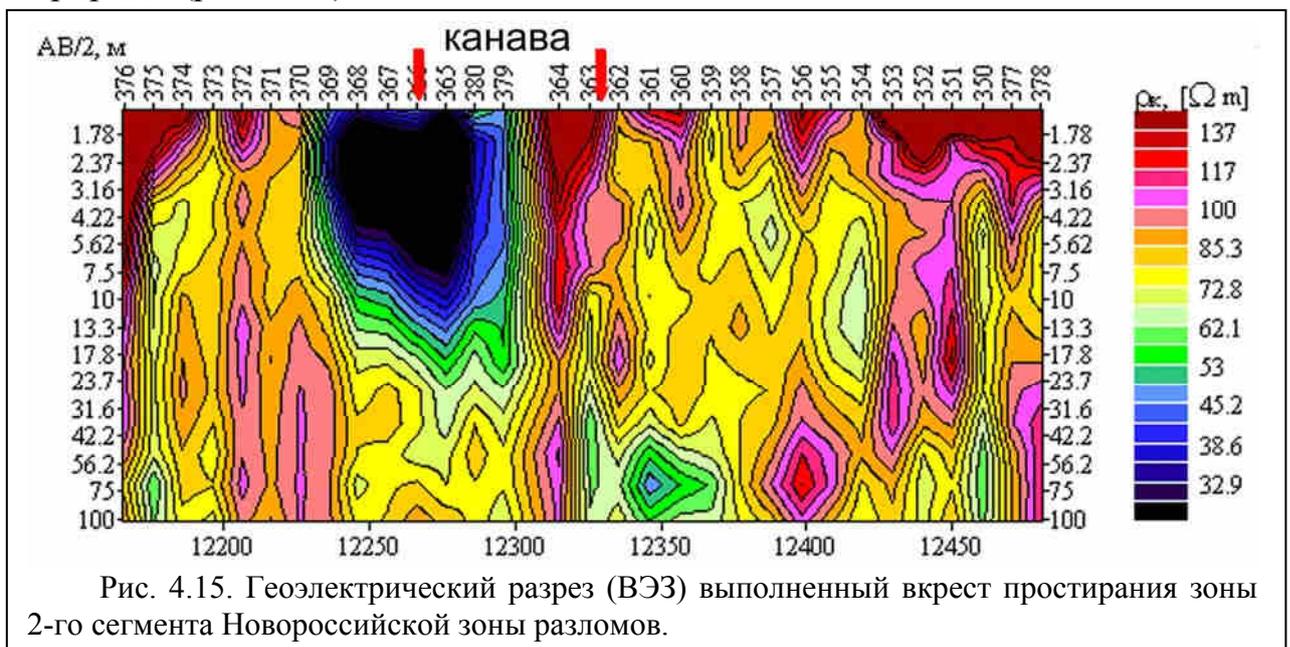
В целом, описанная структура имеет облик пологого вала, выраженного в подошве красновато-коричневых глин, имеющих позднеплиоценовый (акчагыльский) возраст [Островский, 1968]. Однако осевая часть этого вала нарушена серией компенсационных сбросов, тогда как к периферии структуры, разрывы принимают взбросовую кинематику. Таким образом, описанную разломную зону можно охарактеризовать как имеющую структуру цветка, что хорошо демонстрирует геоэлектрический разрез (рис. 4.14). Это позволяет интерпретировать описанный разрез как проявление активных сдвиговых смещений в условиях транспрессии. На современную активность разрывов указывают деформации самых молодых отложений, вплоть до современной почвы, имеющей возраст 310 ± 30 лет (ИГАН 2773). Неоднократное, резкое появление грубообломочных отложений, в том числе с палеопочвой, в опущенных крыльях отдельных разрывов, может свидетельствовать о резких, сейсмогенных подвижках в зоне разлома, имевших место в прошлом. Радиоуглеродный возраст одного такого горизонта (линзы) палеопочвы составляет 940 ± 130 лет

(калиброванный – 703-961, ИГАН 2776).



2-й сегмент Новороссийской зоны разломов

Выделен по результатам дешифрирования КС и АФС, на северном склоне Коцехурского хребта. По данным геофизических исследований (электроразведки методом ВЭЗ), структура разломной зоны представляет собой блок пониженных сопротивлений, ограниченный с обеих сторон вертикальными разрывами, что свидетельствует в пользу его тектонической природы (рис. 4.15).



Взаимоотношение отдельных разрывов между собой, а также приповерхностное строение разреза в зоне разлома (рис. 4.16, 4.17) могут свидетельствовать в пользу наличия здесь активного микрограбена (структуры типа pull-apart), опущенного за счет его косой ориентировки относительно ориентации сдвиговых деформаций. В этом микрограбене за последние 7 тыс. лет (по данным радиоуглеродного датирования), накопилась аномально мощная (2 м) для этих мест, богатая гумусом болотная палеопочва (рис. 4.17). Очевидно, что почва накапливалась в результате отмирания обильной болотной растительности (для этого места и сейчас характерен густой, «субтропический» лес), в условиях компенсированного прогибания. Таким образом, удалось оценить амплитуду, а по радиоуглеродным датировкам различных по содержанию органического и терригенных материала, слоев палеопочвы – 360 ± 50 (калиброванный - 312-490), 1460 ± 70 (калиброванный - 1293-1403), 4260 ± 90 (калиброванный - 4650-4870), 5450 ± 90 (калиброванный – 6120-6308), 7030 ± 120 лет (калиброванный - 7674-7927) (ИГАН-2774, ИГАН-2788, ИГАН-2786 и ИГАН-2789 ИГАН-2790

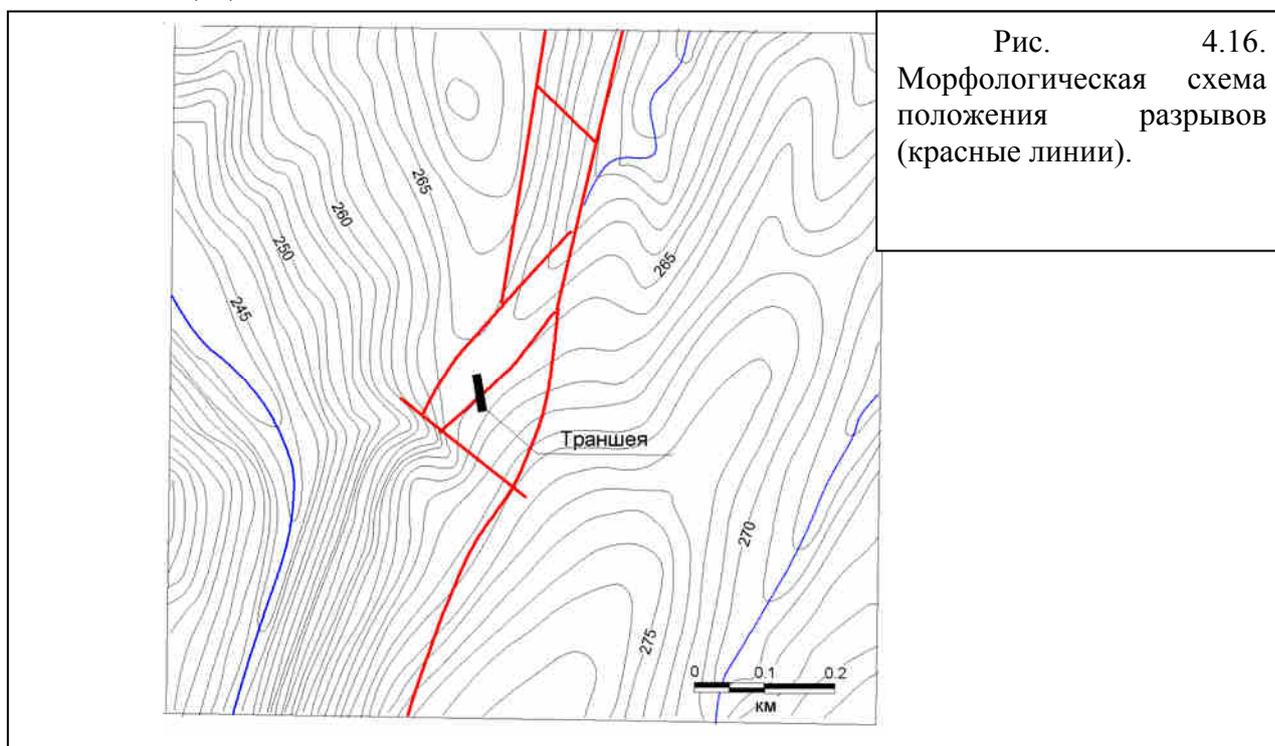


Рис. 4.16.
Морфологическая схема
положения разрывов
(красные линии).

соответственно) определить скорость опускания, которая в среднем составила 0,25-0,3 мм/год.

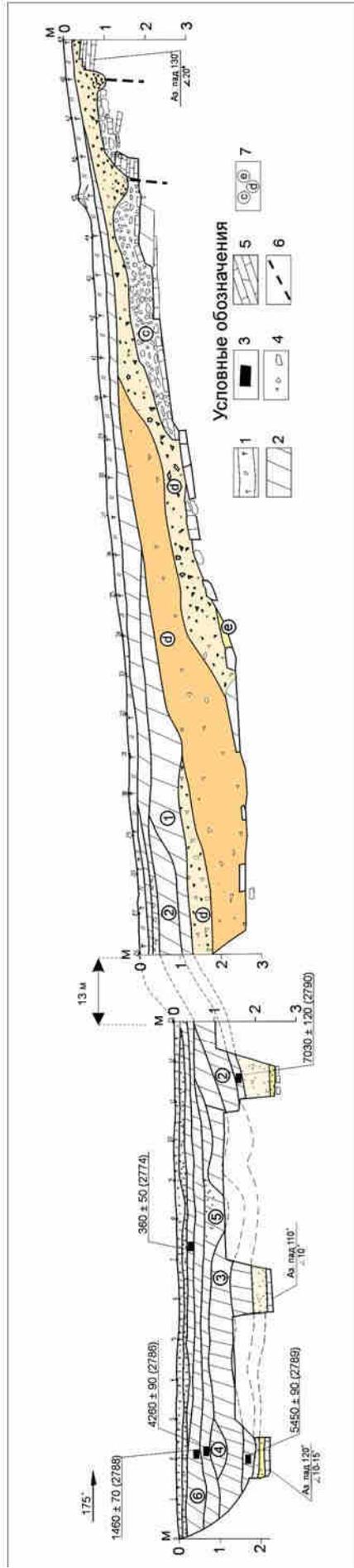


Рис. 4.17. Продольный разрез микрограбена (структуры pull-apart), вскрытой траншеей (восточная стенка) в Новороссийской зоне разломов.

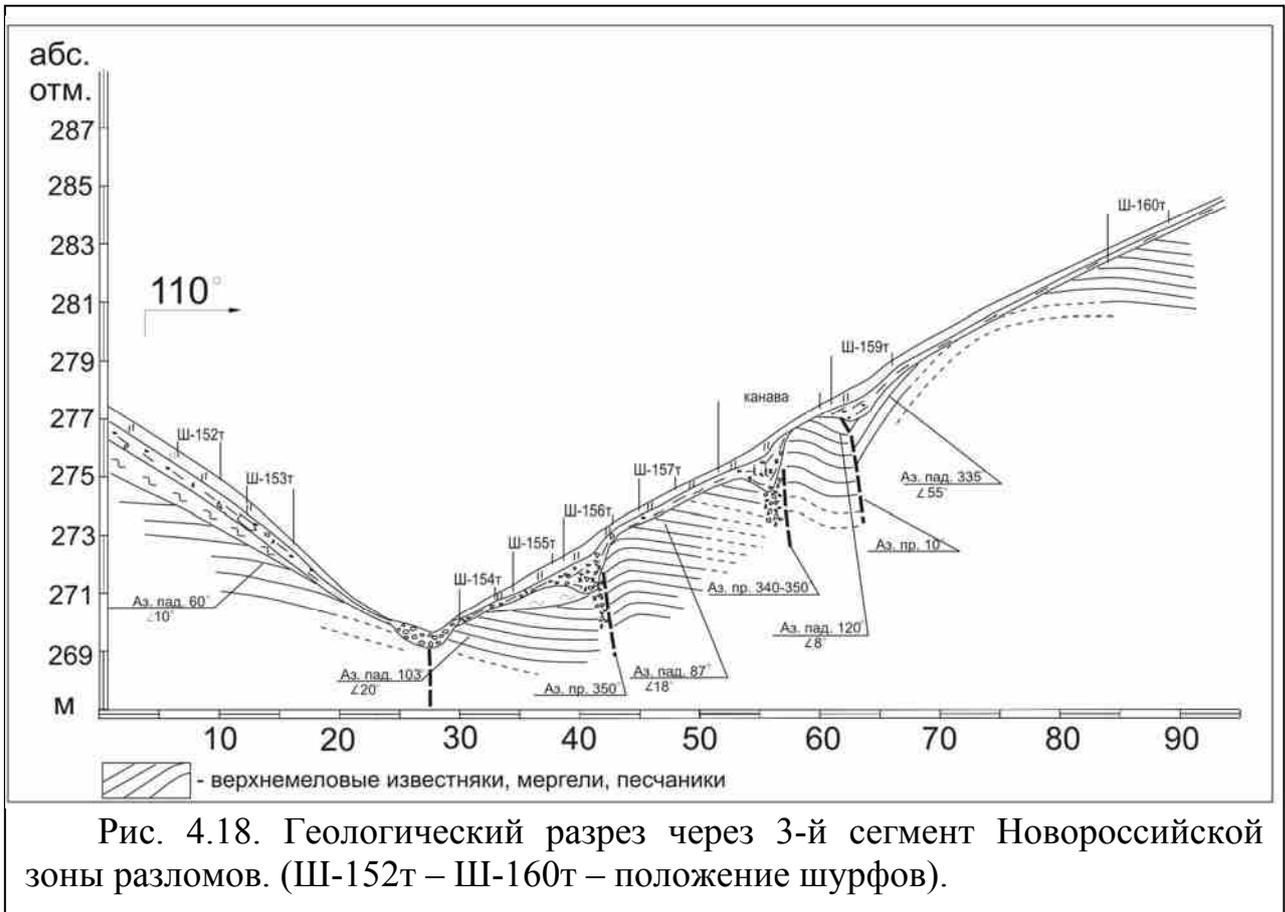
1 — современная почва, 2 — различные горизонты погребенных палеопочв, 3 — места отбора почв на радиоуглеродный анализ и их возраст (в скобках номера образцов ИГ АН), 4 — обломки коренных пород различной размерности, 5 — коренные известняки и мергели флишевого переслаивания верхнего мела, 6 — линии сместителей, выраженные кальцитовыми жилами с зеркалами и бороздами скольжения, 7 — генетический тип молодых отложений: с-колловий; е-элювий (желтовато-коричневые глины), d-делувий (серовато-коричневый суглинок)

Из результатов тектонофизического моделирования известно, что при амплитуде сдвига в 1 м, амплитуда опускания подобных структур составляет 1 см [Giraud, Seguret, 1985]. Учитывая вышесказанное, суммарная амплитуда сдвига за последние 7030 ± 120 (7927) лет, оценена в 20 м. Средняя скорость горизонтальных смещений за этот период равна 2,5-3 мм/год, при этом на отдельных временных отрезках она достигала 8 мм/год.

Время заложения микрограбена, очевидно, – плейстоцен. До накопления болотной палепочвы в микрограбене откладывались суглинистые осадки. При этом режим осадконакопления, судя по наличию горизонтов обогащенных грубообломочным материалом в суглинках и глинистыми примесями в палеопочве, на всем протяжении развития микрограбена отличался нестабильностью. Смена терригенного осадконакопления на болотное, произошла около 7000-8000 лет назад (по возрасту самой древней палеопочвы) и обусловлена климатическими изменениями. Этот временной рубеж совпадает с началом голоценового климатического оптимума, и коррелирует с абсолютными датировками (7-3 тыс. лет) резко обогащенных органическим и раковинным материалом поздненовоевксинских слоев Черного моря [Шимкус, Емельянов, 1975].

3-й сегмент Новороссийской зоны разломов

Выделен по результатам дешифрирования КС и АФС, на северном склоне Коцехурского хребта. Сегмент имеет ту же, северо-северо-восточную ориентировку. В рельефе представлен спрямленной балочной долиной. Разлом круто падает на юго-восток. Структура геоэлектрического разреза указывает на наличие нескольких субвертикальных разрывов, приуроченных к дну и восточному склону долины, а также складчатых дислокаций коренных пород. В серии шурфов, пройденных вкрест простирания зоны разлома, отмечаются разрывы коренных пород натухаевской свиты верхнего мела, сопровождающиеся кальцитовыми жилами с разнонаправленными (от горизонтальных до вертикальных) зеркалами скольжения (рис. 4.18). Разрывы, как правило, приурочены к крутым, западным крыльям



антиклинальных складок, в которые смяты коренные породы. Два разрыва с ориентировкой $340-350^0$, в приповерхностном разрезе выражены клинообразными карманами несортированной обломочной массы попеременно с обохренными красно-коричневыми суглинками и известковыми включениями. Прогибы наблюдаются и в почвенном профиле (мощность почвы увеличена с 15-20 до 30 см). В коренных породах эти разрывы представлены брекчией (мощностью более 1 м), сложенной раздробленными известняками, глиной трения и обломками жил кальцита. Обстановка растяжения по отдельным зонам в совокупности и ориентировкой этих зон, позволяют предположить наличие левосдвиговой эшелонированной системы. Деформации коренных пород указывают на обстановку близширотного сжатия в той же разломной зоне. Преобладающей является левосдвиговая составляющая смещений.

4-й сегмент Новоросийской зоны разломов

Выделен по результатам дешифрирования АФС, на северном склоне

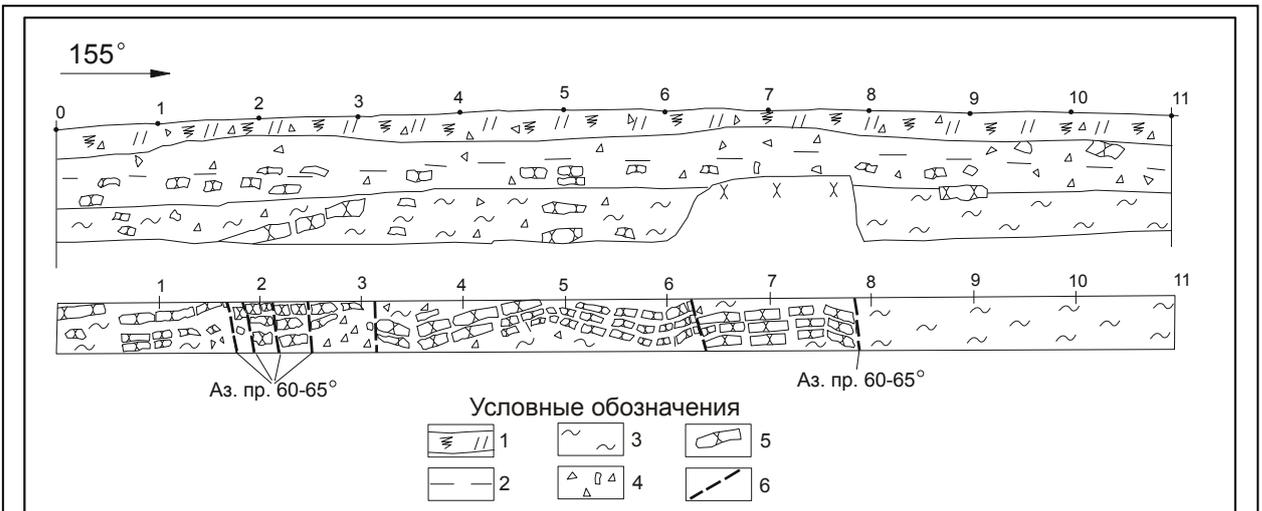


Рис. 4.19. Фрагмент канавы пройденной через 4-й сегмент Новороссийской зоны разломов. Положение канавы на рис. 4.20.

1 - современная почва; 2 – суглинки; 3 – глины; 4 – обломки (дресва, щебень); 5 – выветрелые слои песчаника; 6 – линии сместителей.

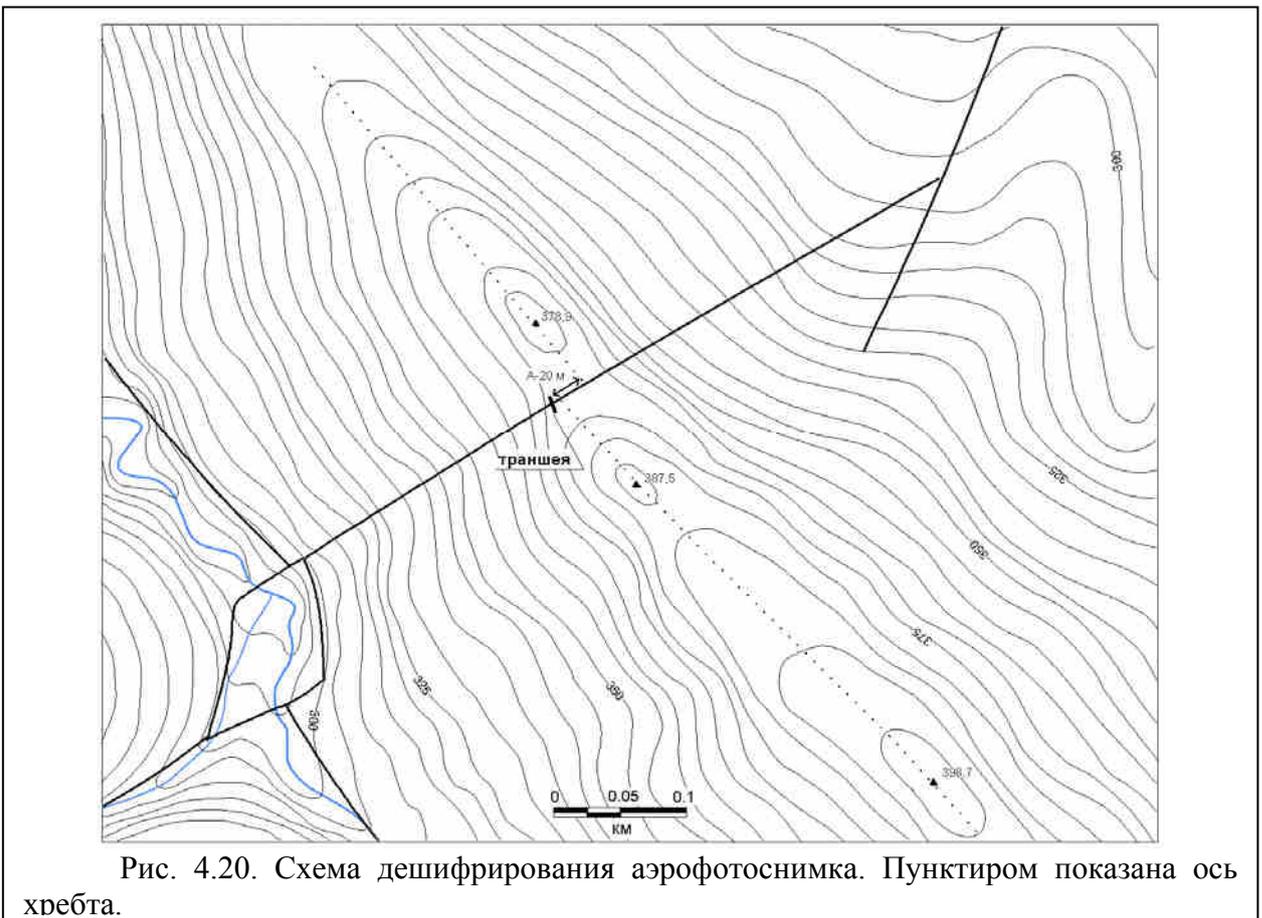


Рис. 4.20. Схема дешифрирования аэрофотоснимка. Пунктиром показана ось хребта.

Маркотхского хребта. Здесь (в осевой зоне Северо-Западного Кавказа) поперечные тектонические нарушения северо-восточной ориентировки, проявляются в рельефе в виде антецедентных долин, выражены в коренном субстрате в виде зон рассеянных сколовых разрывов сдвиговой кинематики шириной до 30 м. Разрывы наблюдаются в днищах продольных долин,

вблизи их пересечений с поперечными долинами, а также в узлах их слияний. В зоне 4-го сегмента в обнажениях наблюдаются многочисленные мелкие разрывы с амплитудой правосдвигового смещения до 10 см. Одной из траншей (рис. 4.19), пройденной вкрест простирания поперечной зоны, вскрыты многочисленные сместители с амплитудой правого сдвига до 0,7 м. Над некоторыми разрывами наблюдается нарушение делювиального и почвенного покрова, выраженное в образовании клинообразных карманов. В них толщина делювия локально увеличивается с 30 до 75 см, а почвы с 10 до 20 см. На основе наблюдаемой амплитуды несоосности (смещения) водораздела, в месте проходки канавы (рис. 4.20), предполагаются суммарные смещения величиной до 20 м.

Возраст поверхности выравнивания, соответствующий смещенному водоразделу, оценивается как акчагыльский (позднеплиоценовый) [Несмеянов, 1992]. При амплитуде смещения водораздела 20 м, скорость смещений за постакчагыльское время составит 0,01 мм/год. Учитывая вышеприведенные доказательства высокой современной активности Новороссийской зоны разломов в целом, можно предположить закономерное для многих орогенических областей нарастание скоростей смещений в четвертичное время [Никонов, 1977]. Взяв за отправную точку начало голоценового оптимума (12-7 тыс. лет назад), которое является начальным этапом формирования современного облика рельефа и характеризовалось также началом масштабной трансгрессии [Шимкус, Емельянов, 1975; Балабанов и др., 2004], скорость составит 1,6-2,8 мм/год. Следует отметить, что полученные цифры близки таковым, полученным другим методом, для 2-го сегмента Новороссийской зоны разломов. Однако и тот, и другой методы являются не вполне надежным, поэтому цифры носят скорее гипотетический характер.

5-й сегмент Новороссийской зоны разломов

Выделен по результатам дешифрирования АФС и изучен в канаве в привершинной части Маркотхского хребта. В траншее (рис. 4.21) вскрыты

разрывы северо-восточного простирания, которые определяются в качестве сбросов, и смещают делювиальный и почвенный слои с амплитудой 5-25 см. Разрывы, несколько иного, северо-восточного простирания ($20-40^{\circ}$), в коренных породах сопровождаются зонами смятия с жилками кальцита и бороздами скольжения. Выше разрывов разрез представлен выветрелыми, часто слабоокатанными обломками известняков, передробленных иногда до мелкой крошки. Пространство между обломками, в виде пятен и полос заполнено коричневым ожелезненным суглинком. На отдельных участках наблюдается смятие этих пород в мелкие асимметричные складки. Характер воздействия разрывов на четвертичный покров свидетельствует об обстановке сжатия по разрывам с простиранием $20-40^{\circ}$ и растяжения по разрывам близширотного простирания. Такое строение системы разрывных структур, сочетающих разноориентированные 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 ($60-70^{\circ}$), указывает на правосдвиговую кинематику. При этом очевидно, что эти деформации имеют позднеголоценовый возраст, и продолжаются в наши дни.

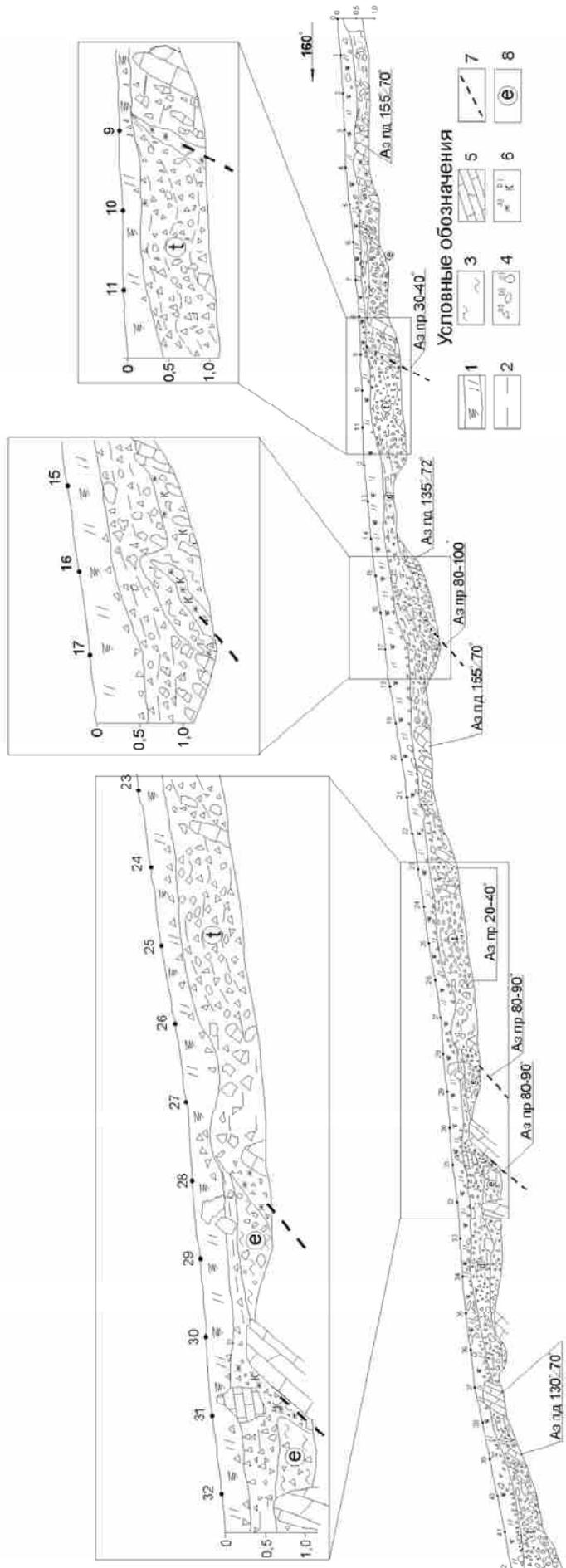


Рис. 4.21. Зарисовка канавы пройденной через 5-й сегмент Новороссийской зоны разломов.

1 - современная почва; 2 - суглинки; 3 - глины; 4 - обломки (дресва, щебень); а-неокатаные, в-полуокатаные; 5 - коренные породы флишевого переслаивания известняков и мергелей турон-коньякского ярусов; 6 - а-лимонтитизация, в-обломки кальцита; 7 - линии сместителей; 8 - генетический тип четвертичных отложений: е-элювий, д-делювий, т-тектонически переработанный делювий в зонах сжатия.

Резюмируя изложенный фактический материал, можно отметить следующее: скорости вертикальных смещений в зонах разломов, измеренные геолого-геоморфологическими методами, в подножии северного склона Северо-Западного Кавказа, в пределах Ахтырской флексурно-разрывной зоны составляют 0,2-0,5 мм/год. При этом существенная часть тектонических напряжений реализуется в виде складчатых деформаций. В пределах северного склона скорости нарастают и составляют 0,5-1,1 мм/год. В осевой части Северо-Западного Кавказа скорости вертикальных смещений в зонах разломов варьируют в пределах 0,4-1,5 мм/год. Скорости горизонтальных смещений, измеренные для двух сегментов Новороссийской зоны разломов за голоцен, составляют 1,6-3 мм/год. За весь четвертичный период скорость составляет 0,01 мм/год. Следует отметить невысокий уровень надежности примененных методов оценки скоростей для голоцена, однако, учитывая многочисленные, весьма впечатляющие деформации молодых отложений и форм рельефа, можно все же предполагать, что полученные оценки имеют право на существование.

4.2. Джубгинский участок

В тектоническом отношении район исследований расположен в пределах осевой части и южного склона Главного Кавказского хребта (Тхабская и Семигорская зоны осевой части и Анапско-Агойская южного склона). Развитые в Тхабской и Семигорской зонах флишевые терригенные и карбонатные толщи юры и нижнего мела смяты в узкие и сжатые складки линейного типа. В Семигорской зоне, ядро которой образовано одноименной антиклиналью, помимо складок общекавказского простирания, появляются и складки поперечной, северо-восточной ориентировки, имеющие подчиненное значение (рис. 4.22). Складки общекавказского простирания нарушены системой соскладчатых, листрических, чешуйчатых взбросо-надвигов, поверхности которых погружаются к северу, и послескладчатыми, новейшими близвертикальными разломами как взбросового, так и сбросо-сдвигового типов. Ниже, на глубинах 3-4 км располагается терригенная тонкослоистая толща переходного комплекса триасового возраста, а ниже ее по геофизическим данным на глубинах около 5 км можно предполагать наличие «мягкого», пластичного средне-верхнепалеозойского фундамента [Золотов и др., 2001]. Наиболее южная структурно-формационная зона - Анапско-Агойская образована на поверхности флишевыми отложениями терригенно-карбонатного состава верхнемелового и палеогенового возраста. Складки здесь неравномерно сжаты, имеют в основном довольно причудливый облик, ориентировку осей как «кавказскую», запад-северо-западную, так и «антикавказскую», северо-восточную и относятся к промежуточному морфологическому типу. Под флишевым комплексом, по геофизическим данным располагается глубоко погруженный (на глубинах около 10 км) кристаллический фундамент «закавказского» типа. Это гранито-гнейсовые образования нижнепалеозойского и докембрийского возрастов, которые выходят на поверхность в составе Дзирульского массива Грузинской глыбы.

В осевых и северных зонах разрывные нарушения имеют, в основном

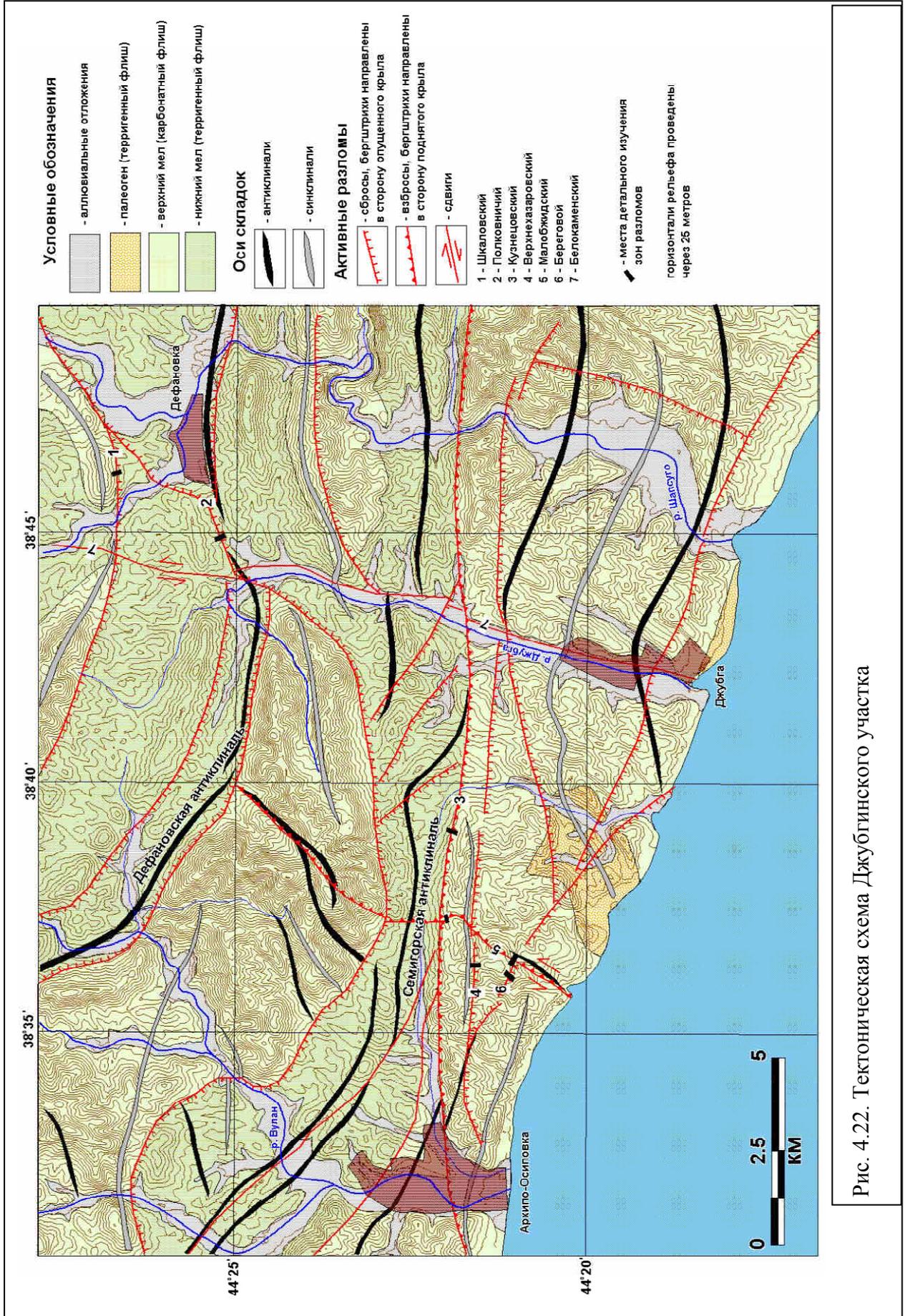


Рис. 4.22. Тектоническая схема Джуфгинского участка

взбросовую и надвиговую морфокинематику (при кавказской ориентировке) и левосторонний сбросо-сдвиговый характер (при «антикавказском» простирании нарушения). В Анапско-Агойской зоне, в целом, структуры северо-западной ориентировки представляют собой правосторонние сдвиги и взбросо-сдвиги, а разрывы северо-восточного простирания левосторонние сдвиги, сбросы и взбросо-сдвиги [Rogozhin et al, 2002]. В отдельных случаях имеются признаки и молодых смещений. При этом большинство нарушений кавказской, северо-западной ориентировки деформируют современные отложения как сбросы. Исключение составляет активный в голоцене Кузнецовский взброс в зоне Семигорского разлома. Очевидно, существенное место в тектоническом устройстве района занимает поперечная Белокаменная разломная зона демонстрирующая голоценовую левосдвиговую кинематику, вдоль которой наблюдается перестройка как соскладчатых, так и новейших структур.

Белокаменная разломная зона

Выделена по результатам дешифрирования КС и АФС. Пересекает в близмеридиональном (антикавказском) направлении все тектонические зоны южного и частично северного склонов и осевой части мегантиклинория Северо-Западного Кавказа. В геологической структуре осевой части Белокаменная структура представлена зонами рассеянных сколовых разрывов сдвиговой кинематики шириной до 30 м. Многочисленные мелкие разрывы, наблюдающиеся в обнажениях, имеют амплитуду левосдвигового смещения до 20 см. В рельефе Белокаменная зона проявлена крутым восточным бортом антицидентных долин р.Джубга и более мелких водотоков. На водоразделах наблюдаются латеральные смещения гребней хребтов. Так, в вершинной части хр. Белый камень (находится за пределами карты на рис. 4.22), на аэрофотоснимках и топокартах выявлено левосдвиговое смещение оси водораздела, в сумме составляющее 65 м (рис. 4.23). Для изучения структуры коренных пород и четвертичных наносов было пробурено несколько скважин, пройдены две канавы и несколько шурфов,

позволившие составить приповерхностный геологический разрез (рис. 4.24).

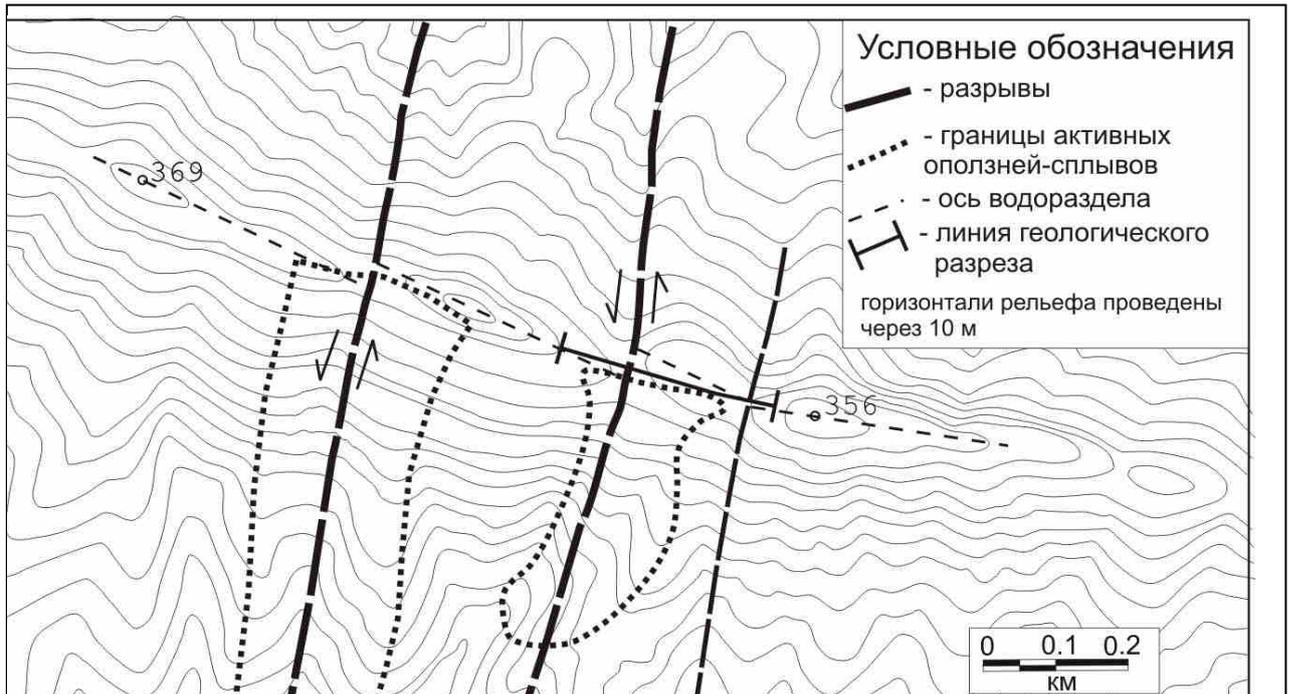


Рис. 4.23. Морфологическая схема левосдвигового смещения оси водораздела по Белокаменной зоне разломов

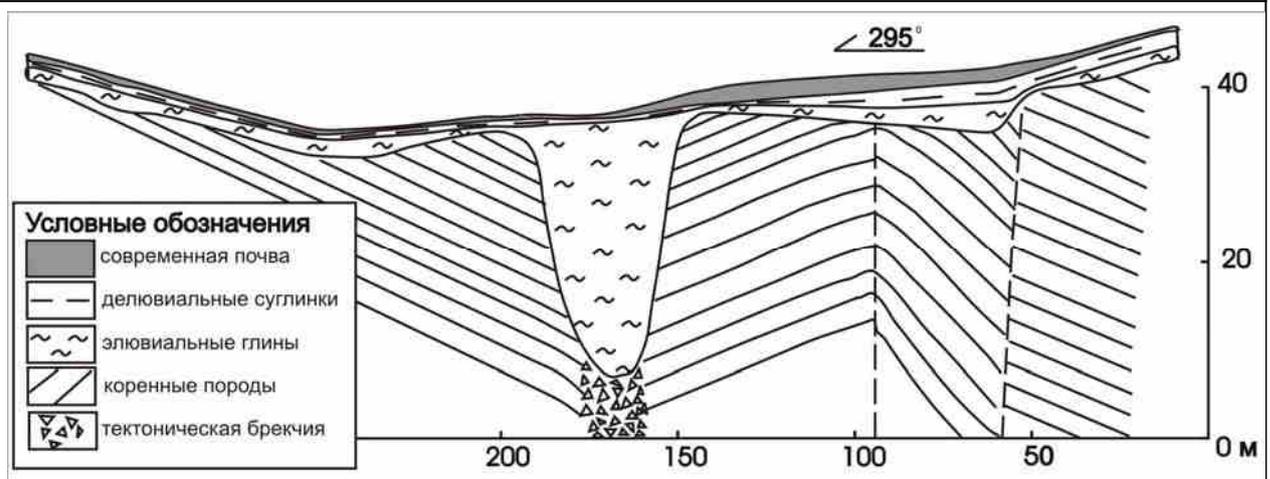


Рис. 4.24. Геологический разрез по гребню смещенного водораздела.

Горно-буровыми работами выявлено крайне изменчивое залегание желтовато-серых делювиальных суглинков с мелкими обломками песчаников. По краям седловины, мощность суглинков сравнительно велика - 20-30 см, а центральной части седловины - существенно сокращается, достигая в одном месте 3-5 см. Ниже располагается слой элювиальных рыжевато-серых глин. Их мощность от места к месту также изменяется,

варьируя в пределах от 5 до 30 см. Ниже элювия залегают выветрелые аргиллиты и песчаники фонарской свиты нижнего мела, слагающие дно канавы почти по всей ее длине. По результатам бурения на небольшом участке обнаружен глубокий карман с аномально большой мощностью элювиальных глин (до 8 м), ниже которых вскрыта зона дробления коренных пород. Узкий (шириной порядка 3-4 м) карман с аномально большой мощностью пород элювия и сильно выветрелых коренных отложений можно ассоциировать с зоной разлома антикавказского простирания, пересекающего в этом месте гребень близширотной ориентированной гряды.

По данным С.А. Несмеянова [1992] поверхность, соответствующая вершинной части хр. Белый камень, имеет понтический возраст. При амплитуде смещения 65 м за постпонтическое время, скорость смещений составит примерно 0,015 мм/год. Взяв за отправную точку начало голоценового оптимума (12-7 тыс. лет назад), которое является начальным этапом формирования современного облика рельефа и характеризовалось началом масштабной трансгрессии [Шимкус, Емельянов, 1975; Балабанов и др., 2004], скорость окажется существенно выше и составит 5,4-9,2 мм/год. Интересно, что первая оценка (0,015 мм/год) близка к таковой, полученной для Новороссийской сдвиговой зоны за постакчагыльское время - 0,01 мм/год. Однако первая оценка (0,015 мм/год), несколько выше последней (0,01 мм/год), что характеризует более высокий темп горизонтальных тектонических движений в центральной части Северо-Западного Кавказа.

Шкаловский разлом

Разлом выделен С. А. Несмеяновым [1992]. Зона разлома детально изучена в нескольких канавах. В одной из них (рис. 4.25) вскрыты тектонические деформации молодых отложений и современного почвенного покрова [Рогожин, Овсюченко, 2001]. В верхней части разреза канавы под почвенным слоем распространены желтовато-серые и бурые суглинки делювия. Эта толща имеет изменчивую мощность (от 0.15 до 1.0 м). Изменение мощности делювия связано с наличием на поверхности

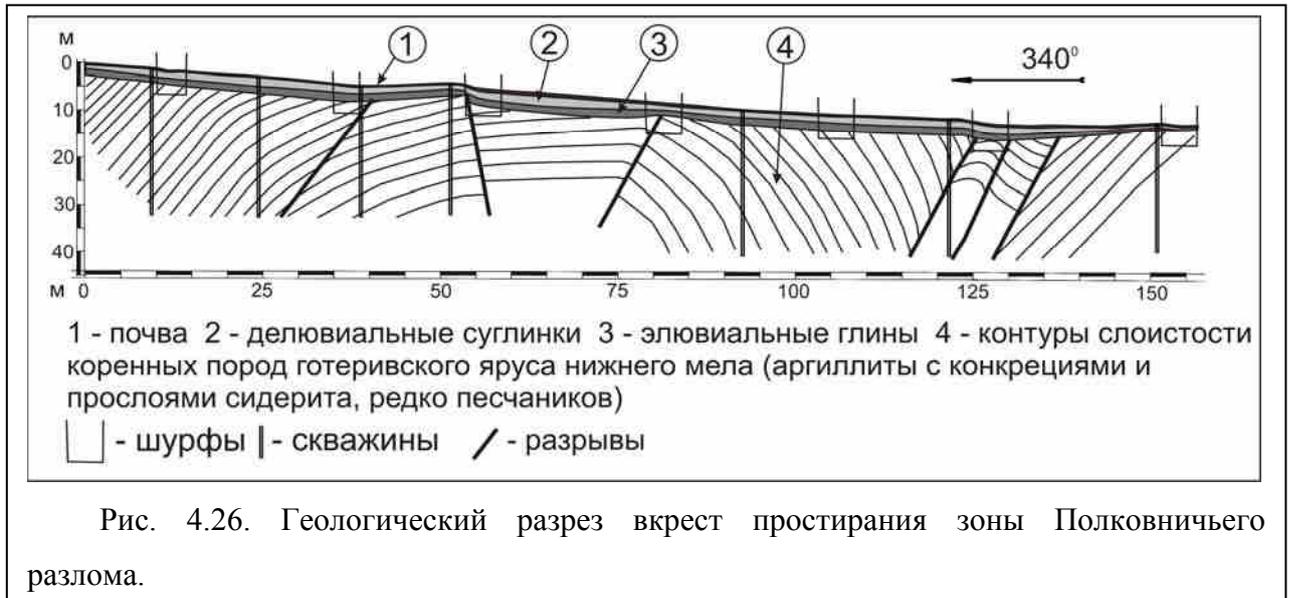


подстилающей толщ элювиальных глин целой серии (числом до 8) сбросовых уступов с амплитудой относительного смещения крыльев 0.3-0.7 м (опущены южные крылья). На 20-ом метре канавы, над одним из таких сбросов наблюдается смещение почвенного покрова, амплитуда которого составляет 3-5 см. Элювиальная, подстилающая делювий толща, сложена серыми, зеленовато-серыми пластичными глинами. В северной, гипсометрически более высокой части зоны разлома элювиальная толща серых, зеленовато-серых глин сильно сокращается по мощности (до 0.25 м). Здесь же, в северной части канавы, в делювиальном и элювиальном слоях наблюдаются многочисленные включения обломков песчаников довольно крупного размера. В элювиальных глинах также обнаружена зона трещиноватости и ожелезнения, круто погружающаяся к югу шириной 0.4 м. Кроме ожелезнения в четвертичных отложениях в канаве встречаются кальцитовые жилы с бороздами скольжения на стенках, гнезда карбонатизации и обызвесткования.

Таким образом, амплитуда смещения делювиальных суглинков по отдельным разрывам – 0,3-0,5 м; почвы (20 метр канавы) – 3-5 см. Скорость смещений - 0,1-0,3 мм/год.

Полковничий разлом

Выделен С. А. Несмеяновым [1992]. Зона разлома детально изучена серией шурфов и скважин. В дальнейшем, документация траншеи под укладку газопровода, позволила достроить структуру коренных пород, и составить сводный геологический разрез вкрест простирания разломной зоны (рис. 4.26).



Шурфами и скважинами вскрыт довольно изменчивый разрез коричнево-бурых и серовато-желтых делювиальных суглинков, залегающих на пестроцветных желто-серых глинах элювия. В коренных породах наблюдается коробчатая антиклиналь, южное крыло которой подорвано взбросом, представленным зоной интенсивного смятия шириной около 15 м. Взбросами нарушено ядро и северное крыло складки. Помимо взбросов, в ядре антиклинали наблюдается сбросовый разрыв, над которым в рельефе образован уступ (высотой около 1,5 м), а в четвертичных отложениях наблюдается резкое изменение мощностей и глубины залегания слоев. В южном, опущенном крыле сброса мощность суглинков резко увеличивается с 30-40 см до 1 м. Поверхность коренного цоколя (подошва элювия), опущена с амплитудой около 1,3 м. Средняя мощность почвенного покрова довольно резко увеличивается на 5 см. Следует отметить, что деформации четвертичных отложений и почвы, носят исключительно изгибный

характер. Скорость смещений - 0,2-0,3 мм/год. Подобные деформации четвертичного покрова отмечаются и над взбросовой зоной, в южной части профиля, однако существенных изменений мощности почвы здесь не наблюдается.

Кузнецовский разлом

Кузнецовский разлом выделен С.А. Несмеяновым [1992] и имеет запад-северо-западное, общекавказское простирание. В складчатой структуре разлом представляет собой активизированный сегмент региональной Семигорской зоны разломов. В междуречье рр. Джубга-Бжид ширина зоны составляет 1,5 км. Породы представлены здесь интенсивно перемятыми и передробленными глинами аптского возраста, содержащими многочисленные обломки верхнемеловых известняков и тектонических линз верхнемелового карбонатного флиша мощностью до 500 м.

В траншее, заданной через Кузнецовский разлом обнаружены четко выраженные структуры типа коллювиального клина [Рогожин, Овсяченко, 2001; Rogozhin et al, 2002] (рис. 4.27). На участке канавы, пересекающей зону разлома, отмечается быстрое изменение мощности горизонтов современной почвы и делювиальных суглинков. Поверхность сместителя, выявленного как в коренных, так и в четвертичных отложениях, характеризуется падением к юго-юго-западу под углом около 60°; взброшено южное крыло. Амплитуда вертикального смещения крыльев определяется по положению верхнего контакта горизонта элювиальных глин и составляет порядка 80-90 см, т.к. в северном, опущенном крыле взброса верхняя граница элювия находится на глубине 1,5 м а в приподнятом, на глубине 0,6 м от поверхности земли. Параллельно погружению раздела "элювий-делювий" резко нарастает мощность суглинков последнего. Важно отметить, что на границе элювиальной и делювиальной толщ в опущенном крыле разрыва установлен клиновидный горизонт грубого коллювия, образованного глыбами и крупными обломками белых выветрелых известняков. Непосредственно возле плоскости сместителя взброса этот горизонт имеет мощность около

0.6-0.7 м

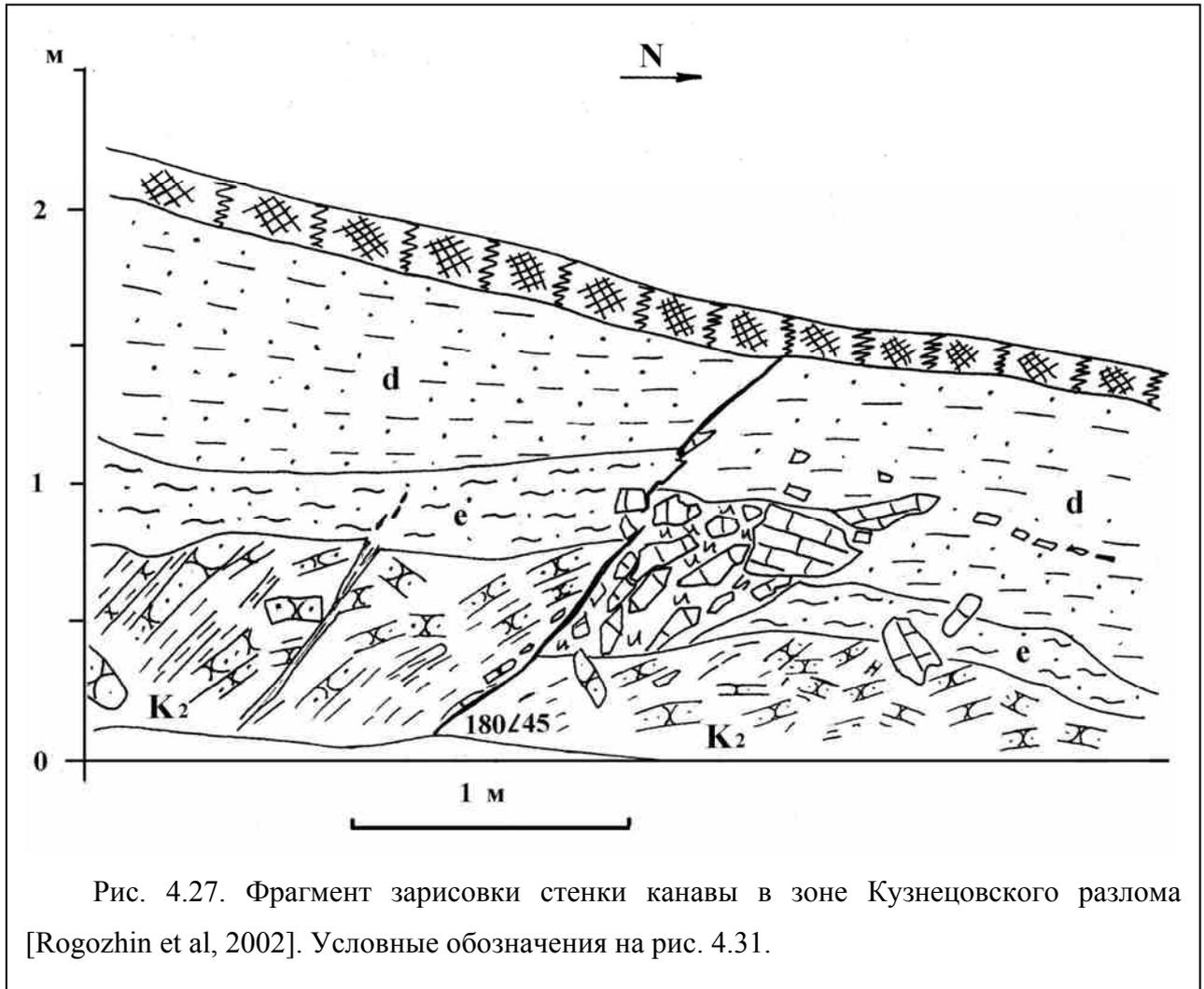


Рис. 4.27. Фрагмент зарисовки стенки канавы в зоне Кузнецовского разлома [Rogozhin et al, 2002]. Условные обозначения на рис. 4.31.

Описанный разрыв является обновленным в голоцене дизъюнктивным нарушением, поскольку смещает слои четвертичных наносов и даже отражается в резком изменении мощности делювия, а подвижка по всей видимости, имела импульсный (сейсмогенный) характер. Об этом говорит наличие коллювиального клина в опущенном крыле взброса. Палеосейсмогеологическая реконструкция смещений по Кузнецовскому разлому позволяет выделить два сейсмических события, запечатленных в разрезе четвертичных отложений. Первый сейсмический толчок произошел до отложения горизонта делювия. Было приподнято южное крыло взброса, и сразу же начался размыв коренной толщи аргиллитов и заключенного в ней мощного прослоя известняков, расположенного в трех метрах южнее плоскости разрыва. Обломки известняков и аргиллитов аккумуляровались

вблизи поверхности сместителя в относительно опущенном крыле разрыва. Вертикальная амплитуда импульсной подвижки была, по-видимому, соизмерима с мощностью коллювиального клина - порядка 60-70 см. Размыв выброшенного крыла разлома и переотложение обломков пород в опущенном крыле продолжались на протяжении формирования элювиального шлейфа и нижнего горизонта делювиальных суглинков. Об этом говорит наличие горизонта мелких обломков в средней части разреза делювиальных суглинков. Вторая сейсмогенная подвижка по данному разрыву Кузнецовской зоны произошла после формирования полного профиля разреза делювиальных суглинков, но до накопления современного почвенного слоя. В результате этого толчка произошла вертикальная подвижка границы раздела элювия и делювия с амплитудой вертикального смещения более 0.5 метра.

Радиоуглеродный возраст почвы в районе канавы составляет 120 ± 30 лет (ИГАН 2125). Мощность почвы непосредственно вблизи разрыва составляет 10-12 см, а на небольшом удалении и в среднем по склону - 30-35 см. Следовательно, амплитуда деформации почвенного покрова составляет около 20 см. Скорость смещений в этом случае составляет порядка 2 мм/год.

Верхнехазаровский разлом

Выделен С. А. Несмеяновым [1992]. Зона Верхнехазаровского разлома имеет близширотное простирание и следует в виде пологого уступа вдоль южного склона небольшой широтной гряды.

В крест простирания разлома для изучения приповерхностного строения четвертичных и коренных пород пройдена канава [Рогожин, Овсяченко, 2001] (рис. 4.28). Северо-западный, высокий участок характеризуется неравномерной изменчивой мощностью современной богатой гумусом почвы, наличием прерывистого слоя древней бедной почвы, крайне изменчивым по составу и мощности комплексом четвертичных наносов, быстрым фациальным замещением разных генетических типов четвертичных отложений: коллювия делювием или элювием. Наиболее

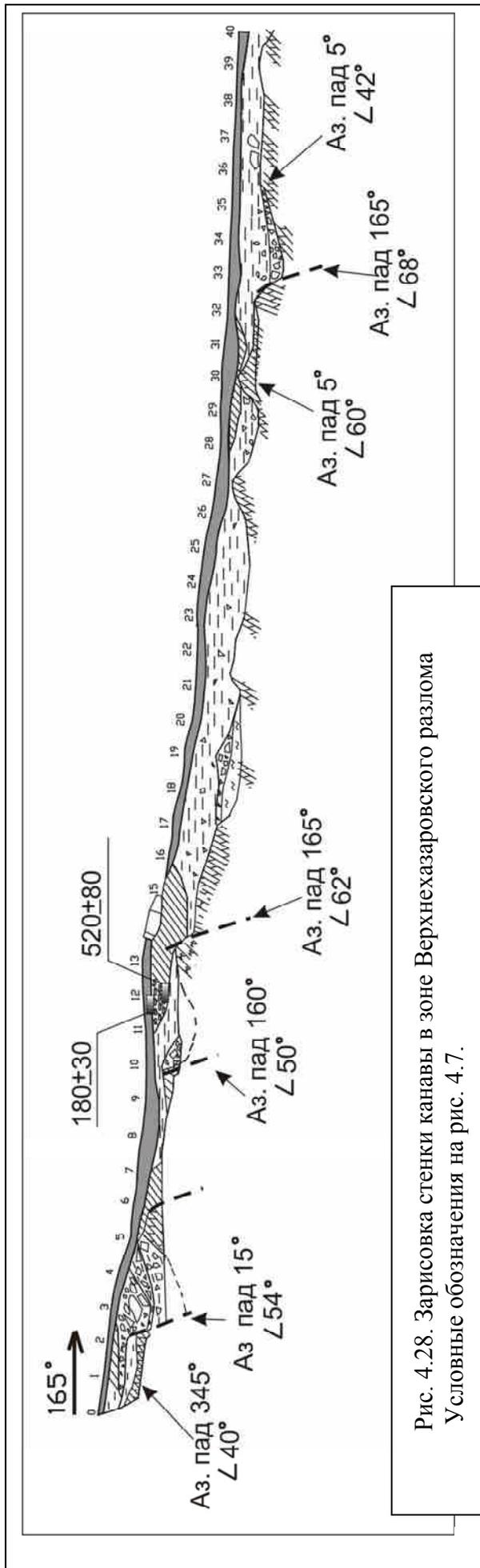


Рис. 4.28. Зарисовка стенки канавы в зоне Верхнехазаровского разлома
Условные обозначения на рис. 4.7.

важной особенностью северо-западного участка зоны разлома является наличие четырех голоценовых сбросов, смещающих как поверхность коренных отложений, так и горизонтов четвертичных образований, включая слой древней почвы. В зонах этих сбросов отмечаются также проявления приразломного изменения молодых пород: наличие кальцитовых жил (сброс 2-го метра канавы), ожелезнение делювиальных суглинков в зонах сбросов на 6-м и 10-м метрах. В опущенных южных крыльях всех сбросов отмечается наличие коллювиальных масс и линз, которые по мере удаления от поверхности сместителя замещаются делювиальными или делювиально-коллювиальными отложениями. Сброс 2-го метра смещает коренной цоколь примерно на 1-1,3 м, сброс 6-го метра - примерно на 0,7 м, сброс 10-го метра - на 0,7 м, сброс 13-го метра - приблизительно на 0,6 м.

В районе 11-12-го метров канавы, разрыв проникает в линзу палеопочвы с вертикальной амплитудой смещения около 0,6 м. В

линзе палеопочвы обнаружен карман, заполненный углями и кусочками обожженной глины. Радиоуглеродный возраст палеопочвы и содержащихся в ней углей составляет 520 ± 80 лет (калиброванный – 501-639, ИГАН-2118). Современная почва имеет радиоуглеродный возраст 180 ± 30 лет (ИГАН-2120). Если полагать, что сброс, нарушивший палеопочву, имеет сейсмогенное происхождение, то это сейсмическое событие могло произойти в период между 639 и 210 годами тому назад.

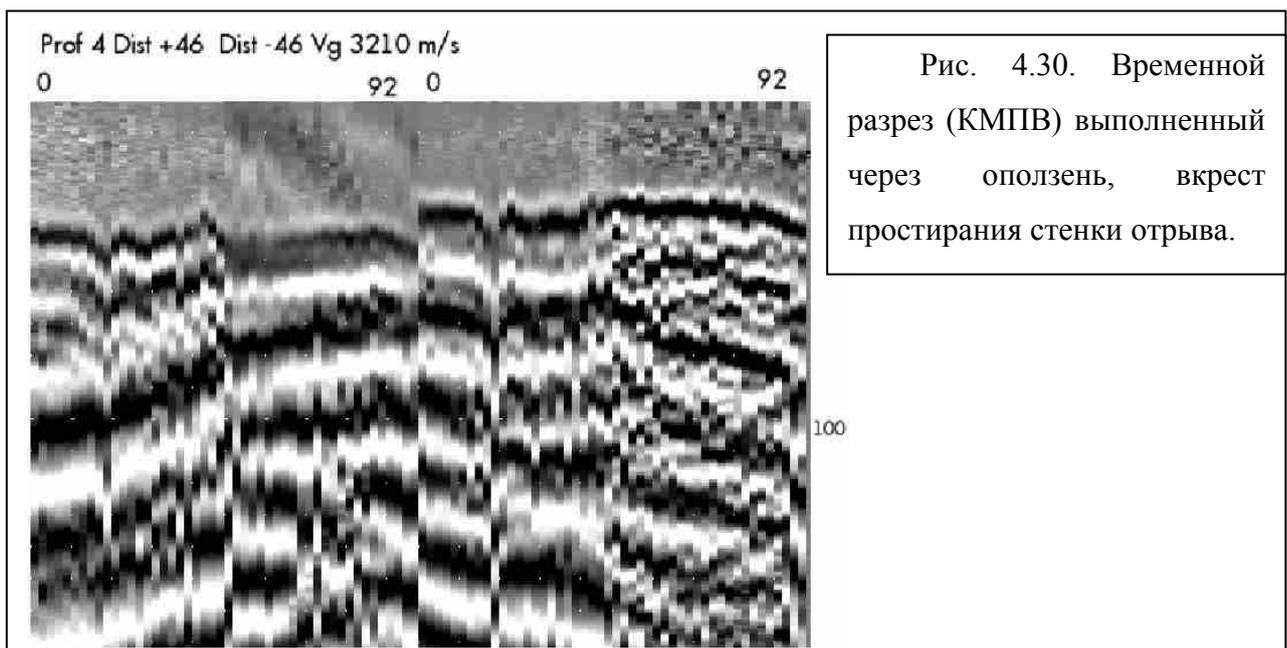
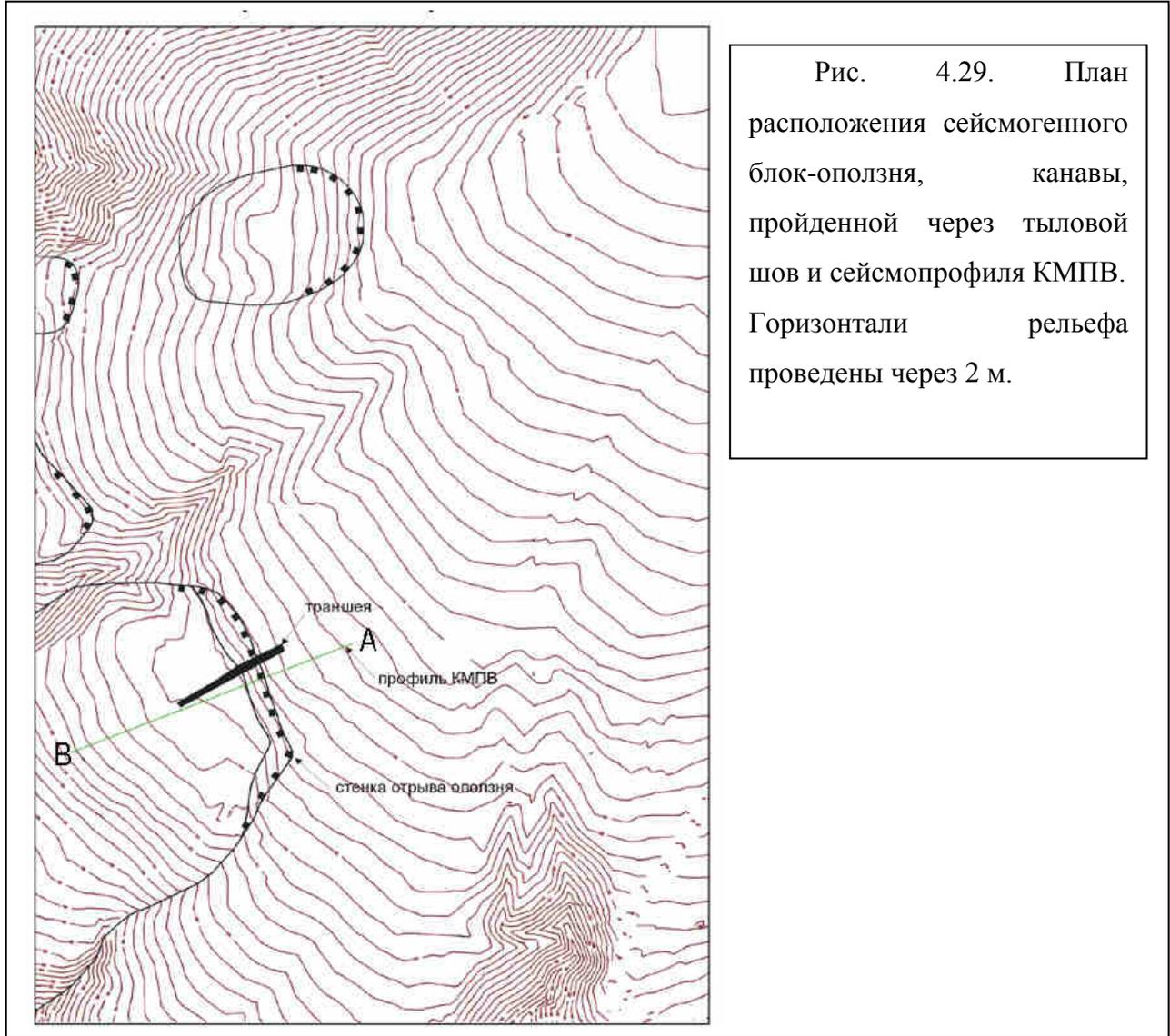
Еще южнее, на 33-м метре канавы выявлен небольшой сброс, поверхность сместителя которого погружается на юго-юго-восток. Амплитуда смещения по этому сбросу (опущено южное крыло) составляет порядка 1 м. В сброшенном крыле отмечается наличие множественных обломочных включений в толще элювиальных глин и делювиальных суглинков.

Непосредственно в зоне разлома отмечаются заметные вариации мощности современной почвы. В северной части траншеи эта мощность изменяется от 5-10 см вблизи конкретных разрывов до 40-50 см на ненарушенных участках. К югу от зоны разлома, там, где поверхность земли практически горизонтальна, почва характеризуется более выдержанной мощностью - 20-40 см. Соответственно, разница мощности составляет порядка 35 см. За время формирования современной почвы (около 200 лет) скорость смещений измеряется в пределах 2 мм/год.

Сейсмогенный блок-оползень в зоне Берегового разлома

С проявлениями голоценовой активности Берегового разлома связано образование обширной сейсмогравитационной структуры растяжения в юго-западной, крутой части небольшого плато, на спуске к берегу Черного моря [Rogozhin et al, 2002]. К нарушению приурочена стенка отрыва блок-оползня повисшего на юго-западном склоне этого плато (рис. 4.29). На временных сейсмических разрезах (КМПВ) наблюдается серия вертикальных границ, отмечаемых резкими понижениями граничных скоростей, связанных с зонами оползневых швов (рис. 4.30). Границы проникают на большую

глубину, что, видимо, связано с их первично тектонической природой.



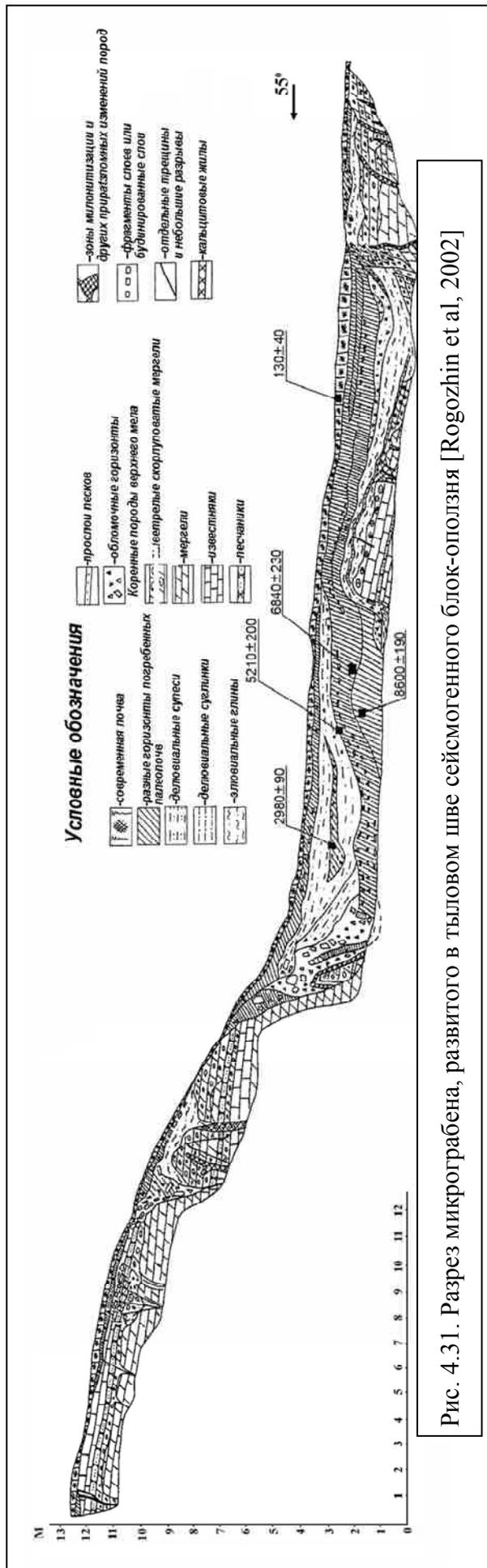


Рис. 4.31. Разрез микрограбена, развитого в тыловом шве сейсмогенного блок-оползня [Rogozhin et al, 2002]

В траншее, заданной вкrest простирания крутого уступа высотой более 4 м (рис. 4.31), наблюдается пять крупных разрывов сбросового типа, затрагивающих не только коренные породы, но и слои элювия, делювия, древних почвенных горизонтов. Разрывы отстоят один от другого на расстояние от 4 до 15 м и в целом образуют сложный микрограбен шириной около 30 м, в пределах которого резко изменяется профиль современной и нескольких горизонтов ископаемых почв.

Наиболее крупные разрывы обрамляют грабен с северо-востока и юго-запада. Они выражаются круто наклоненными к оси грабена разрывами, зонами трещиноватости, брекчирования, лимонитизации, перетертости карбонатов до порошкообразного состояния и сопровождаются проникающими в недра на 4-5 м клиньями, заполненными коллювиальным и почвенным материалом. Практически все нарушения, за редким

исключением, являются структурами растяжения. Суммарное растяжение, которое удастся оценить в системе горных выработок, пройденных в теле оползня, по-видимому, превышает 5-6 м. Очевидно, что, смещения по этим разрывам отличаются крайней молодостью (первые тысячи лет назад), импульсным характером и неоднократными проявлениями активности. Можно наметить четыре фазы импульсной активности, выразившихся в формировании коллювиальных клиньев, обломочных горизонтов и делювиальных шлейфов, и три фазы покоя грабена, выразившихся в формировании аномально мощных горизонтов палеопочв.

Разрез четвертичных отложений в пределах микрограбена и в верхней части крутого склона отличается аномально большой мощностью (3-5 м), значительной фациальной изменчивостью и наличием нескольких мощных горизонтов захороненных палеопочв. При этом нормальная мощность элювиальных и делювиальных отложений в данном районе обычно не превышает 1 м. Мощность современного почвенного слоя, как правило, также невелика – 20-30 см. Следует отметить, что в районе микрограбена и ступенчатого крутого склона лес стабилен. Стволы деревьев вертикальны; нет признаков «пьяного леса». Возраст наиболее старых деревьев леса на этом склоне, вероятно имеющем оползневой характер, 230-260 лет (по годовым кольцам). То есть, можно констатировать, что активные движения вдоль уступа и на склоне не возобновлялись, по крайней мере, на протяжении этого времени. Радиоуглеродные датировки горизонтов палеопочв и костей, отобранных со стенок траншеи, пересекающей микрограбен, могут служить для определения периодов активных подвижек и фаз стабильного развития.

Здесь возраст современной почвы определен как 130 ± 40 лет (ИГАН-2418). Из горизонта захороненной палеопочвы в наиболее прогнутой части приразломного грабена с глубины около 1.2 м отобраны кости человека, возраст которых определен как 2980 ± 90 лет (калиброванный: 3006-3322, ГИН-11728). А образцы, отобранные из горизонтов еще более древних

палеопочв, с глубин 1.3-1.4 м, 2.0 м и 2.2-2.3 м показали радиоуглеродный возраст соответственно 5210 ± 200 , 6840 ± 230 и 8600 ± 190 лет (калиброванный: 5748-6303, 7160-7606 и 9409-9912, соответственно, ИГАН-2429, ИГАН-2417 и ИГАН-2427).

Описанная грабенообразная структура имеет, по всей видимости, резонансно-сейсмическую природу. Явно приуроченная к конкретному разлому, она сама не является выходом сейсмического очага на поверхность земли. Тем самым ее нельзя квалифицировать в качестве первичного, сейсмотектонического нарушения. Уникальное гравитационно-неустойчивое состояние юго-западного крыла Берегового разлома, представляющего собой опущенный в результате действия одновременно геологических и гравитационных, склоновых явлений тектонический блок, сделало этот блок необыкновенно чувствительным к сейсмическим сотрясениям. Всякий возникающий где-нибудь поблизости сейсмический удар, по-видимому, способствовал возбуждению резонансных колебаний в этой неустойчивой структуре. Такие колебания вызывали каждый раз сравнительно небольшое по амплитуде (0.5-0.7 м), моментальное гравитационное смещение опущенного блока в юго-западном крыле разлома, растяжение и проседание сопровождающего разлом грабена. Эти резкие импульсные подвижки запечатлелись в разрезе голоценовых отложений, выполняющих грабен, в виде горизонтов молодых делювиальных и коллювиальных отложений, разделенных слоями погребенных палеопочв.

Малобжидский разлом

Имеет север-северо-восточное простирание, выделен С.А. Несмеяновым [1992]. Обладает отчетливой морфологической выраженностью в виде цепочки уступов и седловин. Зона разлома изучена канавами в двух местах (рис. 4.22). В юго-западной канаве зафиксирован крупный разрыв северо-восточного простирания. Разрыв представлен субвертикальными зонами брекчирования, ожелезнения, лимонитизации и кальцитизации коренных пород шириной до 4 м и структурой в разрезе,

напоминающей веер, открытый сверху и образованный отдельными нарушениями каждой такой зоны [Rogozhin et al, 2002] (рис. 4.32). По нарушениям фиксируется взбросовые и левосдвиговые смещения слоев коренных пород с амплитудой до 1 м, взброшено юго-восточное крыло. По разрыву отмечается смещение современного почвенного покрова с амплитудой взбросовой подвижки 10-15 см. В расчистке, расположенной к западу от траншеи, наблюдается клинообразное втягивание почвы в зону разрыва в виде кармана глубиной до 0,5 м. В районе канавы почва носит техногенный характер и имеет возраст порядка 50 лет (ГИН-11729 и ГИН-11730). Соответственно скорость смещений за этот период составляет 2-3 мм/год.



В северо-восточной канаве, в зоне влияния Кузнецовского разлома, вскрыты два разрыва взбросовой кинематики, нарушающие коренные породы, элювиально-делювиальный слой и почву [Рогожин, Овсяченко, 2001]. Разлом является крайне молодым дизъюнктивным нарушением, поскольку смещает слои четвертичных наносов, оказывает влияние на их состав (в его зоне отмечается наличие многочисленных несортированных

включений грубообломочного материала), отражается в резком изменении мощности и состава делювия. Подвижка, возможно, имела импульсный (сейсмогенный) характер. Об этом говорит наличие коллювиального материала в блоке, заключенном между двумя взбросами. В межразрывном просевшем блоке отмечается аномально мощная (50-70 см) линза опущенной по разрывам палеопочвы. Радиоуглеродная датировка палеопочвы дает цифру 990 ± 100 лет тому назад (калиброванный 737-913 ИГАН-2126). Время возникновения импульсной подвижки по этому взбросу может быть оценено на основании сведений о радиоуглеродном возрасте палеопочвы. Сейсмический толчок мог произойти не позднее 737 лет тому назад, но задолго до формирования современного почвенного профиля, который по результатам радиоуглеродного датирования в этом районе имеет возраст от 120 ± 30 до 280 ± 30 лет.

Мощность современной почвы непосредственно в зоне разлома составляет около 10 см, а в опущенном крыле и в среднем по склону - 30-40 см. Амплитуда смещения составляет около 20-30 см. Скорость смещений в этом случае составляет порядка 0,7-1,6 мм/год.

На основе изложенного материала можно сделать следующие выводы. Осевая часть этого района Северо-Западного Кавказа отличается низкими скоростями вертикальных смещений, измеренными геологическими методами в зонах разломов (0,1-0,3 мм/год). На границе, и в пределах Анапско-Агойской зоны южного склона, скорости вертикальных смещений в зонах разломов резко возрастают, в среднем составляя 2 мм/год. Здесь же зафиксированы следы сеймотектонических и сейсмогравитационных смещений. Скорости горизонтальных, левосдвиговых смещений, измеренные в поперечной Белокаменной зоне разломов составляют: 0,015 мм/год за постпонтическое время; и 5,4-9,2 мм/год, при той же амплитуде с начала голоценового оптимума.

4.3. Таманский п-ов и краевая часть Северо-Западного Кавказа

Все основные тектонические структуры Таманского полуострова находят определенное выражение в его геоморфологическом строении. Широко развитые на полуострове пологие куполовидные возвышенности, вытянутые в ряды, являются поверхностным выражением складчатой структуры региона. Ориентированные в близширотном направлении, они образуют девять самостоятельных гряд, между которыми расположены плоские долины, соответствующие синклинальным понижениям [Губкин, 1950; Шарданов, Пекло, 1961]. При анализе различных геоморфологических уровней выяснилось, что антиклинальные гряды Таманского полуострова получили орографическое выражение с начала плейстоцена [Несмеянов, 1999]. Развитые на Тамани складки имеют общие черты, представляя овальные в плане брахиантиклинали по большей части диапирового типа, в сводовых частях сложенные круто поставленными и интенсивно дислоцированными отложениями майкопской серии. Часто отдельные брахиантиклинали, располагаясь кулисообразно, группируются в антиклинальные гряды (рис. 4.33). Как правило, отдельные мелкие складки имеют северо-восточную ориентировку, при общем восток-северо-восточном простирании антиклинальных гряд. Особенно отчетливо эта черта проявлена в строении Карabetовской антиклинальной гряды, к западному погружению которой приурочен Карabetовский грязевой вулкан. Складчатые структуры Таманского полуострова в значительной мере изучены сейсмической разведкой МОВ на большую глубину (до 4-5 км и больше) [Пустильников, Чекунов, 1969]. При этом установлено, что породы эоценового и более древнего возраста не участвуют в диапиризме, а смяты в пологие антиклинальные складки, в осевой части часто нарушенные разломами. Эшелонированное внутреннее строение антиклинальных гряд, очевидно, отражает четвертичные сдвиговые смещения по дизъюнктивам, выраженным на поверхности цепочками антиклиналей.

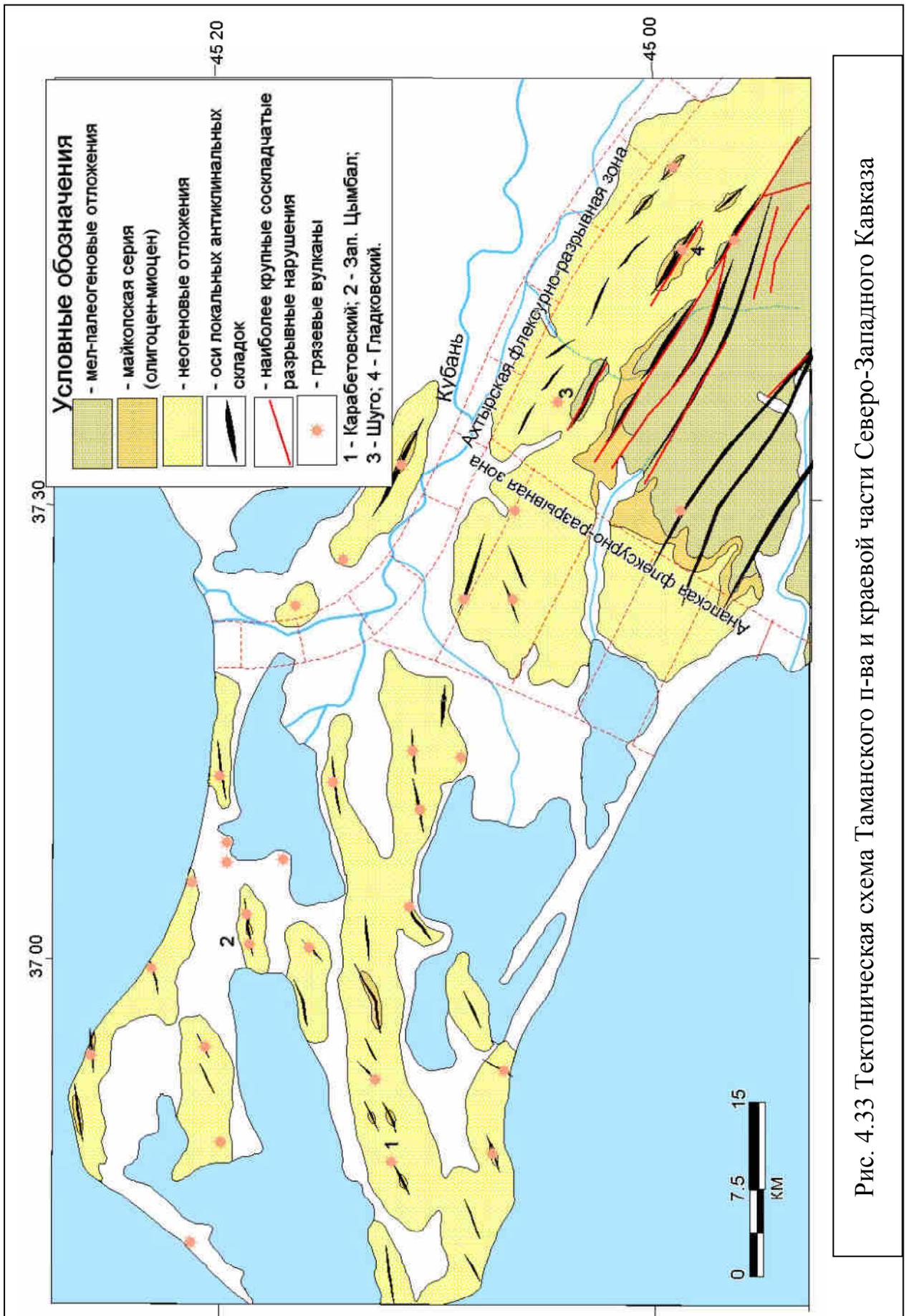


Рис. 4.33 Тектоническая схема Таманского п-ва и краевой части Северо-Западного Кавказа

Антиклинальные гряды Таманского полуострова в направлении с

востока на запад, меняют свое простирание с север-северо-восточного на субширотное, и затем на северо-западное, окаймляя периклинальное замыкание Кавказа. Смена ориентировки складчатых структур, выраженных в олигоцен-неогеновых отложениях, происходит в пределах Анапской и Ахтырской флексурно-разрывных зон. Складчатые формы северного подножия Кавказа до района г. Крымск являются непосредственным юго-восточным продолжением антиклинальных зон южной части Таманского полуострова [Белоусов, 1960]. Первые представлены вытянутыми брахиантиклинальными складками, группирующимися в несколько антиклинальных линий северо-западного простирания. Для антиклиналей характерно сокращение мощности отложений к сводам, вплоть до полного выклинивания отдельных горизонтов и выраженность в современном рельефе в виде положительных форм. В строении этих структур, в отличие от складок Таманского полуострова, участвуют не только неогеновые, но и залегающие под более крутыми углами древние отложения вплоть до нижнемеловых. Характерно, что диапировый тип складкообразования, в отличие от Тамани, здесь имеет подчиненное значение. Наиболее типичным примером диапировой складки Северо-Западного Кавказа, является Гладковская, к которой приурочен одноименный грязевой вулкан. При продвижении вдоль северного борта Кавказа далее на юго-восток, структура существенно упрощается. Неогеновые отложения здесь образуют простую моноклинали, залегая с глубоким размывом и резким угловым несогласием на интенсивно дислоцированных мел-палеогеновых отложениях.

В морфологическом отношении грязевые вулканы Тамани и Северо-Западного Кавказа, как правило, приурочены к привершинной части пологих куполообразных возвышенностей. На Таманском полуострове эти возвышенности выстраиваются в линейные гряды. На замыкании Кавказской горной области в размещении грязевых вулканов таких закономерностей нет. Здесь морфологическая приуроченность в каждом отдельно взятом случае различна. При этом для обеих областей характерны вулканы с несколько

различной структурой и режимом грязевулканической деятельности. Как показали проведенные полевые исследования, внутренняя структура грязевых вулканов отчетливо проявлена в современном рельефе, а катастрофические извержения вскрывают ход современных деформаций, с которыми тесно связана грязевулканическая деятельность [Овсюченко, 2005]. Очевидно, что значительная часть этих деформаций имеет тектоническую природу, связанную с современными геодинамическими процессами региона.

Грязевой вулкан Шуго

Грязевой вулкан Шуго (Гнилая гора) - самый большой вулкан области северо-западного погружения Большого Кавказа. В силу своей выразительности Шуго является одним из наиболее посещаемых, и изучался многими исследователями [Кудряшов, 1939; Шнюков и др, 1986 и др]. Внешне это - большая, до 2 км в диаметре, конусообразная возвышенность с усеченной вершиной. Деятельность вулкана отличается постоянной сменой активных и спокойных периодов в течение длительного времени, и систематическим выбрасыванием газов и сопочной грязи с незначительным содержанием грубообломочного материала. Такие периоды периодически нарушаются интенсивными выбросами, напоминающими сильные извержения вулканов Керченского и Таманского полуостровов. Известны два бурных извержения Шуго - в 1903 и 1908 гг. [Шнюков и др, 1986].

Кратер вулкана Шуго стоит особняком среди вулканов Тамани и Северо-Западного Кавказа. Он имеет вид громадной чаши (диаметром около 300 м), заполненной светло-серой сопочной брекчией (рис. 4.34). Структурно эта чаша, очевидно, представляет собой кальдеру проседания, что отличает вулкан Шуго от других грязевых вулканов Тамани и Северо-Западного Кавказа. Края кратера представляют собою покрытый лесом кольцевой вал, прорезанный балкой с восточной стороны. Склоны кольцевого вала отделяются от центрального холма кольцевым углублением, вмещающим продукты извержения вулкана. Артерией сноса накапливаемого материала

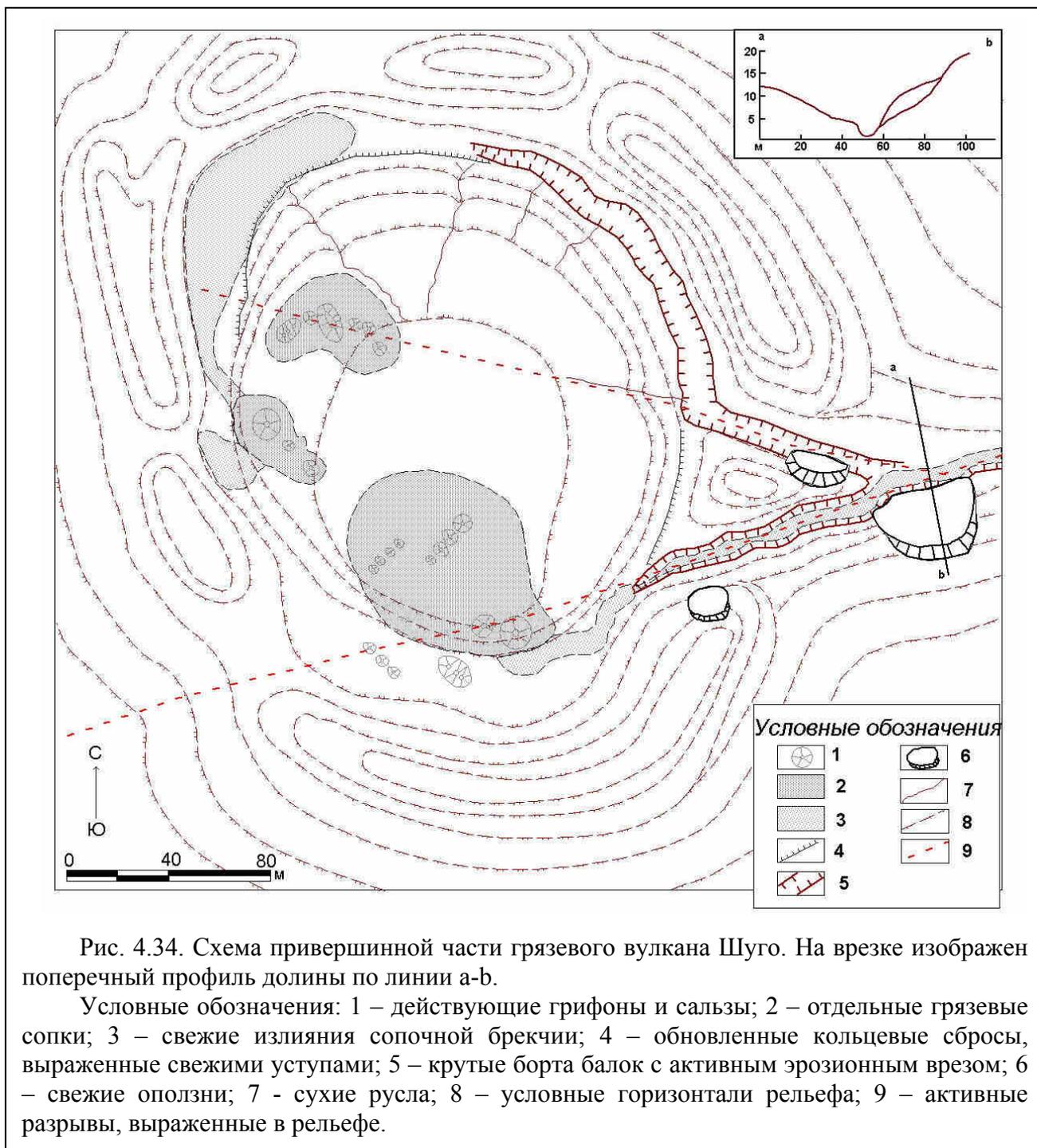


Рис. 4.34. Схема привершинной части грязевого вулкана Шуго. На врезке изображен поперечный профиль долины по линии а-б.

Условные обозначения: 1 – действующие грифоны и сальзы; 2 – отдельные грязевые сопки; 3 – свежие излияния сопочной брекчии; 4 – обновленные кольцевые сбросы, выраженные свежими уступами; 5 – крутые борта балок с активным эрозионным врезом; 6 – свежие оползни; 7 – сухие русла; 8 – условные горизонтали рельефа; 9 – активные разрывы, выраженные в рельефе.

служит балка, прорезающая кольцевой вал. Таким образом, Шуго представляет собой конусовидную грязевулканическую постройку, сложенную покровами сопочной брекчии. В целом в выбросах грязевого вулкана Шуго резко преобладают меловые породы при подчиненном значении палеоценовых (свита Горячего Ключа), верхнемиоценовых (сарматских) и плиоценовых (понтических и киммерийских) и полном отсутствии майкопских [Кудряшов, 1939]. Интересно отметить присутствие в

выбросах вулкана обломков изверженных пород, главным образом кварцевых порфиров, и коралловых известняков юрского возраста. Эти породы относят к нижнемеловым, среди которых известны конгломераты, сложенные галькой размытых верхнеюрских изверженных пород [Шарданов и др., 1962].

Внутренняя структура вулкана Шуго отчетливо проявлена в особенностях рельефа. Центральное поднятие ограничивается крутыми уступами, обновленными в северо-западной половине кратера, видимо, при последнем грязеизлиянии. Центральное поднятие при этом, оказалось приподнятым по свежим уступам на 20-60 см. Сам грязевулканический конус приурочен к зоне разлома северо-восточного простирания. Разлом отчетливо выражен в рельефе в виде спрямленных балочных долин с активным эрозионным врезом. Кольцевой вал сдвинут по разлому с правосдвиговой кинематикой смещений на 37-40 м. К юго-восточным склонам балочной системы, маркирующей разломную зону, приурочены многочисленные активные оползни-потоки, и блок-оползни.

На космоснимке линеамент прослеживается далеко за пределы грязевулканической постройки в виде спрямленных звеньев гидросети, уступов и ложбин (рис 4.35). Сам вулкан здесь выглядит как классический стратовулкан центрального типа. При этом, в отличие от большинства грязевых вулканов этой провинции, он приурочен не к оси антиклинальной складки, а к синклинальному понижению в коренных мел-плиоценовых отложениях. Характерно, что верхнеплиоценовые осадки в подножии грязевулканического конуса залегают близгоризонтально, т.е. не деформированы складкообразовательными процессами. В то же время на соседнем участке к северо-востоку от Шуго в складчатые деформации вовлечены, в том числе и верхнеплиоценовые отложения. На основании приведенных материалов, можно констатировать, что вулкан Шуго стоит особняком среди других вулканов Тамани и Северо-Западного Кавказа, т.к.

здесь отсутствуют явные признаки диапиризма, при яркой выраженности разрывных деформаций.

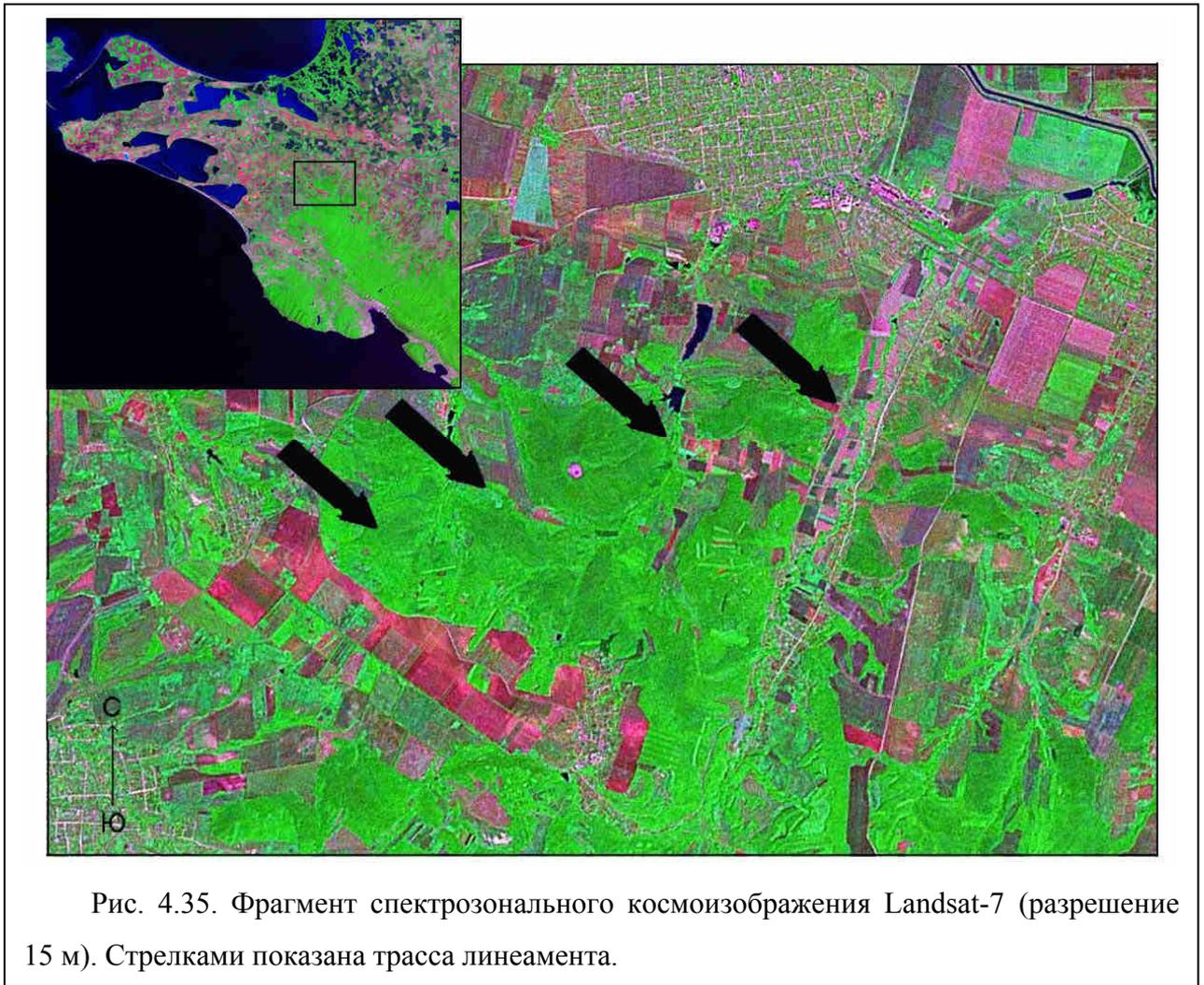


Рис. 4.35. Фрагмент спектрального космоизображения Landsat-7 (разрешение 15 м). Стрелками показана трасса линеамента.

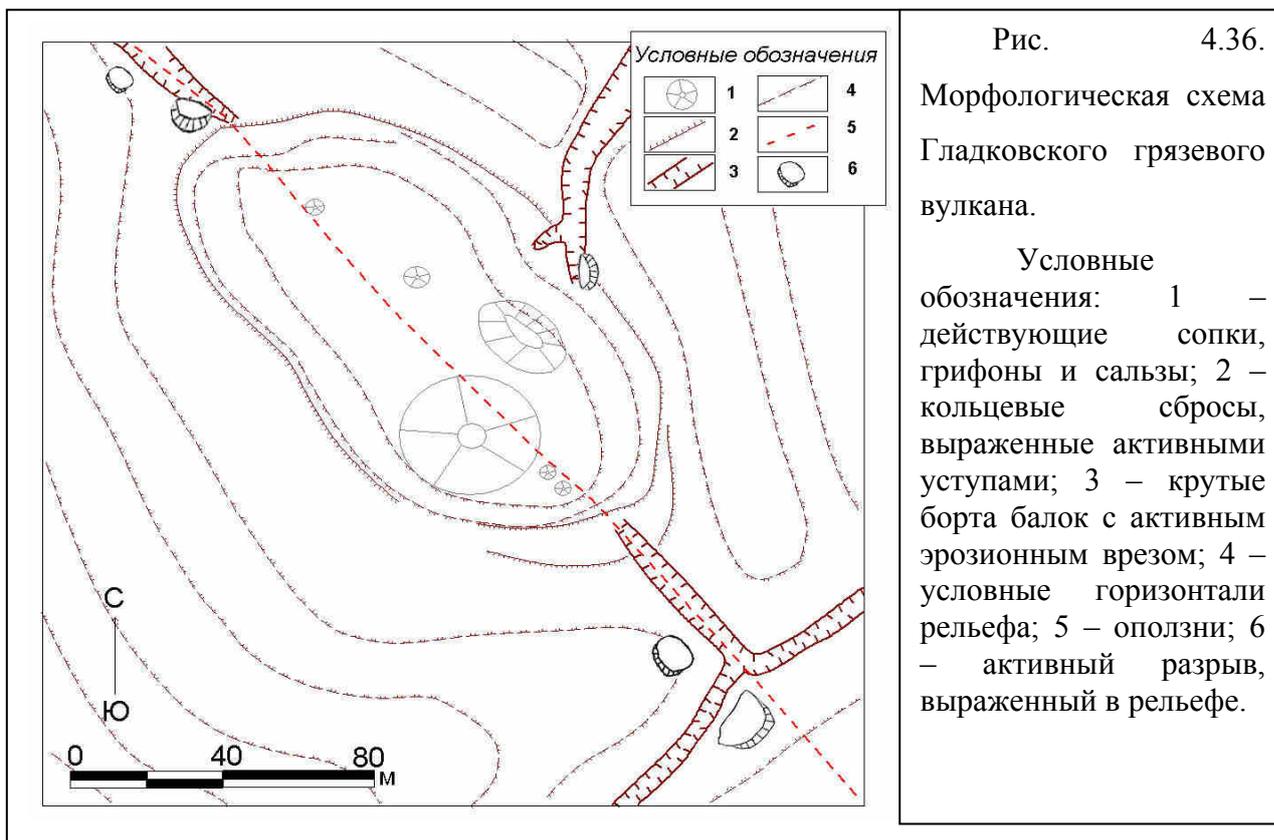
Гладковский грязевой вулкан

По характеру грязевулканической деятельности вулкан отличается постоянством режима в течение длительного времени, и систематическим выбрасыванием газов и сопочной грязи с незначительным содержанием грубообломочного материала. Выделение газа и сопочной грязи приурочено к небольшому бугристому холму, сплошь усеянному сальзами и грифонами самых различных размеров. Обычно они не превышают 2-2,5 м в диаметре.

В выбросах вулкана преобладают породы нижнего мела идентифицируемые по наличию структур «конус в конусе», сидеритов и галек изверженных пород. Много глауконитовых и кварцевых песчаников, очевидно, сеноманского (верхнемелового) возраста. В результате проведения

здесь комплекса горных и буровых работ [Кудряшов, 1939] выяснилось, что под тонким покровом сопочных отложений залегает брекчия, состоящая из крупных глыб эоценовых глин с зеркалами скольжения на гранях. Ниже залегают коренные отложения эоцена, образующие гребневидную антиклиналь. Углы падения слоев постепенно увеличиваются к оси складки до 90^0 . На северном крыле этой антиклинали, в канавах был вскрыт непосредственный контакт нижнего мела с верхами эоценовых отложений. Низы эоценовых отложений в разрезе отсутствуют, а породы верхнего мела в виде отдельных глыб располагаются на контакте нижнего мела и эоцена. Эти факты, свидетельствует об активном процессе диапиризма в ядре антиклинальной складки, к своду которой приурочен Гладковский грязевой вулкан.

Для современного рельефа этого грязевого вулкана и его ближайшего окружения характерно довольно отчетливое выражение концентрических сбросов и секущего разрыва, проходящего по оси овальной в плане грязевулканической постройки (рис. 4.36). Концентрические сбросы окружают вулкан по периферии и выражены в виде уступов высотой 1-1,5 м. Секущий разрыв в рельефе подчеркивается спрямленными балочными долинами общекавказского, северо-западного простирания, вдоль которых наблюдается смещение впадающих в них водотоков на 3-3,5 м в правую сторону. При этом устья юго-западных звеньев смещенных водотоков, оказываются висячими, резкие перепады высот при этом составляют до 0,7 м. Спрямленные балочные долины спускаются с обеих сторон поднятия, на котором находится вулкан, и характеризуются узкими, глубоко врезанными руслами. На пересечениях этих долин с кольцевыми сбросами в днищах первых появляются крутые уступы (местные базисы эрозии) высотой до 2 м. Кроме того, к этим местам приурочены многочисленные мелкие активные оползни-потоки. Подобные оползни широко развиты и на юго-западных склонах балочных долин. На основании приведенных геоморфологических наблюдений можно сделать вывод о существенном вкладе активных



разрывов в образовании современной структуры Гладковского грязевого вулкана. Очевидно, что смещения по разрывам происходят в тесной взаимосвязи с диапиризмом и грязевулканическим процессом. Причем присутствие выраженных в современном рельефе концентрических сбросов, свидетельствует об активности диапиризма во время формирования современного облика рельефа.

Грязевой вулкан Карabetовский

Грязевой вулкан Карabetовский - один из самых активных вулканов Таманского полуострова. Вулкан приурочен к восточному периклинальному замыканию одноименной антиклинальной гряды. Основное ядро этой антиклинали сложено породами чокракского и караганского ярусов. В двух местах сводовая часть антиклинали прорвана интенсивно дислоцированными глинами майкопского возраста. Облекающие ядро складки слои чокракского и караганского ярусов падают под углами до 60-70°. Что же касается пород сармата, то на крыльях они быстро выполаживаются. Таким образом, и здесь антиклиналь имеет ярко выраженную диапировую структуру [Федоров, 1934].

Вулкан представляет собой небольшое плато с системой отдельных сопок и озер. Вокруг каждого из озер наблюдаются кольцеобразные валы сопочной брекчии. Самой крупной и активной является крайняя северо-восточная сопка. Грязевулканическая деятельность Карабетовского вулкана характеризуется значительной интенсивностью извержений, нередко взрывного характера. Сильные извержения грязевого вулкана зафиксированы в 1818, 1835, 1856, 1862, 1882, 1908, 1952, 1982 гг. [Белоусов, Яроцкий, 1936; Шнюков и др, 1986]. Мощное, взрывное извержение крайней северо-восточной сопки вулкана произошло 6 мая 2001 г. Последствия извержения были обследованы летом 2003 г. По рассказам местных жителей извержение 2001 года сопровождалось сильным гулом, выбросами пламени и столбов дыма и пыли. По кратеру были разбросаны крупные куски глины. При этом многие куски были обожжены до кирпично-красного шлака.

В процессе извержения произошло образование сложно построенной системы трещин. Основными элементами этой системы являются концентрические сдвиго-сбросы (рис. 4.37) и эшелонированные ряды продольных трещин (рис. 4.38). Главный эшелонированный ряд имеет северо-восточную ориентировку, совпадающую с ориентировкой локальной брахиантиклинали. Отдельные трещины, образующие эту систему, открыты на 0,3-0,5 м, и образуют левосдвиговый эшелон. Эти трещины распространяются в обе стороны от кратера на расстояние около 300 м. По концентрическим сбросам произошло поднятие центральной части вулкана с амплитудой до 0,5 м и проворот жерла вулкана против часовой стрелки. При этом концентрические сдвиго-сбросы оказались не замкнутыми, а обрезанными с юго-востока упомянутой эшелонированной системой трещин. Амплитуда левого сдвига по этой системе, измерена по смещению микроформ рельефа, и составила 0,2-0,3 м. На местности прослеживается связь сдвиговых трещин с линейными ложбинами прослеживаемыми вдоль всего грязевулканического поля, которые, очевидно являются следами прежних катаклизмов. При прошлых извержениях, разрывообразование

очевидно, сопровождалось смещениями с той же кинематикой, что и в 2001 году.



Рис. 4.37. Концентрический сдвиго-сбросовый разрыв, образовавшийся при извержении Карабетовского грязевого вулкана в 2001 г..

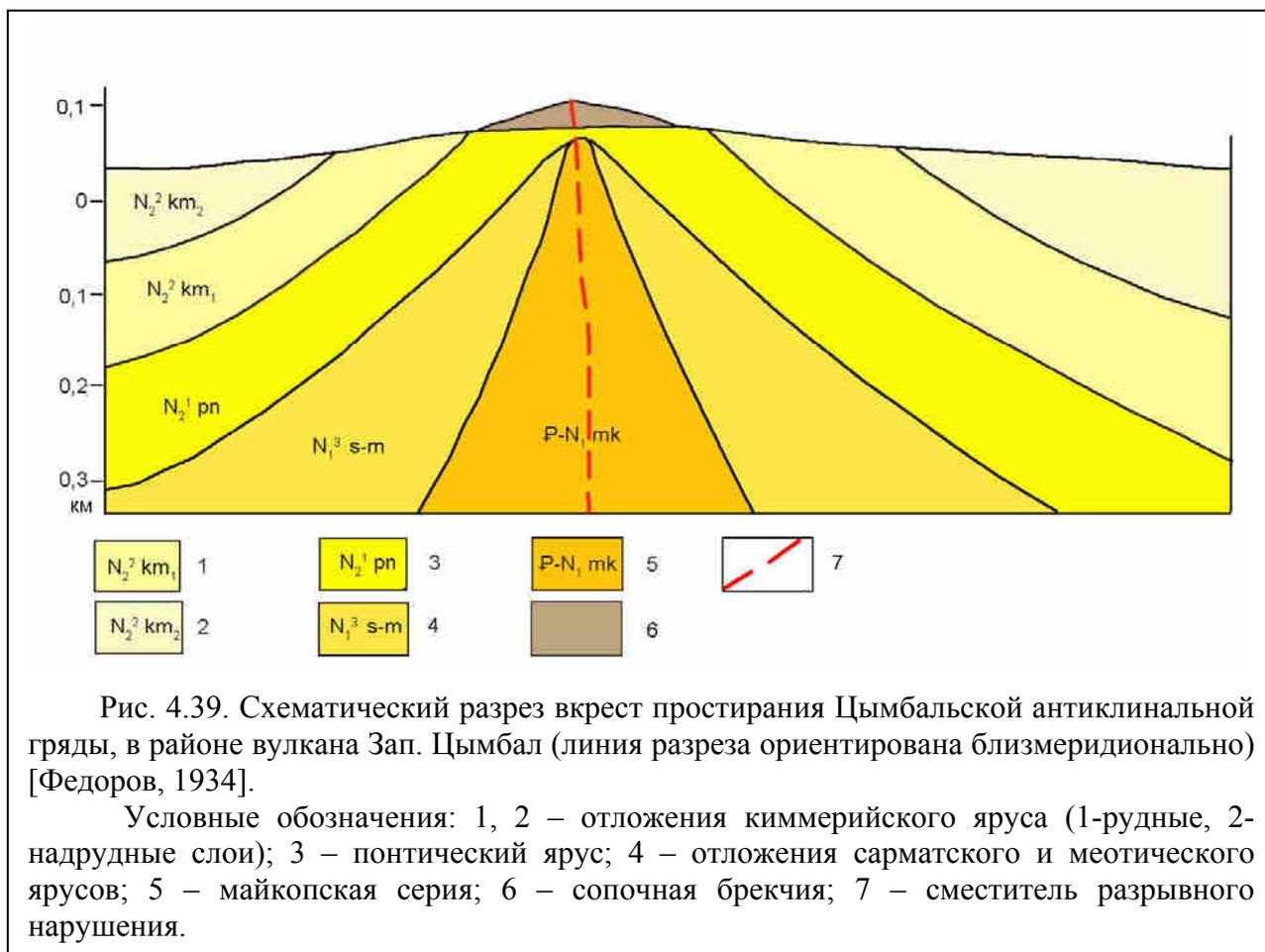


Рис. 4.38. Продольные сдвиговые трещины, образовавшиеся при извержении Карабетовского грязевого вулкана в 2001 г.

За последние 200 лет сильные извержения Карabetовского вулкана повторялись 9 раз (см. выше). Предположив, что амплитуда сдвиговых смещений по продольному разрыву, была аналогична амплитуде смещения в 2001 г., можно подсчитать среднюю скорость смещений, которая составит 9-13,5 мм/год.

Грязевой вулкан Западный Цымбал

Грязевой вулкан Западный Цымбал представляет собой пологое куполообразное поднятие, и вместе с похожим на него внешне, но практически не активным вулканом Восточный Цымбал, образует Цымбальскую гряду в средней части Таманского полуострова. В геологической структуре гряды представлена антиклинальной складкой, сложенной на поверхности слоями киммерийского и понтического ярусов. В пределах антиклинальной гряды эти отложения в нескольких местах прорываются протрузиями майкопских глин. В окрестностях вулкана



Западный Цымбал, самого активного в пределах гряды, майкопские осадки

на поверхность не выходят. На разрезе (рис. 4.39) виден классический пример диапирового ядра протыкания, расположенного под грязевым вулканом. Само ядро нарушено осевым разрывом, секущим все вышележащие слои, вплоть до сопочной брекчии вулкана.

Грязевулканическая деятельность вулкана Западный Цымбал также носит взрывной характер. Извержения взрывного типа с излиянием сопочной брекчии и растрескиванием поверхности происходили в первой половине XIX века и в 1977 г [Шнюков и др, 1986]. Последнее извержение произошло в феврале 2003 г, а его последствия обследованы летом 2003 г. По рассказам очевидцев, извержение сопровождалось выбросами пламени и черного дыма. После этого из кратера выполз язык сопочной брекчии длиной около 400 м.

Во время извержения на вершине вулкана образовалась кальдера проседания, образованная концентрическими сбросами, с суммарной амплитудой около 10 м. Кольцевые сбросы, в свою очередь, были разорваны секущим разрывом с амплитудой левого сдвига 0,7 м (рис. 4.40). Секущий

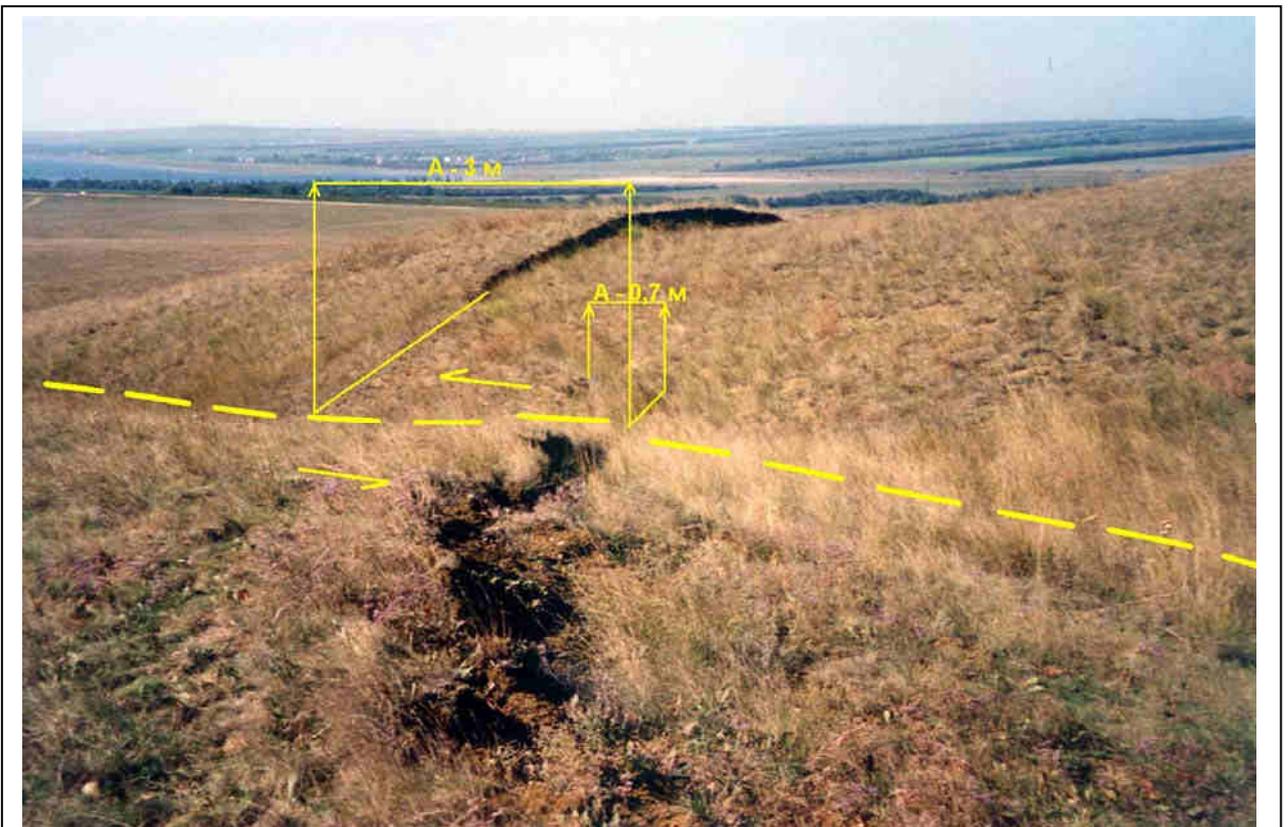


Рис. 4.40. Смещение кольцевого сброса продольным сдвиговым разрывом, грязевой вулкан Зап. Цымбал.

разрыв приурочен к днищу ложбины восток-северо-восточного простирания. Суммарное смещение концентрических сбросов по этому разрыву составляет 3 м и очевидно, является результатом предыдущих извержений. Интересно, что сдвиг в свежей пластичной сопочной брекчии трансформировался в эшелонированную систему коротких (до 0.8 м), открытых трещин, образующих левосдвиговый эшелон (рис. 4.41). Система трещин в плане образует кольцо, ограничивающее центр излияния сопочной брекчии при извержении 2003 г. Т.е. движения по продольному разрыву происходили во время или, что более вероятно, после извержения, при этом произошел поворот центра излияния брекчии против часовой стрелки. Секущий разрыв выражен в виде линемеанта на космоснимке, и совпадает с осью Цымбальской антиклинали. При этом, он прослеживается только в пределах грязевулканических построек двойного вулкана Западного и Восточного Цымбалов.

За последние 200 лет сильные извержения вулкана Зап. Цымбал, происходили 4 раза (см. выше). Предположив, что амплитуда сдвиговых смещений по продольному разрыву, была аналогична амплитуде смещения в



Рис. 4.41. Фрагмент концентрической системы трещин, ограничивающей центр излияния сопочной брекчии, грязевой вулкан Зап. Цымбал.

2003 г., можно подсчитать среднюю скорость смещений, которая составит 14 мм/год. Полученная цифра близка к оценке скорости сдвиговых смещений в пределах Карabetовского грязевого вулкана.

Таким образом, многие грязевые вулканы обнаруживают структурную приуроченность к осям локальных диапировых складок, точнее - к секущим их оси разрывам. Эти разрывы характеризуются наличием существенной сдвиговой компоненты. Кроме того, вулканические конусы (или сопки), сложенные сопочной брекчией, нарушены системой концентрических сбросов. И те, и другие разрывы показывают относительно высокую степень современной активности, что выражается в смещении молодых форм рельефа. Характерно, что извержения вулканов Карabetовский и Западный Цымбал, сопровождались обновлением продольных и концентрических разрывов, проявленных в современном рельефе. Очевидно, что, образование эшелонированных систем дислокаций, имевших левосдвиговую кинематику на обоих вулканах, отражает, прежде всего, современную тектоническую деформацию этого района.

Характерно, что многие вулканы Таманского полуострова характеризуются периодическим взрывным типом грязевулканической деятельности, сопровождающейся обновлением продольных и концентрических разрывов. В то же время, деятельность немногочисленных грязевых вулканов периклинального замыкания Северо-Западного Кавказа протекает гораздо спокойнее, нарушаясь редкими извержениями вулкана Шуго. Сведения об извержениях других вулканов в этом районе, в т.ч. Гладковского, и вовсе отсутствуют. При этом район относительно высоко сейсмически активен, чего нельзя сказать о Таманском полуострове (рис. 2.3). Таким образом, можно согласиться с выводом Б.М. Панахи [1998] о том, что грязевые вулканы распространены преимущественно в областях, где верхние горизонты земной коры образованы некомпетентными, пластическими толщами, и отсутствует возможность длительного накопления больших напряжений, а тектоническая активность выражается в

быстрых геологических движениях (складкообразовании, сдвиговых и надвиговых деформациях). Эти активные тектонические процессы, наряду с пластичными свойствами толщ осадочных пород в верхней части земной коры и самим грязевым вулканизмом, обеспечивают быструю разрядку накапливающихся напряжений. Полученные высокие оценки скоростей сдвиговых движений (9-14 мм/год) при извержениях грязевых вулканов Карабетовский и Зап. Цымбал за последние 200 лет, подтверждают это мнение. Однако эти смещения происходили локально, в пределах грязевулканических построек, суммарные скорости горизонтальных движений в пределах антиклинальных гряд, вероятно, существенно ниже. В то же время эти подвижки нельзя отнести в разряд сейсмических, т.к. по макросейсмическим данным, выделяемая при извержениях вулканов энергия несопоставима с энергией даже средних по силе землетрясений. Если так, то описанные подвижки представляют собой кратковременные импульсные эпизоды квазипластического течения вещества (крипа ?), сопровождающего складкообразование на Таманском п-ве.

Зная скорости образования эрозионных форм рельефа, смещаемых активными разрывами в пределах грязевулканических построек, можно приблизительно оценить параметры этих смещений в пределах краевой части Северо-Западного Кавказа. Средняя скорость врезания русла зрелых временных водотоков, полученная для Северо-Западного Кавказа на основе стационарных наблюдений составляет 0,4-0,5 мм/год [Хмелева и др., 2000]. Скорости определены для водотоков 2-го и 3-го порядков, с чередованием участков русла с развитыми и неразвитыми аллювиальными формами, имеющих уклоны не более 15° , что соответствует морфологии водотоков, изученных в окрестностях грязевых вулканов. Цифры, полученные всего лишь за тридцатилетний период наблюдений, близки к значениям скорости эрозионного вреза, измеренной за плейстоценовый этап для этой части Северо-Западного Кавказа С.А. Несмеяновым: 0,25-0,3 мм/год [1992].

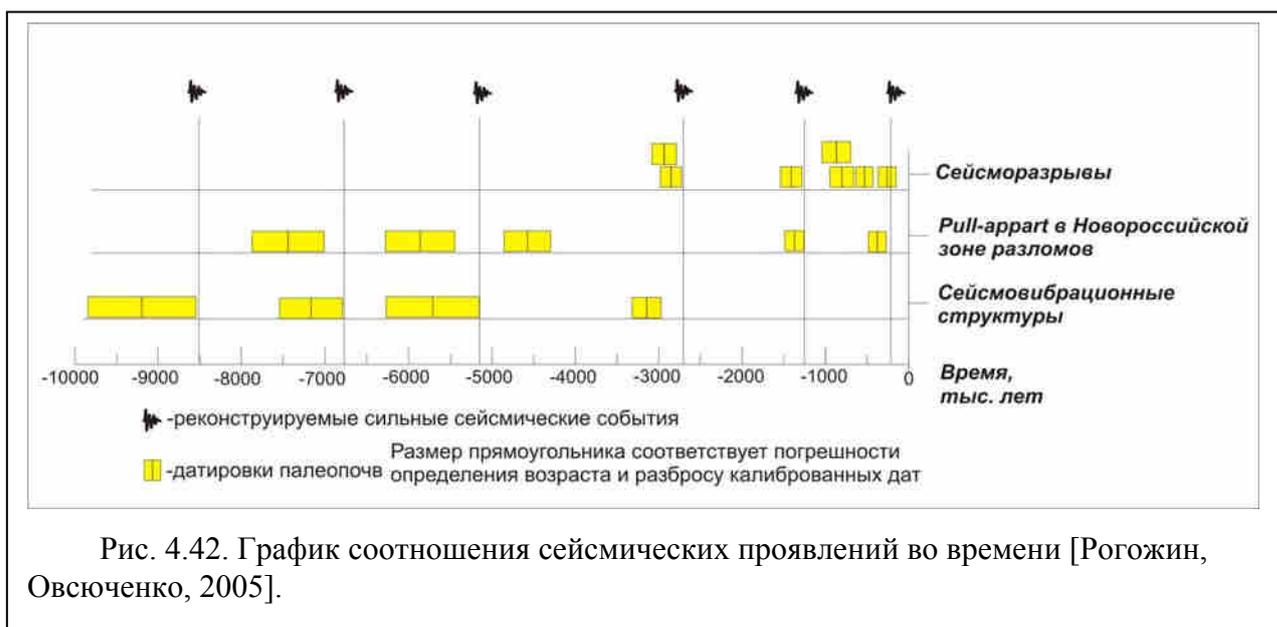
Используя данные об интенсивности эрозионного вреза на основе

стационарных наблюдений, можно ориентировочно оценить время формирования и скорости смещения эрозионных форм в окрестностях грязевых вулканов Шуго и Гладковский. В пределах вулкана Шуго кольцевой вал сдвинут в горизонтальной плоскости на 37-40 м. Имеются основания предположить, что смещения произошли за время формирования долины, приуроченной к активному разлому. Глубина общего эрозионного вреза долины составляет примерно 20 м. При длительности формирования долины 8-10 тыс. лет, скорость горизонтальных смещений составит 3,7-5 мм/год. Вертикальные смещения, очевидно, отражены в асимметрии долины (рис. 4.34), при этом бровка юго-восточного борта долины выше на 7-8 м. Подсчитанная тем же образом скорость вертикальных смещений составляет 0,7-1 мм/год. В окрестностях Гладковского грязевого вулкана отмечены как горизонтальные, так и вертикальные смещения русел временных водотоков. Можно предположить, что смещения происходили непосредственно во время формирования современного облика наблюдаемых эрозионных форм рельефа. Средняя величина руслового вреза этих водотоков составляет 1-1,5 м. Исходя из тех же, изложенных выше предпосылок, время развития вреза такой глубины оценивается в пределах 400-750 лет. При амплитуде наблюдаемых горизонтальных смещений 3-3,5 м, скорость смещений составит 4-8,7 мм/год. Скорость вертикальных движений при высоте уступов висячих русел до 0,7 м, оценивается в пределах 0,93-1,75 мм/год.

Таким образом, скорости горизонтальных смещений изменяются в пределах 3,7-8,7 мм/год, и оказываются существенно выше скоростей вертикальных движений, измеряемых в пределах 0,7-1,75 мм/год. Полученные оценки вертикальных движений оказываются несколько выше оценок вертикальных движений в разломных зонах предгорной части Крымск-Новороссийского участка Северо-Западного Кавказа (см. раздел 4.1), где они составляют 0,2-0,5 мм/год. Это обстоятельство, возможно, отражает более высокую сейсмическую активность периклинального замыкания Северо-Западного Кавказа.

4.4. Палеосейсмогеологическая интерпретация полученных результатов

Собранный палеосейсмогеологический материал позволяет сделать вывод, что обнаруженные нарушения рельефа и рыхлого четвертичного покрова возникали неоднократно в короткие интервалы времени, иногда практически синхронно, в разных частях данной горной зоны в процессе её развития в голоцене. Эти интервалы разделены промежутками времени, в течение которых, по полученным данным, формирования таких структур не происходило. По-видимому, короткие периоды формирования нарушений разреза молодых отложений и рельефа довольно уверенно можно отождествлять с моментами сильных землетрясений [Рогожин, Овсяченко, 2005] (рис. 4.42).



Наиболее полно сейсмическая история региона зафиксирована в приповерхностном разрезе гравитационно-сеймотектонической (сейсмовибрационной) структуры в зоне Берегового разлома (рис. 4.31). Здесь периодам сейсмической активизации соответствует накопление делювиально-коллювиального материала, а стадии покоя отражены в накоплении почвенных горизонтов. Первое сейсмическое событие произошло здесь в период примерно между 10 и 8,5 тысячами лет тому назад, второе – между 8 и 6,5 тысячами лет, третье – между 6,5 и 5 тысячами лет и,

наконец, последнее – между 3,5 тысячами лет и 100-170 (возраст современной почвы, ИГАН-2418) или 250 (возраст леса) годами тому назад. Вероятно и ранее этих четырех сейсмических событий, в позднем плейстоцене или начале голоцена имел место еще один, наиболее древний, из запечатленных в разрезе микрограбена сильный толчок. Сотрясения грабенообразной структуры при этом ударе вызвало формирование небольшого коллювиального клина в опущенном, северо-восточном крыле погребенного, древнего уступа в центральной части грабена, в подошве самого древнего горизонта палеопочвы.

Согласно этим результатам, землетрясение в зоне Кузнецовского разлома, произошедшее до времени накопления делювиального шлейфа и сопровождавшееся взбросовым смещением с образованием ярко выраженного коллювиального клина (рис. 4.27), может быть связано с событием, произошедшим в период между 5 и 6,5 тысячами лет тому назад. Вероятнее всего это сейсмическое событие и вызвало одно из смещений в микрограбене под влиянием сильных сотрясений в ближней зоне. Сейсмический толчок, зафиксированный около 3-2,5 тыс. лет назад, в зоне Бабичевского разлома (рис. 4.9) увязывается с событием, спровоцировавшим смещение в микрограбене и погребение палеопочвы с радиоуглеродным возрастом 2980 ± 90 лет. Следующее сейсмическое событие реконструируется в интервале от 2973 до 450 ± 100 л.н., и связано с очередным вспарыванием зоны Бабичевского разлома. Вполне вероятно, что оно произошло 1,5-1 тыс. лет назад.

Последнее сильное сейсмическое событие можно ассоциировать с возникновением сейсмогенных подвижек, имевших место в недалеком прошлом по Малобжидскому (раздел 4.2), Верхнехазаровскому (рис. 4.28) и Маркотхскому (рис. 4.31) новейшим разломам Семигорской зоны. Нарушенные палеопочвы имеют радиоуглеродный возраст соответственно 990 ± 100 лет (ИГАН 2126) для первой разломной зоны, 520 ± 80 лет (ИГАН-2118) - для второй и 260 ± 80 лет (ИГАН-2791) – для третьей. Такая

масштабная активизация коррелируется с сильным землетрясением 1799 года, сопровождавшимся «сотрясением по всей Кубанской области, одновременно со взрывом нового грязевулканического острова в Азовском море напротив Темрюка» [Новый каталог, 1977]. Магнитуда этого сейсмического события была не менее 6, интенсивность - от 7 до 9 баллов. Вполне вероятно, что второе из зафиксированных в траншее, сеймотектоническое смещение в зоне Кузнецовского взброса связано с событием 16 сентября 1799 г. Если это так, то Кузнецовский разлом и являлся выходом очага этого землетрясения на поверхность.

Датировки различных по содержанию органического и терригенного материала, слоев болотной палеопочвы в структуре pull-apart, Новороссийской зоны разломов (рис. 4.17), увязываются с восстановленными этапами сейсмической активизации. Вполне вероятно, что образование таких слоев происходило в связи с активизацией смещений на протяжении этих этапов. Временные отрезки увеличения размаха смещений укладываются в интервалы сейсмической активизации, произошедшие около 8-6,5, 6,5- 5, 5-4 1,5-1 и 0,2-0,6 тыс. лет назад.

Таким образом, по результатам проведенных палеосейсмогеологических исследований реконструированы 6 сильных сейсмических событий, произошедших в течение голоцена. Им соответствуют временные рубежи около 10000-8500, 8000-6500, 6500-5000, 3000-2500, 1500-1000 и 200 (1799 г.) лет назад. Период повторяемости составляет примерно 1000-1500 лет. В полученную периодичность событий не вписывается лишь «пробел» в районе 5000-3000 лет. Используя статистические соотношения магнитуды землетрясений с размерами зон распространения одновозрастных сейсмодислокаций, амплитудами импульсных, сеймотектонических смещений, и их кинематикой [Wells, Coppersmith, 1994], можно восстановить магнитуды 4-ех последних древних землетрясений. Событие, произошедшее в интервале 6500-5000 лет назад, вероятно, сопровождалось образованием взбросового разрыва с амплитудой

порядка 60-70 см, в зоне Кузнецовского разлома. Событие могло иметь магнитуду примерно 6,5-6,6. Событие, произошедшее в интервале 3000-2500 лет назад, вероятно, сопровождалось образованием сброса с амплитудой порядка 0,5-0,7 м, в зоне Бабичевского разлома. Магнитуда – 6,5-6,7. Событие, произошедшее в интервале 1500-1000 лет назад, вероятно, также сопровождалось образованием сбросового разрыва с амплитудой порядка 0,4-0,5 м, в зоне Бабичевского разлома. Магнитуда – 6,5. Последнее событие, увязываемое во времени с землетрясением 16 сентября 1799 г., вполне вероятно сопровождалось взбросового разрыва с амплитудой порядка 50 см, в зоне Кузнецовского разлома. Магнитуда – примерно 6,5. Реконструируемые события в целом соответствуют размерам плейстоценовой области землетрясений с магнитудой 6,5-6,7 и коровым положением очага. Весьма интересно, что оценки магнитуд соответствуют прогнозным M_{\max} , полученным ранее с применением внерегионального сейсмотектонического метода (6,5-6,8) [Рогожин, Рейснер, Иогансон, 2001].

В процессе широкого применения тренчинга первичные сейсморазрывы зафиксированы лишь в зонах крупных разломов, имеющих региональное, структурообразующее значение. Для остальной, доминирующей массы активных разломов характерно наличие признаков молодой активности (нарушение и приразломные изменения четвертичных отложений, современной почвы и деформации молодых форм рельефа и т.п.), однако следы значительных одноактных смещений отсутствуют. Очевидно, что такие разломы являются второстепенными и вовлекаются в сейсмический процесс в качестве резонансных структур, ответвлений от основного очага или очагов слабых землетрясений (афтершоков сильного события или самостоятельных толчков). Кроме того, смещения по этим разломам реализуют разрядку тектонических напряжений и в виде медленных движений (крипа), так как с ними не всегда связаны эпицентры землетрясений.

Глава 5. Распределение по площади и оценка соотношения различных форм тектонических движений Северо-Западного Кавказа

В определении реального вклада сеймотектонической деформации в общий процесс тектогенеза имеются существенные затруднения. Прежде всего, это отсутствие информации о всех землетрясениях за период времени, позволяющий выявить сейсмический режим той или иной территории. Подобные сведения можно получить, используя палеосейсмогеологический метод, но лишь для катастрофических землетрясений, или для периодов общей сейсмической активизации региона. Вклад слабых и средних событий за этот период, в любом случае, останется в тени. Но и с начала инструментальной регистрации сейсмических толчков все же отсутствуют определения доминирующего механизма очага и тектонической позиции всех событий, необходимых для оценки величины и характера сеймотектонической деформации. Для Северо-Западного Кавказа, в силу слабой сейсмологической изученности, эти затруднения особенно актуальны. Количественный палеосейсмогеологический материал, полученный для этого региона также неполон. Поэтому, используя неизбежные для научного подхода определенные условности, можно лишь попытаться приблизительно оценить соотношение роли медленной и импульсной составляющих в горообразовательном процессе этого региона.

Независимо от геотектонических концепций и масштаба описания, полные тектонические деформации включают следующие основные компоненты: 1) непрерывные (связные) деформации - вязкие, пластические и т.п.; 2) разрывные деформации. В свою очередь, последние разделяются на а) быстрые, "шумные" сейсмические движения и б) более медленные, "тихие" деформации – крип [Ризниченко, 1965; Вгуне, 1968]. С тектонофизической точки зрения также выделяются хрупкий (разрушение без заметных необратимых деформаций) и вязкий (разрушение, сопровождающееся значительными неупругими деформациями) типы разрушений [Гзовский, 1980].

Эти типы разрушения в горных породах часто переплетаются, в зависимости от масштабов рассматриваемых объектов, или постепенно переходят от преобладания одного типа к другому при изменении режима деформирования или глубины протекания процессов в земной коре, в итоге объединяясь в общий процесс квазипластического тектонического течения вещества [Костров, 1975]. Квазипластическое течение происходит неравномерно. Как показали эксперименты [Brace, Byerlee, 1966], скольжение двух поверхностей блоков пород по отношению друг к другу происходит скачкообразно. Скачкообразное неравномерное скольжение может продолжаться достаточно долго, пока поддерживается напряжение и имеются возможности разрядки. Особенности перемещений в разных зонах определяются скоростью накопления напряжений и физическими свойствами нагружаемых горных пород. Такое скольжение рассматривается как возможный источник коровых землетрясений [Ellsworth et al, 1999 и др.]. Эти представления использованы в прикладных целях в качестве вероятностного критерия при прогнозе землетрясений в Калифорнии [Earthquake Probabilities..., 2003]. Еще одним важным следствием из лабораторных опытов по разрушению образцов горных пород и модельных материалов является вывод о том, что энергия «шумных» разрывов сейсмического типа составляет лишь малую долю, порядка нескольких процентов, от общей энергии деформации [Виноградов, 1989; Соболев, Пономарев, 2003]. Таким образом, автором под различными компонентами деформации понимаются непрерывные ассоциируемые со складчатой составляющей, медленные разрывные (крип) и импульсные разрывные (сейсмические).

Другой стороной проблемы является неопределенность с точным физическим смыслом понятия «крип». Многолетние детальные крипометрические наблюдения в Калифорнии позволили выделить несколько основных режимов крипа, зафиксированного приборами по остаточным смещениям [Wesson, 1988; Vilham et al, 2004]. При этом, американскими учеными предполагается, что крип является приповерхностным процессом, а

его интенсивность определяется глубиной проникновения медленных смещений, и величиной тектонических напряжений, приложенных к разлому. Так, в зоне разлома Хейвард медленные смещения происходят до расчетной глубины порядка 5 км, ниже напряжения реализуются сеймотектоническими подвижками [Savage, Lisowski, 1993]. Равномерный крип, остающийся постоянным в течение долгого времени, характерен для некоторых условно «асейсмичных» разломов (точнее, сегментов зоны разлома Сан-Андреас). Неравномерный криповый режим характеризуется периодическим ускорением смещений в течение нескольких часов или дней. Ускорения смещений накладываются на равномерные, фоновые смещения и обычно сопровождают или следуют за сейсмическими толчками в более глубоких частях разломных зон. Другим, довольно распространенным режимом медленных смещений, является крип, следующий за землетрясениями. Однако эти движения, как правило, сопровождаются афтершоками и выделить именно криповую компоненту в суммарном смещении затруднительно. Триггерный крип инициирован сейсмическими волнами, возбужденными близкими сильными землетрясениями. Крип, предвещающий сильные сейсмические толчки, установлен, к примеру, по деформации водопроводных труб за семь часов до землетрясения в Паркфилде в 1966 г. [Smith, Wyss, 1968]. Однако, этот режим смещений до сих пор остается совершенно неизученным.

Многолетние наблюдения с помощью измерительного комплекса «Сдвиг», позволяющие следить за вариациями движений во внутренних зонах разломов, начатые в 1995 г. на полигоне в пос. Листвянка, а позднее и в других зонах разломов Прибайкалья, Алтая, Сибирской платформы, Саян и Монголии, позволяют осветить следующие закономерности медленных смещений [Ружич и др., 1999; Псахье и др., 2001]:

1. В локальных разрывных нарушениях, составляющих изученные зоны разломов, происходят постоянные и непрерывные микросмещения, имеющие колебательно-волновой характер и инициированные приливными, метеогенными, сейсмогенными и другими энергетическими источниками

планетарного и, возможно, внеземного происхождения. На фоне этих микросмещений фиксируются отдельные импульсы быстрых микросмещений с амплитудами в десятки мкм.

2. Тектонический крип в смещениях по разлому на дневной поверхности обычно проявляется в виде многолетнего тренда, когда происходит накопление амплитуд смещений в одном направлении. Скорость такого тренда смещений, выявленная на полигоне в пос. Листвянка, где датчики были установлены в локальных разрывах зон Ангарского и Приморского разломов, а также при исследованиях в районе Могодской и Гоби-Алтайской сейсмодислокаций, составляет порядка 0,1-2 мм/год. Поскольку в целом локальных разрывных нарушений подобного иерархического ранга в зоне крупного разлома примерно на два порядка больше, то суммированные скорости смещений в зонах изученных сейсмоактивных разломов укладываются в диапазон 1-10 мм/год.

Результаты этих наблюдений свидетельствуют в пользу дискретной природы криповых смещений, происходящих за счет многочисленных возвратно-поступательных микросмещений. Характерной выявленной особенностью откликов разломов на внешние динамические волновые воздействия является их двухфазность. Первая фаза отклика обусловлена прохождением фронта упругих колебаний и обычно малозаметна. Малоизученной является вторая фаза отклика, которая фиксируется после момента воздействия с запаздыванием на минуты, десятки минут и часы, в зависимости от энергии этого воздействия. В физическом смысле, проявление второй фазы, которую можно назвать релаксационной, регистрируется в виде продолжительных (десятки минут, часы и даже сутки) сравнительно плавных и быстрых микросмещений, значительных по амплитуде и иногда с заметными остаточными деформациями. Скорее всего, вторая фаза обусловлена проявлением неупругих вязко-пластических свойств геологической среды, насыщенной разрывными нарушениями, зоны которых обычно заполнены полуразрушенными пластифицированными и обводненными горными породами [Псахье и др., 2001].

Продолжая анализ результатов, полученных применительно к хорошо изученной Байкальской рифтовой зоне, можно коснуться вопроса о вкладе землетрясений различного класса в тектонический процесс. Анализ каталога землетрясений Байкальской рифтовой зоны с $K \geq 8$, за период 1970-1992, показал что, большая часть существующих напряжений здесь сбрасывается в основном за счет слабых землетрясений [Ружич, 1997]. При этом каждому землетрясению определенного энергетического класса придавалась длина косейсмического разрыва в очаге, согласно соотношениям, предложенным Ю.В. Ризниченко [1976]. Средняя сумма длин зарегистрированных за 1 год сейсмогенных разрывов составила около 760 км. Землетрясения с $K=8,0-8,9$ дали вклад в рост нарушенности земной коры до 50 % и выше, тогда как вклад редких сильных землетрясений ($K=15-17$) не превышает первых процентов.

Итак, можно предположить, что собственно тектонический, не индуцированный крип, является результатом сейсмических толчков с $K=9$ и меньше. В этом отношении интересно рассмотреть результаты, полученные при эксперименте, проведенном с целью исследования возможности извлечения геотермальной энергии в Рейнском грабене [Cornet et al, 1997]. Работы сопровождались внедрением больших объемов воды в скважины и мониторингом отклика геологической среды высокоточной сейсмической сетью и методами скважинной геофизики. После внедрения воды, было зарегистрировано около 20000 толчков с максимальной магнитудой ~ 2 , причем для самых сильных из них были определены механизм очага и сейсмический момент. В одной из скважин, пробуренной в зоне разлома, на глубине более 1500 м, были зафиксированы два разрывных смещения ствола скважины с амплитудой 4 см, что гораздо больше смещения, рассчитанного по сейсмическим моментам близлежащих сейсмических толчков. В результате сделан вывод, что большая часть смещений имела асейсмическую природу. Смещения были индуцированы уменьшением сопротивления среды внедренной водой, однако сам, точно установленный факт тектонической подвижки без излучения сейсмической энергии (соответственно, со скоростью

распространения разрыва меньшей, чем при землетрясении), может свидетельствовать и об общих закономерностях медленных смещений.

Таким образом, медленные геологические смещения по разломам (крип) являются результатом слабых землетрясений, произошедших в зонах этих разломов, многочисленных разно скоростных возвратно-поступательных микросмещений, инициированных самыми разными источниками, и неупругих вязко-пластических деформаций внутри разломных зон. С точки зрения места в тектоническом процессе, согласно данным лабораторных и инструментальных исследований [Wesson, 1988; Gratier et al, 1999], крип ассоциируется с релаксацией напряжений в длительном интервале времени между моментами импульсного снятия накопленной тектонической нагрузки. С другой стороны, напряжения могут нарастать в результате криповых смещений.

Таковы теоретические предпосылки для оценки роли сейсмотектонической и криповой составляющих в тектоническом процессе.

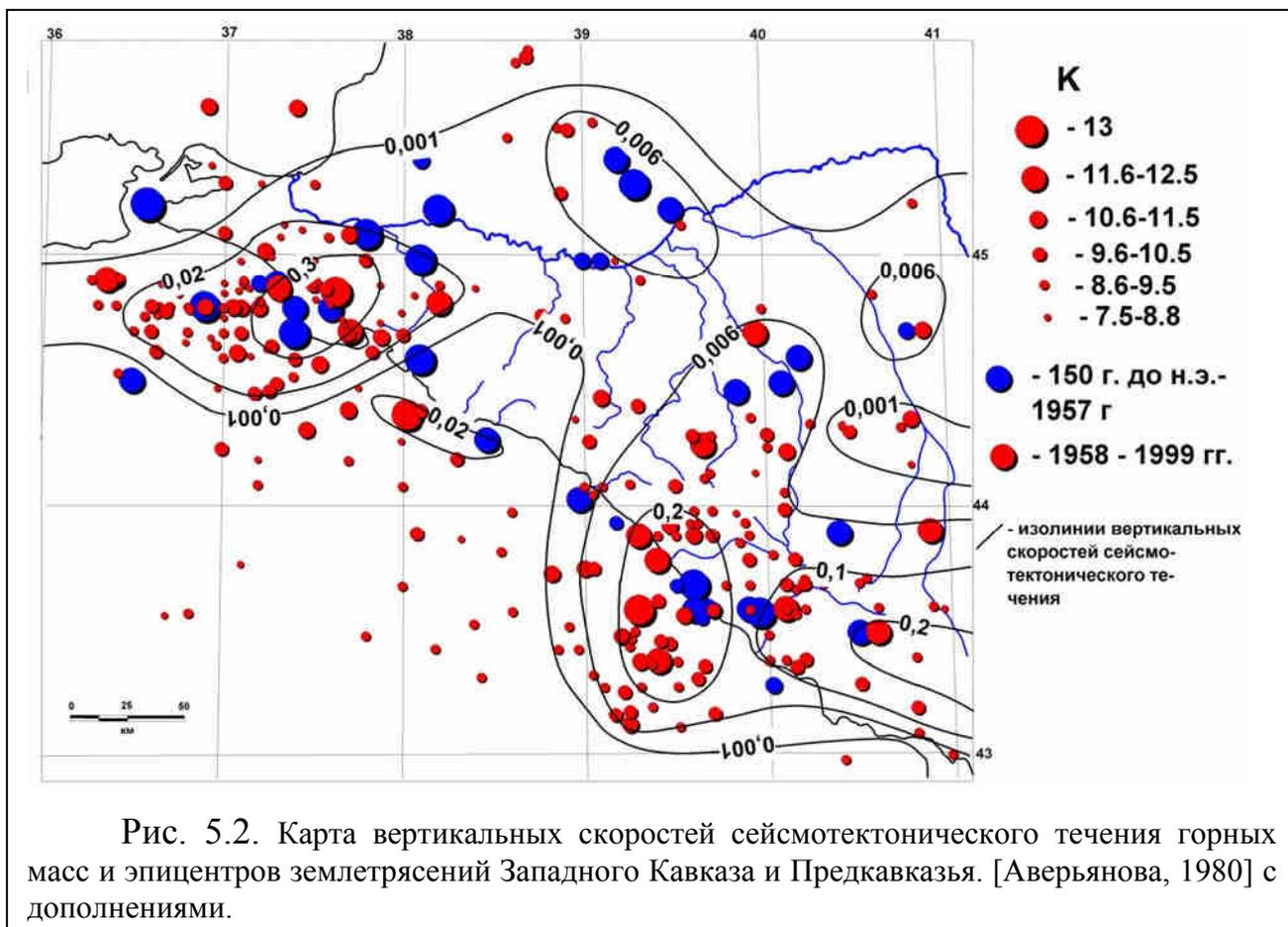
В прикладных целях, метод количественной оценки суммарного сейсмического вклада разработан Ю.В. Ризниченко [1965]. Метод основан на пространственных статистических осреднениях дислокационных моментов землетрясений с имеющимися решениями механизма очага. Результаты расчета скоростей вертикальных сейсмотектонических движений для Кавказа представлены на рис. 5.1 [Ризниченко, Джибладзе, 1976]. Кроме изолиний сейсмотектонических скоростей (непрерывные линии), здесь для сравнения показаны изолинии скоростей (прерывистые линии) вертикальных современных движений, по данным повторных нивелирований и геоморфологии [Карта..., 1973]. Общая конфигурация обеих систем изолиний, в основных чертах одинакова, хотя в деталях имеются различия. Область Главного Кавказского хребта характеризуется положительными значениями - здесь, и по тем и по другим данным, горы продолжают подниматься. В зоне перехода к Прикаспийской депрессии, в частности в районе г. Махачкалы, а также в Куринской впадине юго-западнее г. Баку, появляются отрицательные значения - здесь продолжается углубление впадин. Сравнение полученных

численных значений скоростей поднятий, обязанных сейсмическому течению, со скоростями современных вертикальных движений, полученных на тот момент по данным геодезии и геоморфологии, привело к заключению, что в наблюдаемом росте Кавказских гор и образовании окружающих впадин роль совокупности землетрясений невелика – не более одного процента [Ризниченко, Джибладзе, 1976].



Исследования, начатые Ю.В. Ризниченко, были продолжены и распространены на другие регионы, включая и интересующий нас Северо-Западный Кавказ, который на рис. 5.1. представлен лишь частично (рис. 5.2) [Аверьянова, 1980]. Скорость сеймотектонического течения горных масс выявлена при относительно грубом осреднении таких параметров очага, как его размеры и сейсмический момент. Карта сеймотектонического течения (рис.

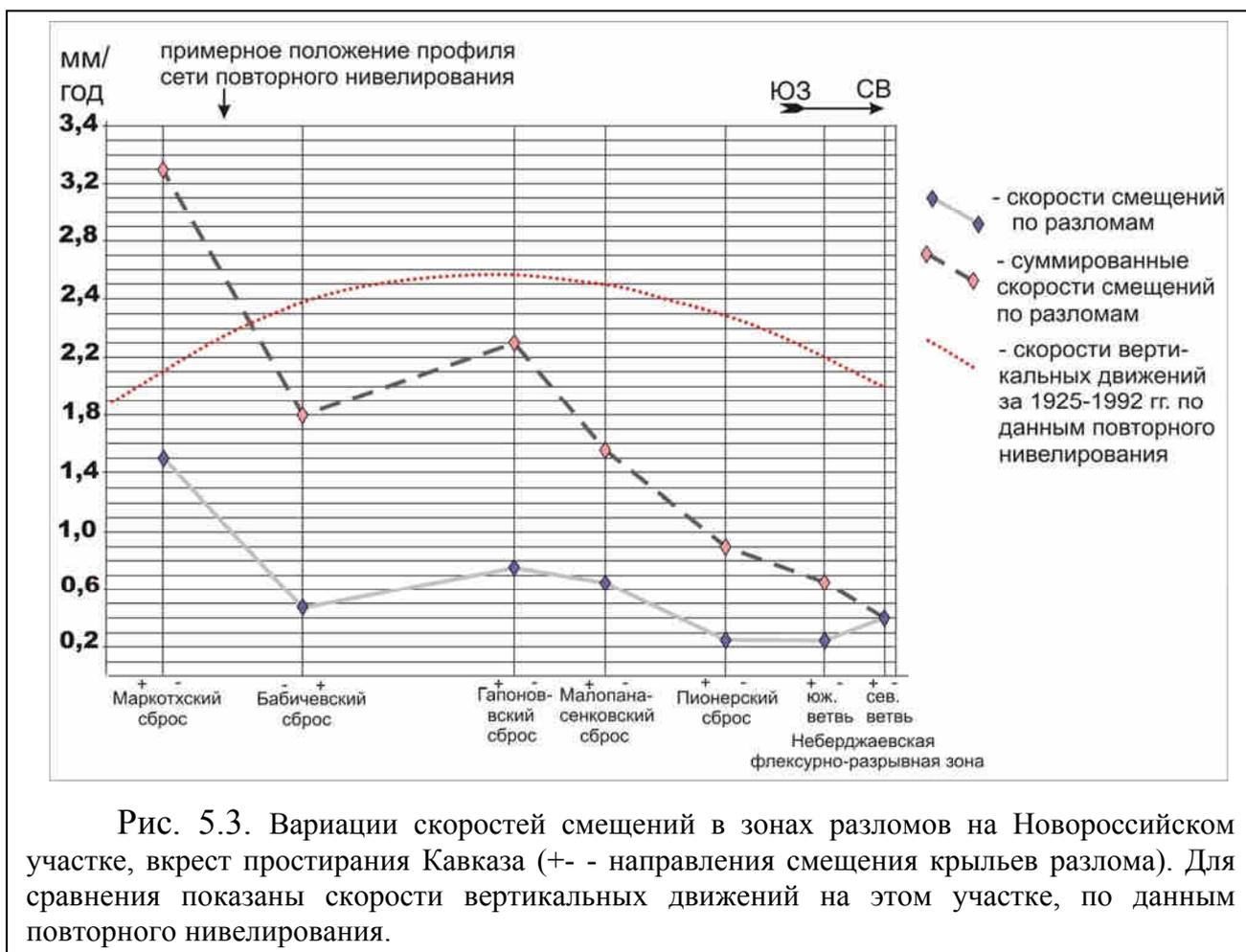
5.2) построена с использованием данных о сейсмичности до первой половины 1970-х гг. С тех пор общий характер распределения регистрируемой сейсмичности существенно не изменился. Исключение составляет землетрясение 1978.09.3 ($M=5,5$), которое внесло существенную коррективу в распределение зарегистрированной сейсмичности, и для которого имеется решение фокального механизма. Это событие является единственно возможным существенным дополнением к построениям В.Н. Аверьяновой [1980] и отражено на итоговой карте. Несмотря на то, что, на карте изображены скорости вертикальных сейсмодектонических движений, можно полагать, что на ней отражены основные особенности суммарного сейсмодектонического



течения, включая и горизонтальную компоненту, которая на Северо-Западном Кавказе является подчиненной (см. гл. 2).

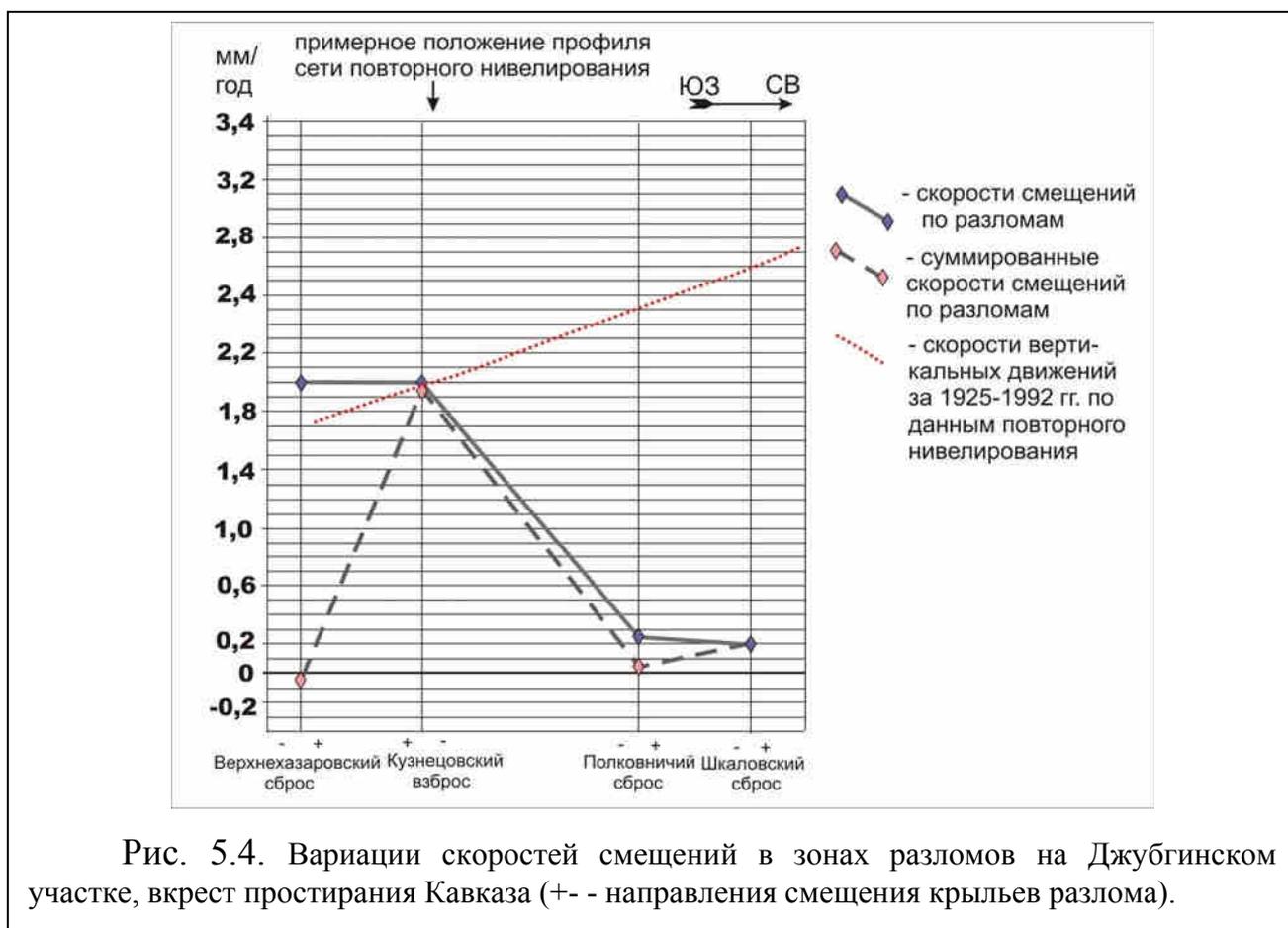
В качестве скоростей медленных смещений, для сравнения со скоростями сейсмодектонического течения, взяты темпы современных деформаций, измеренные геологическими методами в зонах разломов общекавказского

простираения, как структур, характеризующих общее поднятие Северо-Западного Кавказа. Для удобства восприятия они вынесены на графики, на которых показаны как скорости, измеренные в конкретных разломных зонах, так и приращение суммарной величины смещений (рис. 5.3, 5.4). Суммарная величина смещений оценивалась с учетом кинематики разлома. В случае опускания крыла разлома, расположенного по ходу профиля (с северо-востока на юго-запад), амплитуда смещения вычиталась из суммарной, в случае поднятия – прибавлялась. Для сравнения на графики вынесены скорости вертикальных движений земной поверхности, полученные по данным повторного нивелирования за 1925-1992 гг. (см. рис. 2.8, гл. 2), а также



положение профилей сети повторного нивелирования (см. рис. 2.9, гл. 2). Обращает на себя внимание несовпадение скоростей, полученных разными методами. Однако, вблизи пересечения с профилями сети повторного нивелирования величины тех и других, близки. Это может быть связано с

уровнем представительности данных повторного нивелирования (рис. 2.9), из которого следует, что в местах, где профили отсутствовали, карты были построены путем экстраполяции данных с соседних районов. В таком случае более корректной представляется оценка скорости современных движений по данным об активных разломах.



При сравнении темпов движений в зонах разломов (рис. 5.3, 5.4) со скоростями сеймотектонических смещений полученных расчетным путем (рис. 5.2), можно отметить неравномерность в соотношении ролей сеймотектонической и криповой компонент в общий процесс деформации. На Новороссийском участке осредненная скорость вертикальной составляющей сеймотектонического течения 0,02-0,2 мм/год. Скорости вертикальных движений в зонах разломов на предгорном отрезке (Неберджаевская зона и Пионерский разлом) меняются в пределах - 0,2-0,5 мм/год (вклад сейсмической компоненты – 4-100%, в среднем – 37%, что представляется более правдоподобным). Скорости вертикальных движений в зонах разломов на

северном склоне (Малопанасенковский и Гапоновский разломы) меняются в пределах - 0,4-1,1 мм/год (вклад сейсмической компоненты – 1,8-50%, в среднем – 15%). В осевой части (Бабичевский и Маркотхский разломы) скорости вертикальных движений в зонах разломов составляют 0,4-1,5 мм/год (вклад сейсмической компоненты – 1,3-50%, в среднем – 13%). Суммированные скорости в целом выше, а в среднем они составляют - 0,4-3,3 мм/год. Суммированные скорости движений в зонах разломов на предгорном отрезке меняются в пределах - 0,4-0,9 мм/год (вклад сейсмической компоненты – 2-50%, в среднем – 16%). Суммированные скорости движений в зонах разломов на северном склоне меняются в пределах - 1,55-2,3 мм/год (вклад сейсмической компоненты – 1-10%, в среднем – 5%). Суммированные скорости движений в зонах разломов осевой части меняются в пределах - 1,8-3,3 мм/год (вклад сейсмической компоненты – 0,5-10%, в среднем – 5%). Таким образом, вклад сейсмической компоненты относительно движений в зонах разломов составляет примерно 15-40%, а относительно суммированных движений в зонах разломов – 5-15%.

В пределах Джубгинского участка осредненная скорость вертикального сейсмотектонического течения составляет менее 0,001 мм/год. Скорость вертикальных движений в зонах разломов осевой части (Шкаловский и Полковничий разломы) составляет 0,1-0,3 мм/год (вклад сейсмической компоненты – менее 0,3-1%, в среднем – менее 0,5%). Скорость вертикальных движений в зонах разломов южного склона (Кузнецовский и Верхнехазаровский разломы) составляет по 2 мм/год (вклад сейсмической компоненты – менее 0,05%). Суммированные скорости вертикальных движений в зонах разломов осевой части составляют 0,05-0,2 мм/год (вклад сейсмической компоненты – менее 0,5-2%, в среднем – менее 0,8%). Суммированные скорости вертикальных движений в зонах разломов южного склона Северо-Западного Кавказа составляют -0,05-1,95 мм/год (вклад сейсмической компоненты – менее -2-0,05%, в среднем – менее 0,05%). Таким образом, вклад сейсмической компоненты относительно движений в зонах разломов составляет

менее 0,05-0,5%, а относительно суммированных движений в зонах разломов – менее 0,05-0,8%. Эпицентры исторических и инструментально зарегистрированных землетрясений в этом районе отсутствуют, поэтому скорость сейсмического течения в этом районе является осредненной, на фоне соседних, более сейсмичных участков, и в какой-то степени отражает сеймотектоническое течение, порождаемое толчками с $K=7$ и менее, если таковые вообще присутствуют ($K=8$ - уровень представительности регистрации толчков существующей здесь сейсмической сетью). Поэтому, можно полагать, что скорости смещений, измеренные в зонах разломов, в значительной степени отражают асейсмичный крип.

Более высокие оценки вклада сейсмической компоненты (13-37% и 4-16%) на Новороссийском участке, объясняются повышенным уровнем сейсмичности в этом районе. Вычленить сейсмическую составляющую при оценке темпов смещений в зонах разломов, не представляется возможным. Остается лишь предполагать, что она достаточно мала.

Другой важной стороной проблемы является также соотношение разрывных и складчатых деформаций. Активные в голоцене пликативные дислокации изучены в пределах Неберджаевской флексурно-разрывной зоны (см. раздел 4.1). Структурой, демонстрирующей активность складчато-разрывных деформаций в плиоцен-четвертичное время, является Ахтырская флексурно-разрывная зона [Милановский, 1968; Несмеянов, 1992]. Однако, ввиду отсутствия оценок скоростей складчатых движений в позднеголоценовое время, количественное вычленение пликативной составляющей, из общего тектонического процесса, затруднительно.

Затруднения для сопоставительных оценок вклада складчатой, криповой и сеймотектонической составляющих существуют и применительно к Таманскому п-ву. Обусловлены они сложностью оценки вклада различных по морфологии деформаций на разных иерархических уровнях в общий тектонический процесс. Для пояснения можно привести пример взаимоотношения молодых, плейстоцен-голоценовых антиклинальных гряд и

сдвиговых дизъюнктивных дислокаций, порождаемых извержениями грязевых вулканов. Грязевые вулканы и их деятельность занимают определенное, закономерное место в структуре и современных тектонических процессах региона. Соответственно образование эшелонированных систем дислокаций, порожденных извержениями грязевых вулканов и имевших левосдвиговую кинематику на обоих изученных вулканах, отражает, прежде всего, современную тектоническую деформацию этого региона. Те же тектонические процессы отражаются и в продолжающих расти антиклинальных грядках. Определить взаимоотношение складчатой, криповой и сеймотектонической компонент современной деформации региона можно попытаться и на пути умозрительных заключений. Скорости сдвиговых движений при извержениях грязевых вулканов Карабетовский и Зап. Цымбал за последние 200 лет составили 9-14 мм/год. Однако эти смещения происходили локально, в пределах грязевулканических построек, суммарные скорости горизонтальных движений в пределах антиклинальных гряд, вероятно, существенно ниже. Подвижки представляют собой кратковременные импульсные эпизоды квазипластического течения вещества, сопровождающего складкообразование на Таманском п-ве, т.к. с ними не связано проявления сейсмических событий. Таким образом, эти деформации отражают довольно высокий темп современного деформационного процесса, имеющего квазипластический характер. Вертикальные скорости сеймотектонического течения (рис. 5.2), в этом районе составляют 0,001 мм/год и менее. Соответственно, можно предположить, что, в вертикальных тектонических движениях Таманского п-ва решающим является вклад пластической составляющей.

Другой, структурно обособленной тектонической единицей Северо-Западного Кавказа и его ближайших окрестностей, является Черноморская флексурно-разрывная зона. В ее пределах складки и разрывы отчетливо выражены в рельефе уступами, а в четвертичных осадках наблюдаются вертикальные смещения с амплитудой до 1 км [Строение и эволюция..., 1989; Строение и эволюция..., 1992] (см раздел 2.2). Суммарное разрывное смещение

четвертичного чехла в районе континентального склона достигает 2,2 км. Многочисленные гряды в рельефе дна моря, приуроченные к сводам антиклиналей, свидетельствуют о том, что рост складок продолжается и в настоящее время. При этом вклад складчатой составляющей в вертикальную деформацию чехла в пределах континентального склона невелик – в среднем, не более 5 %. В Туапсинском прогибе он достигает 60 %. Горизонтальное сокращение в пределах континентального склона и Туапсинского прогиба, замеренное по подошве четвертичных отложений, составляет 12 % от общей деформации. Суммарная скорость вертикального смещения в пределах континентального склона составляет 1,2 мм/год. По отдельным разрывам она варьирует от 0,4-0,5 до 0,004 мм/год. Скорости смещений уменьшаются в сторону суши, здесь же наблюдается увеличение вклада разрывной составляющей деформации.

В пределах Анапского выступа континентальный склон имеет в основном те же черты внутреннего строения, отличаясь преобладанием разрывных деформаций молодого осадочного чехла. Складчатые деформации в молодых отложениях незначительны. Суммарная амплитуда вертикального смещения подошвы четвертичных отложений локализована преимущественно в одной разломной зоне и составляет 0,4-0,45 км. Скорость вертикального смещения составляет 0,2-0,25 мм/год.

Следует отметить, что такие, довольно высокие оценки скоростей получены для очень большого периода времени – 1,7-1,8 млн. лет. Поэтому, будет не совсем корректно сопоставлять эти скорости с темпом вертикального сеймотектонического течения (тогда вклад сейсмической компоненты для Черноморской флексурно-разрывной зоны составит не более 2%, а в пределах Анапского выступа достигнет 50-100%). Однако, в пределах этих структур выявлены взаимоотношения горизонтальной и вертикальной, а также разрывной и складчатой компонент деформации. Эти закономерности, возможно, в общих чертах характерны и для Таманского п-ва, который по внутреннему строению и тектонической позиции близок Туапсинскому прогибу

[Мейснер, Туголесов, 1998].

Северо-Западный Кавказ и окружающие его, тесно взаимосвязанные с ним тектонические структуры, при детальном рассмотрении обнаруживает очень сложные и разнообразные взаимоотношения форм и скоростей голоценовых и современных тектонических деформаций. В общих чертах, взаимоотношения различных форм тектонических движений отражены на рис. 5.5.

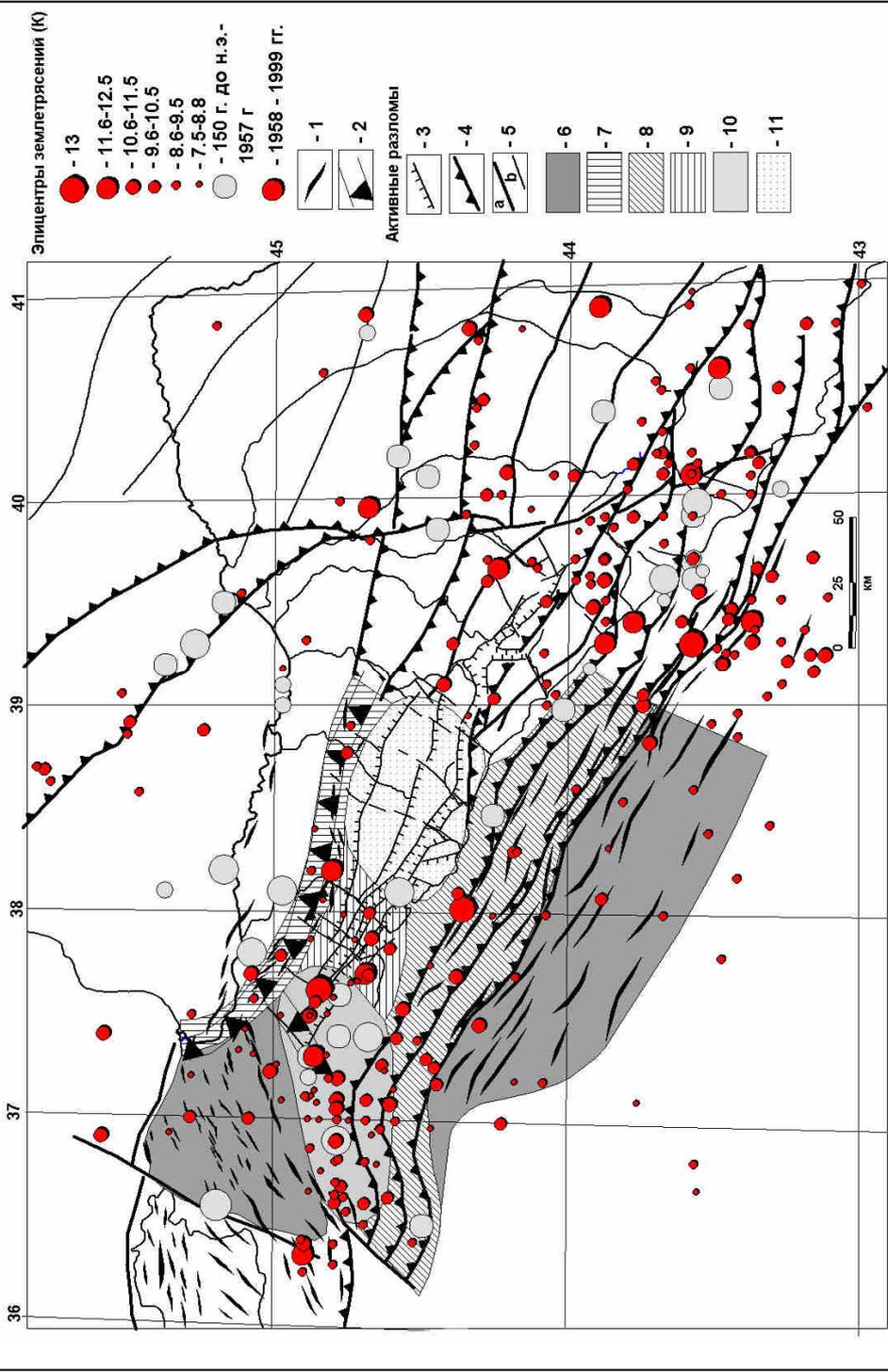
Туапсинский прогиб и Таманский п-ов представляют собой область широкого развития активных в четвертичное время складчатых дислокаций. Распространяя закономерности полученные для Туапсинского прогиба на Таманский п-ов, можно предположить здесь доминирующую роль пластических (складчатых) деформаций, вклад которых в общий тектонический процесс составляет 60-100%.

Предгорная часть северного склона Северо-Западного Кавказа (Ахтырская флексурно-разрывная зона), демонстрирует преимущественно разрывно-складчатые дислокации неоген-четвертичных осадков. Вклад сеймотектонической деформации, определенный путем сравнения с темпами вертикальных движений, полученных при изучении Неберджаевской флексурно-разрывной зоны и Пионерского сброса, составляет 16-37%.

Область континентального склона отнесена к зоне распространения складчато-разрывных деформаций с преобладанием разрывной составляющей, которая составляет примерно 95% от общей деформации четвертичных осадков. Вклад сеймотектонической деформации - не более 2 %. Эта цифра весьма условна, так как получена при сравнении данных о сейсмичности за 50 лет с характеристиками деформаций, происходивших в течение почти 2-х млн. лет.

Осевая часть и северный склон Северо-Западного Кавказа между Новороссийском и Геленджиком, отнесены к области преобладания разрывных деформаций. Полученный в этом районе фактический материал (см. раздел 4.1) свидетельствует об абсолютном превалировании дизъюнктивных движений

Рис. 5.5 Схема соотношения форм тектонических движений Северо-Западного Кавказа. Условные обозначения: 1-оси антиклинальных складок в неоген-четвертичных отложениях; 2-флексурно-разрывные зоны; 3-сбросы, штрихи направлены в сторону опущенного крыла; 4-взбросы, штрихи направлены в сторону поднятого крыла; 5-разломы с неустановленной кинематикой; а-генеральные, б-локальные; 6-области преобладания складчатых деформаций (60-100% от общей деформации); 7-область складчато-разрывных деформаций (вклад сейсмотектонической деформации - 16-37%); 8-область складчато-разрывных деформаций с преобладанием разрывной составляющей (95%) (вклад сейсмотектонической деформации - не более 2 %); 9-область преобладания разрывных деформаций (вклад сейсмотектонической деформации - 4-16%); 10-область преобладания разрывной, сейсмотектонической составляющей (50-100%); 11-область преобладания асейсмичного крипа (вклад сейсмотектонической деформации - 0.05-0.8%).



приповерхностных структур над пликативными на современном этапе развития осевой части Северо-Западного Кавказа. При этом роль сеймотектонических подвижек довольно велика (расчетный вклад сеймотектонической деформации составил 4-16%). Это подтверждают обнаруженные в зоне Бабичевского разлома сеймотектонические подвижки с вертикальной амплитудой сбросовых смещений 0,4-0,5 м. Судя по радиоуглеродным датировкам деформированных, погребенных палеопочв, подвижки произошли на протяжении последних 3000 лет.

Район Анапского выступа и одноименной флексурно-разрывной зоны, является наиболее сейсмически активным участком Северо-Западного Кавказа (исключая район Сочи). За неимением других сведений в основу оценки темпа геологических движений взяты разрывные деформации четвертичных осадков, обнаруженные сеймопрофилированием в районе континентального склона [Строение и эволюция..., 1992; Мейснер, Туголесов, 1998]. Поэтому полученная оценка сеймотектонической составляющей (50-100%), является ненадежной. С другой стороны, похожая закономерность (до 60 % вклада сеймотектонической составляющей) установлена в Эгейском регионе, где также сочетаются весьма интенсивные деформации сжатия (Эгейская дуга) и растяжения (Эллиниды и Эгейское море) [Jenny et al, 2004].

Аномальная область преобладания асейсмичного крипа (вклад сеймотектонической деформации - 0,05-0,8%) выделена в центральной части Северо-Западного Кавказа. Похожая ситуация (вклад сеймотектонической деформации около 3%), выявлена в Загросе, несмотря на его высокую сейсмическую активность [Jackson, McKenzie, 1988; Vernant et al, 2004; Masson et al, 2005]. Это обстоятельство обнаружено при сравнении данных о сейсмическом моменте землетрясений за 100 лет с GPS-скоростями, полученными за гораздо меньший период. Несоответствие объясняется особым состоянием литосферы, выявляемым по резко пониженным скоростям продольных волн под Загросом [Masson et al, 2005]. Кроме этого, особенностью Загроса является весьма мощный, слабо литифицированный осадочный чехол

(8-10 км) и широкое развитие интенсивных складчатых деформаций, активных вплоть до позднего голоцена [Hessami, 2002; Bachmanov et al, 2004]. В центральной части Северо-Западного Кавказа такие особенности отсутствуют. В то же время, здесь обнаружен не проявлявший себя, по грубым оценкам в течение последних 200 лет, сейсмический очаг, порождавший землетрясения с предполагаемой магнитудой 6,5-6,8. Вполне возможно, что здесь наблюдается сейсмическое затишье перед сильным землетрясением. С другой стороны, интенсивные криповые (2 мм/год) смещения могут снимать накапливаемые напряжения.

Проведенная регионализация позволяет сделать вывод, что характер распределения различных форм приповерхностной тектонической деформации, с одной стороны в большой мере определяется вещественным составом, т.е. физико-механическими свойствами деформируемого объема земной коры. Так, слаболитифицированные, насыщенные углеводородами кайнозойские осадки периферии Северо-Западного Кавказа обнаруживают либо полное доминирование складчатых деформаций (Туапсинский прогиб и Таманский п-ов), либо сочетание складчатой и разрывной компонент (континентальный склон и северные предгорья). Осевая часть и северный склон Северо-Западного Кавказа характеризуется полным преобладанием разрывной компоненты деформаций. Участок сложен литифицированными отложениями мезозойского возраста под которыми есть основания предполагать развитие "мягкого" палеозойского фундамента "сванетского" типа [Золотов и др., 2001]. Это - зеленые сланцы и филлиты девона и карбона дизской серии, смятые в систему сложно устроенных складок и нарушенные интенсивными кливажем и сланцеватостью. "Мягкий" состав фундамента под ядром мегантиклинория обусловил интенсивную складчато-разрывную деформацию в осадочных флишевых (некомпетентных) толщах нижнего мела [Шолпо и др., 1993]. Однако здесь выделены две области с различной величиной криповой компоненты: центральная (крип более 99 %) и район между Новороссийском и Геленджиком (крип 84-96 %). При этом в обеих областях выявлены очаговые

зоны древних сильных землетрясений. Такие различия, при, в целом сходном вещественном составе, скорее всего, объясняются особенностями глубинного строения.

В центральной части Северо-Западного Кавказа находится область максимального сокращения мощности земной коры и ее сиалической составляющей [Шемпелев, 2004], также выделяющаяся расположенной здесь отрицательной изостатической аномалии силы тяжести [Артемьев, Балавадзе, 1973]. Здесь же расположено место максимального расширения Новороссийско-Сочинской зоны повышенных значений конвективного теплового потока [Греков и др., 2005]. Интересно, что в районе Анапы среднее значение изостатических аномалий превосходит таковые в центральной Северо-Западного Кавказа, более чем в два раза [Артемьев, Балавадзе, 1973]. Такие особенности глубинного строения связываются с условиями растяжения в центральной части Северо-Западного Кавказа и сжатия на его флангах (область континентального склона, Анапская и Ахтырская зоны) [Греков и др., 2005], что согласуется с кинематикой голоценовых движений в зонах изученных разломов. Обстановка растяжения обусловила пластичное состояние разогретой литосферы в центральной части Северо-Западного Кавказа.

Проведенная регионализация позволяет заключить, что распределение на площади района различных форм тектонических движений определяется в основном двумя факторами: строением земной коры, составом и глубиной залегания фундамента с одной стороны и современным полем тектонических напряжений – с другой.

Заключение

Обобщение обширного фактического материала по активным разломам Северо-Западного Кавказа, полученного в последние годы, после его увязки с современными представлениями о современной геодинамике и неотектонике региона, позволило сделать некоторые теоретические заключения.

Обширность затронутой проблемы обусловила уточнение различных аспектов в представлениях о современной геодинамике региона. Сюда вошли обобщение и углубление накопленной информации о неотектонике, сейсмичности, современных движениях земной поверхности и сейсмотектоническом течении горных масс. Полученный в процессе полевых работ материал по активным структурам, внес определенный вклад в детализацию существующих неотектонических схем (кинематика и характер площадного распределения голоценовых и современных тектонических смещений и т.д.). Кроме этого, в углубление имеющихся знаний о долговременном сейсмическом режиме (определен период повторяемости сильных землетрясений в осевой части и на южном склоне Северо-Западного Кавказа). Проведенное сопоставление данных повторного нивелирования за период 1925-1992 гг, с темпами вертикальных смещений в зонах активных разломов, позволило установить их принципиальную сходимость. Последнее обстоятельство дал возможность более уверенно судить о скоростях вертикальных тектонических движений в разных структурных зонах Северо-Западного Кавказа.

Выявлены следующие особенности распределения темпов тектонических смещений на территории Северо-Западного Кавказа: низкие скорости вертикальных движений (0,1-0,3 мм/год) в осевой зоне центральной части (район Джубги) Северо-Западного Кавказа и относительно высокие (0,4-1,5 мм/год) в краевой (район Новороссийска); высокие темпы движений (2 мм/год) на южном склоне; относительно невысокие скорости на северном склоне (0,5-1,1 мм/год) и в его предгорной части (0,2-0,5 мм/год). Установлены высокие скорости горизонтальных смещений: 5,4-9,2 мм/год в районе Джубги; 1,6-3

мм/год в районе Новороссийска; 4-8,7 мм/год в предгорной части северного склона; 9-14 мм/год на Таманском п-ове.

Уточнение имеющихся данных о темпах вертикального сейсмотектонического течения горных масс, позволило произвести сопоставление последних со скоростями вертикальных движений различных тектонических структур, адекватное современным представлениям о динамике деформационных процессов. Итогом работы явилось составление схемы соотношения форм тектонических движений Северо-Западного Кавказа.

Аномальная область преобладания асейсмичного крипа (вклад сейсмотектонической деформации – 0.05-0.8%) выделена в центральном сегменте Северо-Западного Кавказа. Осевая часть этого района Северо-Западного Кавказа отличается низкими скоростями вертикальных смещений, измеренными геологическими методами в зонах разломов (0.1-0.3 мм/год). На границе, и в пределах Анапско-Агойской зоны южного склона, скорости вертикальных смещений в зонах разломов резко возрастают, в среднем составляя 2 мм/год. Здесь же зафиксированы следы сейсмотектонических и сейсмогравитационных смещений. Другая аномальная область выявлена в пределах Анапской сейсмотектонической зоны. Здесь обнаруживается доминирование сейсмотектонической компоненты (50-100%).

Проведенная регионализация позволяет заключить, что распределение на площади района различных форм тектонических движений определяется в основном двумя факторами: строением земной коры, составом и глубиной залегания фундамента с одной стороны и современным полем тектонических напряжений – с другой.

Литература

1. Аверьянова В.Н. Сейсмотектоническое течение горных масс в Альпийской складчатой области // XXVI сессия МГК. Докл. сов. геол. М.: Наука, 1980. с. 86-88.
2. Александровский А.Л., Александровская Е.И. Эволюция почв и географическая среда. М.: Наука, 2005. 223 с.
3. Ананьин И. В. Сейсмичность Северного Кавказа. М.: Наука, 1977. 149 с.
4. Ананьин И.В., Зыбина И.А. Анапское землетрясение 12 июля 1966 г. // Землетрясения в СССР в 1966 году, 1970, с. 56-62.
5. Артемьев М.Е., Балавадзе Б.К. Изостазия Кавказа. // Геотектоника, 1973, № 6, с 39-52.
6. Балабанов И.П., Поротов А.В, Горлов Ю.В., Кайтамба М.Д. Эволюция Сухумского побережья в позднем голоцене. // Вест. МГУ, сер. геогр., 2004. №2, с. 23-48.
7. Балакина Л.М., Захарова А.И., Москвина А.М., Чепкунас Л.С. Закономерная связь механизмов очагов землетрясений с геологическими строениями районов // Физика Земли. 1996. №3. с. 33-52.
8. Бархатов И.И., Несмеянов С.А., Шмидт Г.А. Геолого-геофизические материалы для выделения сейсмогенерирующих структур Северо-Западного Кавказа и смежных областей. // Материалы по сейсмическому районированию Северо-Западного Кавказа. М.: Наука, 1991, с. 44-80.
9. Белоусов В.В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. // Тр. ЦНИГРИ. 1938, Вып. 100, 100 с. 1939, Вып. 121, 92 с. 1940, Вып. 126, 175 с.
10. Белоусов В.В. Некоторые общие вопросы тектоники области сопряжения Крыма и Кавказа: В связи с проблемой происхождения складчатости. // Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 261-275.
11. Белоусов В.В., Яроцкий Л.А. Грязевые сопки Керченско-Таманской области. Условия их возникновения и деятельности. Л.-М.: ОНТИ, 1936, 154 с.
12. Богачкин Б.М., Корженков А.М., Мамыров Э. и др., Структура очага Сусамырского землетрясения 1992 г. на основании анализа его геологических и сейсмологических проявлений. // Физика Земли, № 11, 1997, с 3-18.
13. Борисов Б.А. О значении следов прошлых землетрясений для оценки сейсмической опасности на Большом Кавказе // Бюлл. МОИП, 1982, Т. 57, вып. 1, с. 18-30.
14. Борисов Б.А., Рейснер Г.И., Шолпо В.Н. Выделение сейсмоопасных зон в альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975, 139 с.
15. Борсук А.М. Петрология мезозойских магматических комплексов западного окончания Главного Кавказского хребта. // Тр. ИГЕМ, 1963, вып. 86, 160 с.
16. Борукаев Ч.Б., Дьяконов А.И. О Туапсинской зоне поперечных сдвигов. // ДАН СССР, 1964, Т. 155, № 3, с. 552-554.
17. Борукаев. Ч.Б. О палинспастических построениях. // Геотектоника, 1970, № 6, с 23-29.
18. Бунэ В. И., Кириллова И. В., Ананьин И. В. и др. Опыт оценки сейсмической опасности на примере Кавказа. // Сейсмические исследования для строительства. (Вопр. инж. сейсмологии, Вып. 14). М.: Наука, 1971, с. 3-24.
19. Варданянц Л.А. Сейсмотектоника Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1935, 190 с.
20. Виноградов С.Д. Акустический метод в исследованиях по физике землетрясений. М.: Наука, 1989, 177 с.
21. Геодаков А.Р., Овсяченко А.Н., Платонова С.Г., Рогожин Е.А.. Материалы предварительного изучения сильного землетрясения 2003 г. на Горном Алтае. // Электронный научно-информационный журнал «Вестник отделения наук о Земле РАН», № 1(21), 2003. URL: http://www.segis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2003/screp-8.pdf

22. Геология Большого Кавказа (новые данные по стратиграфии, магматизму и тектонике на древних и альпийских этапах развития Большого Кавказа). М.: Недра, 1976, 263 с.
23. Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. Отв. ред. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. М., Наука, 1987. 269 с.
24. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1980.
25. Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. Складчатая структура Северо-Западного Кавказа и механизм ее формирования. Тбилиси, Мецниереба, 1989. 60 с.
26. Гоби-Алтайское землетрясение. / Ред. Н.А. Флоренсов, В.П. Солоненко. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 391 с.
27. Горшков Г.П. Региональная сейсмоструктура территории юга СССР: Альпийский пояс. М.: Наука, 1984, 272 с.
28. Греков И.И., Пруцкий Н.И., Энна Н.Л. Геотермическое районирование и тектодинамика Северного Кавказа. // Региональная геология и металлогения, 2005, № 25, с. 52-59.
29. Григорьянц Б.В. Грязевые вулканы – источник геологической информации. // Геотектоника, 2001, № 3, с. 69-79.
30. Губкин И.М. Избранные сочинения. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР. 1950, 612 с.
31. Дотдугев С.И. О покровном строении Большого Кавказа. // Геотектоника, 1986, № 5, с. 94-106.
32. Золотов Е.Е., Кадури И.Н., Кадурина Л.С. и др. Новые данные о глубинном строении земной коры и сейсмичности Западного Кавказа // Геофизика XXI столетия: 2001 год. М.: Научный Мир, 2001. С. 85-89.
33. Ежегодники «Землетрясения в СССР» в 1956-1991 годах. М.: Наука, 1959-1997.
34. Ежегодники «Землетрясения Северной Евразии» в 1992-1999 годах. М.: ГС РАН, 1997-2003.
35. Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы. Масштаб 1:2500000 М.: ГУГК СССР, 1973.
36. Касьянова Н. А., Кузьмин Ю. О. Современная аномальная геодинамика недр и ее влияние на объекты нефтегазового комплекса. М.: «Геоинформмарк», 1996.
37. Кириллова И.В., Люстих Е.Н., Растворова В.А. и др. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М.: Изд-во АН СССР. 1960, 340 с.
38. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975, 176 с.
39. Кудряшов Е.В. Геологический очерк грязевого вулкана Шуго. // Результаты исследования грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции. М.: Изд-во АН СССР. 1939, с. 45-56.
40. Лаврищев В.А., Греков И.И., Башкиров А.Н. и др. Геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Серия Кавказская. Лист К-37-IV. ФГУП «КАВКАЗГЕОЛСЪЕМКА». СПб. 1999.
41. Лебедева Н.А. Континентальные антропогенные отложения Азово-Кубанского бассейна и их соотношение с морскими толщами. // Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 84, с. 3-107.
42. Летавин А. И., Перерва В. М. Разрывная тектоника и перспективы нефтегазоносности краевой зоны Северо-Западного Кавказа. М.: Наука, 1987.
43. Лилиенберг Д.А., Кафтан В.И., Кузнецов Ю.Г., Серебрякова Л.И. Картографические модели вариаций современных тектонических движений морфоструктур Кавказа и Закавказья для разных эпох // Геоморфология, 1997, № 4. с.63-75.
44. Лукина Н.В. Некоторые черты неотектонической структуры Большого Кавказа // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1983, № 52, с. 29-41.

45. Лукьянов А.В. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях. // Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 34-112
46. Мейснер Л.Б., Туголесов Д.А. Туапсинский прогиб – впадина с автономной складчатостью // Геотектоника, 1998, № 5. с. 76-86.
47. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968, 483 с.
48. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд. МГУ, 1963. 357 с.
49. Несмеянов С. А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа. М.: Недра, 1992, 254 с.
50. Несмеянов С. А. Геоморфологические аспекты палеоэкологии горного палеолита (на примере Западного Кавказа). М.: Научный мир, 1999, 392 с.
51. Несмеянов С.А., Шмидт Г.А., Щеглов А.П. Морфоструктурное положение сейсмодислокаций южного склона Западного Кавказа // Геоморфология. 1987, № 3. с. 74-78.
52. Несмеянов С. А., Измайлов Я. А. Тектонические деформации черноморских террас Кавказского побережья России. М.: ПНИИИС, 1995, 239 с.
53. Несмеянов С. А., Рогожин Е.А., Севостьянов В.В., Воейкова О.А. Прогноз возможных сеймотектонических смещений по активным разрывам северо-западного Кавказа на трассе магистрального трубопровода «Голубой поток». // Геоэкология, 2004, № 4. с. 351-360.
54. Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977. 240 с.
55. Никонов А.А. Признаки молодой тектонической активности в зонах Южно-Азовского и Керченского разломов. // Геотектоника, 1994, № 5. с.16-28.
56. Никонов А.А. Активные разломы: определение и проблемы выделения. // Геоэкология, 1995, № 4. с. 16-27.
57. Никонов А.А., Чепкунас ЛС. Сильные землетрясения в низовьях Кубани – ревизия данных // Геофизический журнал. 1996. № 3. с. 29-41.
58. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времён до 1975 г. М.: Наука, 1977. 535 с.
59. Овсяченко А.Н. Геодинамические аспекты геологического строения одного из участков Северо-Западного Кавказа. // Известия ВУЗов. Северо-Кавказский регион Естеств. науки, 2002, №4, с. 34-38.
60. Овсяченко А.Н. Проявления молодой тектонической активности в структуре грязевых вулканов Тамани и Северо-Западного Кавказа. // Современные методы геолого-геофизического мониторинга природных процессов на территории Северного Кавказа. М.:ИФЗ РАН, 2005, с. 235-248.
61. Овсяченко А.Н. Следы палеоземлетрясений и скорости смещений в зонах активных разломов краевой части Северо-Западного Кавказа. // Геофизика XXI столетия: 2005 год. Сборник трудов VII геофизических чтений им. Федынского. М.: Научный мир, 2006, с. 296-308.
62. Овсяченко А.Н., Шварев С.В. Детальный морфотектонический анализ и оценка современной активности разрывных структур краевой части Северо-Западного Кавказа (Маркотхский хребет). // Геоморфология, 2005, № 2. с. 58-73.
63. Овсяченко Н.И. Изучение современной активности тектонических нарушений в сейсмоопасных районах (на примере нефтепровода на Северо-Западном Кавказе) // Геопрофи: Электронный журнал по геодезии картографии и навигации, 2006, № 1.
URL: http://www.geoprofi.ru/technology/Article_2189_10.aspx
64. Островский А.Б. О морских террасах Черноморского побережья Кавказа между г. Анапой и устьем р. Шахе. // ДАН, 1968, Т. 181, № 4. с. 900-952.

65. Островский А.Б. Палеосеймотектонические дислокации на Черноморском побережье Северо-Западного Кавказа в связи с оценкой современной сейсмической опасности этой территории. // Комплексные исследования Черноморской впадины. М.: Наука, 1970. с. 46-58.
66. Островский А.Б., Бурлакин В.Е. Об интерференционных тектонических структурах (на примере южного склона Западного Кавказа). // Тез.докл. IV конференции по геол. и полезн. иск. Северного Кавказа, Ессентуки, 1974, с.96-97.
67. Панахи Б.М. Сейсмичность областей развития грязевых вулканов. Автореф. канд. дисс. М.: ОИФЗ РАН, 1998, 36 с.
68. Пиотровский М.В. К методике картирования сводово-блоковой морфотектоники. // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: МГУ, 1973. с 45-68.
69. Прилепин М.Т., Баласанян С, Баранова СМ. и др. Изучение кинематики Кавказского региона с использованием GPS технологии // Физика Земли. 1997. № 6. с. 68-75.
70. Псахье С.Г., Ружич В.В., Смекалин О.П., Шилько Е.В. Режимы отклика геологических сред при динамических воздействиях // Физическая мезомеханика, 2001, Т. 4, № 1, с. 67-71.
71. Пустильников М.Р., Чекунов А.В. Индоло-Кубанский передовой прогиб. // Геофизические исследования и тектоника юга Европейской части СССР. К.: Наукова думка, 1969. с. 190-210.
72. Растворова В.А. Новейшая тектоника Большого Кавказа в связи с его сейсмичностью. // Неотектоника СССР. Рига, 1961. с. 255-260.
73. Растворова В.А., Рустанович Д.Н. Сейсмичность и новейшая тектоника зоны Краснополянских землетрясений. // Бюлл. Совета по сейсмологии, 1960, № 8, с 110-115.
74. Расцветаев Л.М. Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 106-113.
75. Рейснер Г.И., Иогансон Л.И. и др. Типизация земной коры и современные геологические процессы. М.: ОИФЗ РАН. 1993. 209с.
76. Рейснер Г.И., Иогансон Л.И. Сейсмический потенциал Западной России, других стран СНГ и Балтии. // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М., ОИФЗ РАН. 1993. С. 186-195.
77. Ренгартен В.П. Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. // Тр. III Всесоюз. съезда геологов. 1930. Вып. 2, с. 179-213.
78. Ризниченко Ю.В. О сейсмическом течении горных масс. // Динамика земной коры. М.: Наука, 1965, с. 56-63.
79. Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент. // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука. 1976, с. 9-27.
80. Ризниченко Ю.В., Джигладзе Э.А. Скорости вертикальных движений при сейсмическом течении горных масс. // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 1, с. 23-31.
81. Рогожин Е.А. Тектоника очаговой зоны Нефтегорского землетрясения 27 мая 1995 г. на Сахалине. // Геотектоника, 1996, № 2. с.45-53.
82. Рогожин Е.А. Тектоника очаговых зон сильных землетрясений Северной Евразии конца XX столетия. // Российский журнал наук о Земле. 2000, № 1, т. 2. с. 37-62.
83. Рогожин Е.А. Геодинамика и сеймотектоника Северного Кавказа. // Геодинамика, сеймотектоника и вулканизм Северного Кавказа. М.: 2001, с. 17-61.
84. Рогожин Е.А., Филип Э. Геолого-тектоническое изучение очаговой зоны Спитакского землетрясения. // Изв.АН СССР. Физика Земли. 1991. № 11. с.3-17.
85. Рогожин Е.А., Богачкин В.М., Нечаев Ю.В. Сеймотектоническое значение поперечной зональности северо-западной части Большого Кавказа // Построение моделей развития сейсмического процесса и предвестников землетрясений. М.: Труды ОИФЗ РАН, Вып. 1, 1993. С.139-148.

86. Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Альпийская и новейшая тектоника района Рачинского землетрясения. // Физика Земли, № 3, 1993, с 3-11.
87. Рогожин Е.А., Овсяченко Н.И. Соотношение геологической и сейсмической составляющих современных тектонических движений на Северо-Западном Кавказе // Тектоника неогена: Общие и региональные аспекты: Материалы XXXIV Тектон. совещ. Москва, 30 янв.-3 февр. 2001 г. М.: ГЕОС, 2001. Т.2. с.145-148.
88. Рогожин Е.А., Рейснер Г.И., Иогансон Л.И. Оценка сейсмического потенциала Большого Кавказа и Апеннин независимыми методами. // Геофизика и математика XXI. Современные математические и геологические модели в задачах прикладной геофизики. М.: ОИФЗ РАН. 2001. с. 279-299.
89. Рогожин Е.А., Захарова А.И. Землетрясения голоцена и долговременный сейсмический режим Северо-Западного Кавказа // Электронный научно-информационный журнал «Вестник ОНЗ РАН» № 1(20), 2002. URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2002/scpub-12.pdf.
90. Рогожин Е.А., Гурбанов А.Г., Мараханов А.В., Овсяченко А.Н., Спиридонов А.В., Бурканов Е.Е. О соотношении проявлений землетрясений, вулканизма и катастрофических пульсаций ледников Северной Осетии в голоцене. // Вестник Владикавказского НЦ РАН, 2004¹, Т.4, №3, с. 41-50.
91. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В., Бурканов Е.Е., Платонова С.Г. Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения 2003 г. // Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 3002 г.: Материалы предварительного изучения. М.: ИФЗ РАН, 2004², с. 25-38.
92. Рогожин Е.А., Гурбанов А.Г., Мараханов А.В., Овсяченко А.Н., Спиридонов А.В., Бурканов Е.Е. О соотношении проявлений вулканизма и землетрясений на Северном Кавказе в голоцене. // Физика Земли, 2005, № 3, с. 33-47.
93. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н. Сейсмическая и геологическая активность тектонических нарушений Северо-Западного Кавказа. // Физика Земли, 2005, № 6, С. 29-42.
94. Ружич В.В. Сейсмоструктурная деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997, 144 с.
95. Ружич В.В., Трусков В.А., Черных Е.Н., Смекалин О.П. Современные движения в зонах разломов Прибайкалья и механизмы их инициирования. // Геология и геофизика, 1999, Т. 40, № 3, с. 360-372.
96. Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980.
97. Сереженко В. А., Кузубов П. П. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Кавказская, лист L-37-XXVI/XXXII. Ред. М. В. Муратов. М., Недра, 1971.
98. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003, 270 с.
99. Солоненко В.П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам. // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11, с. 58-74.
100. Солоненко В.П. Живая тектоника в плейстоценовой области Муйского землетрясения. // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 4, с. 58-70.
101. Солоненко В.П. Палеосейсмогеология // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1973. № 9. С. 3-16.
102. Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. Отв. ред.: В.В. Белоусов, Б.С. Вольвовский. М.: Наука, 1989. 208 с.
103. Строение и эволюция земной коры Черного моря. / Б.С. Вольвовский, В.Б. Соллогуб, И. Финетти и др. М.: Наука, 1992. 88 с.
104. Татевосян Р.Э., Плетнев К.Г., Бяков А.Ю., Шестопалов В.Л. Нижнекубанское землетрясение 9 ноября 2002 г.: результаты макросейсмического обследования. // Физика Земли, № 11, 2003, с. 42-53.

105. Тектоническая карта Краснодарского края масштаба 1:200000. Ред. и отв. исп: А.И.Дьяконов, В.И.Корнеев. Краснодар: НИПИНЕФТЬ, 1974.
106. Тектоническая карта Кавказа (юг Северного Кавказа), масштаб 1:200000. Главный редактор А.Л.Лунев. Ессентуки: СКТГУ, 1977.
107. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 252 с.
108. Трифонов В.Г., Кожурин А.И., Лукина Н.В. Изучение и картирование активных разломов // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Т. 1. М.: РАН, 1993. с. 196-206.
109. Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско – Гималайского коллизионного пояса. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.
110. Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука, 1984, 183 с.
111. Федоров С.Ф. Грязевые вулканы Крымско-Кавказской геологической провинции и диапиризм. // Результаты исследования грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции. М.: Изд-во АН СССР. 1939, с. 5-44.
112. Флоренсов Н.А. О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области. // Геология и геофизика, 1960, №1, с. 74-90.
113. Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978, 283 с.
114. Хаин В.Е., Афанасьев С.Л., Борукаев Ч.Б., Ломизе М.Г. Основные черты структурно-фациальной зональности и тектонической истории Северо-Западного Кавказа. // Геология Центрального и западного Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1962, с 5-47.
115. Хаин В.Е., Леонтьев Л.Н. Основные этапы геотектонического развития Большого Кавказа: Опыт геодинамической интерпретации. // Геотектоника, 1975, № 1, с. 13-27.
116. Хаин 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.
117. Хаин В.Е., Муратов В.М. О поперечной ступенчатости в рельефе Северо-Западного Кавказа. // Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии. М.: Гостоптехиздат, 1962, с. 287-297.
118. Хмелева Н.В., Виноградова Н.Н., Самойлова А.А., Шевченко Б.Ф. Бассейн горной реки и экзогенные процессы в его пределах (результаты стационарных наблюдений). М.: Изд-во МГУ, 2000, 186 с.
119. Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. // Литология и полезные ископаемые, № 3, 2002, с. 227-241.
120. Хромовских В.С. Сейсмогенные деформации земной коры в эпицентральных и плейстосейстовых зонах сильных землетрясений // Современная динамика литосферы континетов. Подвижные пояса. М.: Недра, 1995, с. 440-503.
121. Хромовских В.С., Солоненко В.П., Семенов Р.М., Жилкин В.М. Палеосейсмогеология Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 188 с.
122. Шарданов А.Н. Тектоническая карта Краснодарского края. // Вопросы тектоники нефтегазоносных областей. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 149-157.
123. Шарданов А.Н., Малышек В.Т., Пекло В.П. О корнях грязевых вулканов Таманского полуострова. // Тр. Краснодарского филиала ВНИИнефть, вып. 10, 1962, с. 53-66.
124. Шарданов А.Н., Пекло В.Н. Новые данные о тектонике западного погружения Кавказа и Тамани. // Тр. Краснодарского филиала ВНИИнефть, вып. 6, 1961, с. 82-119.
125. Шебалин Н.В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1974. 53 с.
126. Шебалин Н.В. Сейсмичность как тектонический процесс // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М: Наука, 1987, с. 22-37.

127. Шевченко В.И., Гусева А.А., Лукк А.В. и др. Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS измерений и сейсмологическим данным). // Физика Земли. 1999. № 9. с. 3-19.
128. Шемпелев А.Г. Западный Кавказ по геофизическим данным // Отечественная геология, № 2, 2004, с. 69-76.
129. Шемпелев А.Г., Пруцкий Н.И., Фельдман И.С., Кухмазов С.У. Геолого-геофизическая модель по профилю Туапсе-Армавир // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты: Материалы XXXIV Тектон. совещ. Москва, 30 янв.-3 февр. 2001 г. М.: ГЕОС, 2001. Т.2. С.316-319.
130. Шимкус К.М., Емельянов Е.М. Донные отложения и черты позднечетвертичной истории Черного моря. // Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975, с 138-161.
131. Широкова Е.И. Некоторые закономерности процессов в очагах землетрясений и напряженное состояние центральной и восточной частей Средиземноморско-Азиатского сейсмического пояса // Физика Земли. 1985. №7. с. 25-41.
132. Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области. К.: Наукова Думка, 1986, 152 с.
133. Шолпо В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978, 176 с.
134. Шолпо В.Н, Рогожин Е.А., Гончаров М.А. Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука, 1993. 192 с.
135. Юнга С.Л. Сеймотектонические деформации и напряжения в складчатых поясах неотектонической активизации Северной Евразии // Физика Земли. 1996. № 12. с. 37-58.
136. Якубов А.А., Кастрюлин Н.С., Джавадов А.А. Грязевой вулканизм и нефтегазоносность Локбатана. Баку: Элм, 1976, 76 с.
137. Янушевич 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
138. Ambraseys N.N., Some characteristic features of the North Anatolian fault zone. // Tectonophysics, 1970, v. 9, p. 143 - 165.
139. Bachmanov D.M., Trifonov V.G., Hessami Kh.T., Kozhurin A.I., Ivanova T.P., Rogozhin E.A., Hademi M.C, Jamali F.H. Active faults in the Zagros and central Iran. // Tectonophysics, № 380, 2004, p. 221-241.
140. Barka A. The North Anatolian fault zone. // Annales Tectonicae, 1992, supplement to v. 6, p. 164-195.
141. Barka A., Akyuz H. S., Altunel E. et al. The surface rupture and slip distribution of the August 17, 1999 Izmit earthquake, M 7.4, North Anatolian Fault. // Bull. Seism. Soc. Amer., 2002, v. 92, № 1, p. 43-60.
142. Bilham, R, Suszek N. Pinkney S. California creepmeters. // Seism. Res. Lett. 2004, v. 75, № 4, p. 481-492.
143. Brace W., Byerlee J.D. Stick-slip as a mechanism for earthquake. // Science, 1966, v. 153, № 3739, p. 990-992.
144. Brune J.N. Seismic moment, seismicity, and rate of slip along major fault zones. // J. Geophys. Res., 1968, v. 73, № 2, p. 777-784.
145. Cetin H., Guneyli H., Mayer L. Paleoseismology of the Palu-Lake Hazar segment of the East Anatolian fault zone, Turkey. // Tectonophysics, 2003, v. 374, p. 163-197.
146. Clark M. M., Gianz A., Rubin M. Holocene activity of the Coyote Creek fault as recorded in sediments of Lake Cahuilla. // USGS Professional Paper 787, 1972, p. 112-130.
147. Cornet F. H., Helm J., Poitrenaud H., Etchecopar A. Seismic and aseismic slips induced by fluid injections. // Pure appl. geophys., 1997, № 150, p. 563-583.

148. Earthquake Probabilities in the San Francisco Bay Region: 2002–2031. Working Group On California Earthquake Probabilities. U.S.G.S. Open-File Report 03-214, 2003, p. 235.
149. Ellsworth, W.L., Matthews, M.V., Nadeau, et al. A physically-based earthquake recurrence model for estimation of long-term earthquake probabilities U.S.G.S. Open-File Report 99-522, 1999, 23 p.
150. Giraud M., Seguret M. A releasing solitary overstep model for the Late Jurassic-Early Cretaceous (Weldian) Soria strike-slip basin (Northern Spain) // Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation: Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, K.T.Biddle and N.Christie-Blick, eds., No.37, Tulsa, 1985, p 159-177.
151. Gratier J.-P., Renard F., Labaume P. How pressure solution creep and fracturing processes interact in the upper crust to make it behave in both a brittle and viscous manner. // J. Struct. Geol., 1999, № 21 p. 1189-1197.
152. Hatheway A.W., Leighton F.B. Trenching as an exploratory method. // Geology in the siting of nuclear power plants. Geologic Society of American Reviews in Engineering Geology. 1979, v. IV, p. 169-196.
153. Hessami Kh.T. Tectonic history and present-day deformation in the Zagros fold-thrust belt. // Acta Universitatis Upsaliensis. Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology. Uppsala, 2002, 13 p.
154. Jackson J., McKenzie D. The relation between plate motion and seismic moment tensors and rates of active deformation in Mediterranean and Middle East. // Geophys. J. R. Astron. Soc., 1988, v. 93, № 1, p. 45-73.
155. Jenny S., Goes S., Giardini D. Kahle H.G. Earthquake recurrence parameters from seismic and geodetic strain rates in the eastern Mediterranean. // Geophys. J. Int., 2004, v. 157, p. 1331-1347.
156. Lin A., Ouchi T., Chen A., Maruyama T. Coseismic displacements, folding and shortening structures along the Chelungpu surface rupture zone occurred during the 1999 Chi-Chi (Taiwan) earthquake. // Tectonophysics, 2001, v. 330, p. 225–244.
157. Lin A., Kikuchi M., Fu B. Rupture segmentation and process of the 2001 Mw 7.8 Central Kunlun, China, earthquake. // Bull. Seism. Soc. Amer., 2003, v. 93, № 6, p. 2477–2492.
158. Masson F., Chery J., Hatzfeld D. et al. Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data. // Geophys. J. Int., 2005, v. 160, p. 217-226.
159. McGlusky S., Balassanian S., Barka A. et al. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. // J. Geophys. Res., 2000, v. 105, № B3, p. 5695-5719.
160. Meghraoui M., Philip H., Albarede F., Cisternas A. Trench investigation through the trace of the Al Asnam earthquake: evidence for paleoseismicity. // Bull. Seism. Soc. Amer., 1988, v. 78, № 2, p. 979-999.
161. Oakeshot G.B., Tocher D. Surface faulting in recent earthquakes western Cordillera. // Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, v. 71. № 12, part 2, p 2038.
162. Plafker G. Tectonic deformation associated with the 1964 Alaska earthquake. // Science, 1976, v. 148, № 3678, p. 1675-1687.
163. Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., et al. IntCal04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration, 0–26 Cal Kyr BP // Radiocarbon, 2004, v. 46, p. 1029-1058. URL: <http://www.radiocarbon.org/IntCal04>
164. Rogozhin E.A., Yunga S.L., Marakhanov A.V., Ushanova E.A., Ovsyuchenko A.N., and Dvoretzkaya N.A. Seismic and tectonic activity of faults on the south slope of the NW Caucasus. // Russian Journal of Earth Sciences, Vol 4, No. 3, June 2002. URL: <http://rjes.wdcb.ru/v04/tje02095/tje02095.htm>
165. Rogozhin E.A., Ovsyuchenko A.N., Geodakov A.R., Platonova S.G. A strong earthquake of 2003 in Gornyi Altai. // Russian Journal of Earth Sciences, 2003, Vol. 5, No. 6. URL: <http://rjes.wdcb.ru/v05/tje03141/tje03141.htm>

166. Rogozhin E.A., Gurbanov A.G., Marakhanov A.V., Ovsyuchenko A.N., Spiridonov A.V., and Burkanov E.E. Ancient earthquake dislocations in the area of Elbrus Volcano, North Caucasus. // Russian Journal of Earth Sciences, 2004, Vol. 6, No. 4. URL: <http://rjes.wdcb.ru/v06/tje04160/tje04160.htm>
167. Savage, J.C., Lisowski M. Inferred depth of creep on the Hayward fault, central California. // J. Geophys. Res., 1993, v. 98, p. 787-795.
168. Smith, S. W., Wyss M. Displacement on the San Andreas fault subsequent to the 1966 Parkfield earthquake. // Bull Seism. Soc. Am. 1968, v. 58, p. 1955-1973.
169. Special earthquake catalogue of Northern Eurasia from ancient times through 1995. Editors: N.V. Kondorskaya and V.I. Ulomov URL: <http://socrates.wdcb.ru/scetac/>
170. Sylvester A.G. Strike-slip faults. // Geol. Soc. Amer. Bull., 1988, v. 100, p. 1666-1703.
171. Tchalenko J.S., Ambraseys N.N. Structural analysis of the Dasht-e-Bayazt (Iran) earthquake fractures. // Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, v. 81, p. 41-60.
172. Vernant, P., Nilforoushan F., Hatzfeld D. et al. Contemporary crustal deformation and plate kinematics in middle east constrained by GPS measurements in Iran and Northern Oman. // Geophys. J. Int., 2004, v. 157, p. 381-398.
173. Yeats R.S., Sieh K., Allen C.R. The geology of earthquakes. New-York, Oxford University Press. 1997, 568 p.
174. Weischet W. Further observations of geologic and geomorphic changes resulting from the catastrophic earthquake of May 1960, in Chile. // Bull. Seis. Soc. Amer., 1963, v. 53, № 6, p. 1259-1262.
175. Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length rupture width, rupture area, and surface displacement. // Bull. Seis. Soc. Am., 1994, Vol. 84, No. 4, p.974-1002.
176. Wesson R. L. Dynamics of fault creep. // J. Geophys. Res., 1988, v. 93, p. 8929-8951.
177. Westaway R., Present-day kinematics of the Middle East and eastern Mediterranean. // J. Geophys. Res., 1994, v. 99, № B6, p. 12071-12090.