УДК 530.343.534.11

СЕЙСМОТЕКТОНИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗОНЫ ВЛАДИКАВКАЗСКОГО АКТИВНОГО РАЗЛОМА

© 2011 г. А.Н. Овсюченко, А.В. Горбатиков, М.Ю. Степанова, Н.В. Ларин, Е.А. Рогожин

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Зона Владикавказского глубинного разлома представляет собой региональную границу между альпийским складчато-глыбовым сооружением Большого Кавказа и Предкавказским прогибом (Осетинской впадиной). С использованием комплекса геолого-геофизических методов, дополненных геолого-геоморфологическими исследованиями, получены данные о степени новейшей активности разрывных и складчатых дислокаций зоны. Привлечение метода микросейсмического зондирования позволило проследить поведение по глубине и простиранию ветвей разломной зоны, установленных на поверхности по данным геолого-геоморфологических методов.

Составлено трехмерное представление о строении изучаемой системы тектонических нарушений. Показано, что в приповерхностной части разломная зона имеет вид листрического складко-надвига, а в глубоких горизонтах земной коры представлена хорошо оформленной контрастной структурой субвертикального падения.

Выразительные деформации молодых отложений и отчетливое проявление Владикавказского разлома на глубине позволяют уверенно считать его крупной сейсмогенерирующей структурой.

Ключевые слова: тектоника, современная активность, сейсмичность, земная кора, разломы, ослабленные зоны, геолого-морфологический анализ, космоснимок, дешифрирование, линеамент, тектоническая раздробленность, микросейсмическое поле Земли, сейсмические волны поверхностного типа, микросейсмическое зондирование.

Введение

При оценке сейсмической опасности и выяснении конкретных связей между землетрясениями и геологическими структурами особенно важно выявить принципиальные особенности морфологии и признаки молодой и современной активности отдельных тектонических элементов как на дневной поверхности, так и на глубине. Этой цели можно достигнуть в рамках комплексных геолого-геофизических исследований, нацеленных на сравнительное изучение приповерхностной и глубинной структуры активных разломов. Именно такие исследования были проведены в 2007–2009 гг. в зоне Владикавказского глубинного разлома, расположенного в северо-осетинском секторе области перехода от горных сооружений Большого Кавказа к Предкавказскому предгорному прогибу.

Зона Владикавказского глубинного разлома представляет собой региональную границу между альпийским складчато-глыбовым сооружением Большого Кавказа и Предкавказским прогибом (Осетинской впадиной). Деформации позднеплейстоцен-голоценовых террас, связанные с ветвями Владикавказской зоны, впервые были детально описаны почти полвека назад Е.Е. Милановским [1968]. Позднее Владикавказский разлом появился на карте активных разломов СССР и сопредельных территорий [Карта ..., 1988]. Глубинное строение рассматриваемой зоны в разные годы было достаточно хорошо изучено методами ГСЗ [Краснопевцева, 1984], МТЗ и МОВЗ [Шемпелев, 2008].

В рамках разработанной при создании нормативных карт ОСР-97 линеаментно-доменно-фокальной модели зона Владикавказского разлома трактуется как сейсмолинеамент с максимальным сейсмическим потенциалом $M_{\text{макс}}$ =6.5 [Уломов, Шумилина, 1999]. По данным внерегионального сейсмотектонического метода, основанного на кластерном анализе комплекса геолого-геофизических данных, максимальный сейсмический потенциал разных отрезков зоны оценивается как $M_{\text{макс}}$ =6.5–7.1 [Рогожин, Рейснер, Иогансон, 2001].

Результаты всех проведенных исследований служат основанием для утверждения, что зона Владикавказского глубинного разлома – потенциально опасная в сейсмическом отношении неоднородность земной коры. То, что на рассматриваемой, густо заселенной территории ранее не проводилось углубленных сейсмотектонических исследований, предопределяет актуальность поставленной авторами задачи: целью выполненных в 2007–2009 гг. исследований была детальная оценка сейсмической опасности. В ходе полевых работ приповерхностное строение зоны разлома изучалось геологогеоморфологическими и палеосейсмогеологическими методами; глубинное строение – методом микросейсмического зондирования. Описание использованных методов приводится ниже.

Методы исследований

Широко известная методика геолого-геоморфологических исследований предполагает совместное рассмотрение материалов, полученных при полевых и камеральных работах, включающих дистанционные зондирования, анализ данных о формах рельефа, изучение обнажений, деформаций террасовых комплексов, поверхностей выравнивания, что в комплексе позволяет составить представление о степени новейшей активности разрывных и складчатых дислокаций.

Палеосейсмогеологические исследования подразумевают выявление следов древних землетрясений (часто неизвестных ранее) и установление их связи с той или иной тектонической структурой. Как правило, это возможно при обнаружении следов сейсмотектонических подвижек в зонах активных разломов. В основу изучения сейсмически активных разломов положен подход, основанный на допущении, что сильнейшие землетрясения далекого прошлого (часто доисторического) оставляют на земной поверхности свои следы (палеосейсмодислокации) [Флоренсов, 1960]. Активными считаются нарушения, отчетливо выраженные в виде уступов, которые секут различные формы рельефа позднечетвертичного возраста (долины водотоков, речные или морские террасы, конусы выноса, поверхности выравнивания и др.) и синхронные им отложения [Трифонов, Кожурин, Лукина, 1993]. При полевых исследованиях внутреннее строение деформированных форм рельефа изучается в специально пройденных горных выработках. Следы отдельных актов сейсмотектонических смещений обычно фиксируются наличием коллювиальных клиньев – специфических гравитационных накоплений, возникающих в опущенном крыле новообразованного сейсмотектонического разрыва. Кроме получения сведений о древних проявлениях сейсмической активности описываемый метод позволяет оценить современную активность разрывных нарушений и проследить в приповерхностном слое их морфолого-кинематические особенности.

Как уже отмечалось во Введении, для изучения глубинного строения зоны применялся метод микросейсмического зондирования [Горбатиков, Степанова, Кораблев, 2008; Горбатиков и др., 2010], основанный на том, что неоднородности земной коры искажают спектр низкочастотного микросейсмического поля в своей окрестности: на поверхности Земли над высокоскоростными неоднородностями спектральные амплитуды определенной частоты f уменьшаются, а над низкоскоростными – возрастают. Частота f связана с глубиной залегания неоднородности H и скоростью фундаментальной моды волны Рэлея $V_R(f)$ соотношением $H \approx 0.4 V_R(f)/f$. Метод реализуется в предположении, что вертикальная компонента микросейсмического поля определяется преимущественным вкладом фундаментальных мод Рэлея.

Вопрос о точности и разрешении метода решался авторами как экспериментальным путем, так и на основе численного моделирования. Экспериментальные оценки на тестовых объектах показывают, что точность восстановления и вертикальных, и горизонтальных границ крупных скоростных неоднородностей может достигать 4% от длины зондирующей волны (8% от глубины залегания неоднородности).

Деление объектов на крупные и мелкие (классификация по размеру) проводилось на основе численного моделирования. К крупным относились неоднородности, размеры которых в 1.5 и более раз превышают длину волны Рэлея. Было показано, что положение их вертикальных и горизонтальных границ при облучении микросейсмическими волнами со всех сторон может быть восстановлено достаточно точно при отсутствии ошибок измерений. Для малых неоднородностей с размерами меньше зоны Френеля соответствующей волны Рэлея положение их "центров тяжести" по горизонтали и глубине также может быть восстановлено точно, независимо от соотношения "размер неоднородности – длина волны". Однако их форма не восстанавливается, а представляется обобщенным облаком с размерами порядка зоны Френеля. Если расстояние между двумя малыми неоднородностями меньше зоны Френеля, то они рассматриваются как единый объект с общим центром тяжести. Две малые неоднородности начинают визуально разделяться в результирующей картине, если расстояние между ними составляет 20% и более от длины зондирующей волны.

Предлагаемый метод не позволяет оценивать абсолютные значения скоростей сейсмических волн, а лишь отображает границы объекта. Этим он похож на метод отраженных волн в сейсморазведке: результирующее изображение может "мигрировать" по глубине в зависимости от того, какая скоростная модель принята для региона исследований. Будучи относительным, метод наиболее выгодно проявляет себя в комплексе с другими геофизическими методами и при интерполяции.

На основе метода разработана технология, позволяющая определять глубинную структуру сложных геологических объектов с использованием фонового микросейсмического поля. Протестированная путем численного моделирования и экспериментальных исследований технология включает следующие этапы.

1. Последовательное измерение статистически устойчивых спектров микросейсм во всех точках сети или профиля. Для достижения статистической устойчивости микросейсмический сигнал накапливается в течение экспериментально определенного периода стационарности сигнала, равного 2 ч.

2. Построение площадного или линейного распределения амплитуд микросейсм для каждой частоты в спектре.

3. Привязка полученного распределения (площадного или линейного) к соответствующей глубине, исходя из соотношения $H(f) = 0.4\lambda(f) = 0.4V_R(f)/f$, где H(f) – глубина слоя, для которого строится изображение; $\lambda(f)$ – длина волны фундаментальной моды волны Рэлея; $V_R(f)$ – скорость фундаментальной моды волны Рэлея; f – частота в спектре микросейсмического сигнала, для которой производится расчет.

Обработка и построение изображений состоит в том, что для каждой частоты f в спектре строится пространственная кривая интенсивности микросейсмического сигнала, зависящая от положения измеряемой точки на профиле. Распределение интенсивности микросейсм строится по отношению к базовой станции, которая остается неподвижной в течение всего цикла измерений. Измерения в точках производятся с помощью передвижных станций. Кривая интенсивности привязывается к глубине. На основе

совокупности всех кривых распределения интенсивности строится разрез, на котором по горизонтальной оси откладывается расстояние вдоль исследуемого профиля, а по вертикальной – соответствующая глубина.

В результате получаем разрез, демонстрирующий распределение относительных интенсивностей микросейсмического сигнала при его прохождении в пределах площади исследования. Поскольку существует обратная зависимость скорости сейсмических волн в среде от их амплитуды, то фактически мы получаем отображение распределения относительных значений сейсмических скоростей в пределах изучаемой площади, не имея при этом возможности определить их абсолютные значения.

Результаты полевых исследований

По результатам полевых геолого-геоморфологических исследований с учетом характера четвертичных тектонических деформаций были выделены три субпараллельные ветви Владикавказской разломной зоны (рис. 1), представляющие собой дизъюнктивные ограничения морфоструктур второго порядка [*Овсюченко и др.*, 2008].

Все три ветви выражены смещением уровней молодых террас и слагающих их осадков (рис. 2). Кроме этого, с двумя южными ветвями связаны многочисленные блокоползни, следы древних подпруженных озер и перехватов речных долин. Так, в Т.4 (см. рис. 1) обнаружены бывшие верховья р. Соленой, оказавшиеся оторванными от среднего течения реки и влившиеся в бассейн р. Майрамадаг. Река Соленая в среднем течении и низовьях обладает широкой (до 400 м), хорошо проработанной, разложистой долиной, что не соответствует размерам ее водосборного бассейна. В своде приразломной антиклинали, преградившей путь реке, присутствует мощная аллювиальная толща, деформированная разрывно-складчатыми движениями.

Приповерхностное строение разломной зоны в целом и ее отдельных ветвей наиболее детально изучено в долине р. Гизельдон (рис. 2). Вдоль левого борта долины в разрезе высокой надпойменной террасы, возраст поверхности которой по [*Милановский*, 1968] определяется как позднеплейстоценовый, наблюдаются деформированные плиоцен-четвертичные отложения. Разрез террасы включает толщу аллювиальных (преимущественно валунно-галечных) отложений, в которых отмечается пачка несортированных разноокатанных (глыбы, в меньшей степени валуны, щебень, галька, дресва, гравий) грубообломочных отложений с суглинистым матриксом; мощность пачки 10–13 м. В залегании этой пачки наблюдаются довольно резкие изгибы, закономерно сочетающиеся с антиклинальными изгибами и уступами, нарушающими поверхность верхнеплейстоценовой террасы.

В ядре самой южной приразломной антиклинали отмечен выход конгломератов свиты Рухс-Дзуар. Возраст пород свиты по ее положению в разрезе и абсолютным датировкам принимается как плиоцен-четвертичный (акчагыл–средний плейстоцен) [Письменный и др., 2006]. К северу происходит резкое погружение как конгломератов, так и вышележащих пород, маркируемое по залеганию пачки грубообломочных отложений. Вблизи средней ветви разлома наблюдается погружение грубообломочной пачки под уровень реки. Через 500 м к северу грубообломочная пачки появляется вновь на высоте около 25 м над урезом воды. Деформации завершаются крутым уступом с высотой на поверхности позднеплейстоценовой террасы около 8 м, в районе которого происходит резкое погружение грубообломочной пачки, окончательно исчезающей из разреза. Ниже по течению реки разрезы надпойменных террас сложены исключительно аллювиальным материалом.



каз), VL 2 (Алагир); АБ – линия, по которой построен разрез, представленный на рис. 2



Рис. 2. Продольный профиль террас по линии АБ, проходящей вдоль левого борта р. Гизельдон (см. рис. 1). 1 – аллювиальные отложения; 2 – пачка грубообломочных отложений с суглинистым матриксом; 3 – конгломераты свиты Рухс-Дзуар (плиоцен–средний плейстоцен); 4 – разрывы, установленные в неоген-четвертичных отложениях. На вертикальной оси – абсолютные отметки рельефа (h, м); на горизонтальной – расстояние от южного конца профиля (R, км)

Строение средней ветви разлома детально изучено в правом борту р. Гизельдон вблизи южной окраины с. Гизель (рис. 3, А). Здесь в стенке карьера обнажены осадки свиты Рухс-Дзуар плиоцен-четвертичного возраста. Осадки представлены конгломератами, состоящими из гальки и валунов преимущественно вулканогенных пород. Эти породы смяты в антиклинальную складку, южное крыло присводовая часть которой осложнены серией разрывов. Основную роль в структуре описываемой разрывноскладчатой деформации играет система нарушающих южное крыло антиклинали взбросов, вдоль которых резко изменяется характер залегания пород. К югу от системы взбросов отложения свиты Рухс-Дзуар принимают обычное для этих мест моноклинальное залегание с падением к северу под углами 15-20°. Величину смещения по нарушению измерить трудно, однако можно предположить, что она достигает нескольких десятков метров, так как характер отложений в разных крыльях структуры существенно различен. Описанной антиклинальной складке на поверхности верхнеплейстоценовой террасы в левом борту р. Гизельдон (напротив карьера) отвечает валообразный изгиб, поверхность которого повторяет морфологию разрывно-складчатой деформации в отложениях свиты Рухс-Дзуар, что указывает на рост складки и "подновление" разрывов в позднем плейстоцене и голоцене.

Северная ветвь Владикавказской разломной зоны на поверхности выражена уступом, секущим все осадочные отложения молодого комплекса предгорий Большого Кавказа. Уступ прослеживается от р. Ардон на западе до р. Камбилеевка на востоке; его максимальная высота, составляющая около 8 м, отмечена в междуречье рек Майрамадаг и Камбилеевка на поверхности позднеплейстоценовых отложений пятой и шестой террас. В западном направлении высота уступа снижается до 2–2.5 м в долине р. Фиагдон и 1–1.5 м в долине р. Ардон. Высота уступа на поверхности первой и второй надпойменных террас в долинах рек Майрамадаг, Гизельдон, Терек и Камбилеевка не превышает 2.5 м. Деформации речных террас и перехваты речных долин свидетельствуют об активности ветвей Владикавказской разломной зоны на протяжении четвертичного периода, включая и голоцен.



Рис. 3. А. Схематический разрез складчато-разрывного нарушения осадков свиты Рухс-Дзуар в зоне средней ветви Владикавказского разлома на правом борту р. Гизельдон (см. рис. 1, Т.1): 1 – границы слоев; 2 – разрывы; 3 – тектоническая брекчия. Масштаб по горизонтали и вертикали один и тот же.

Б. Фотография деформаций позднеплейстоценовой террасы в левом борту р. Гизельдон напротив Т.1 (см. рис. 1). В центральной части виден изгиб поверхности террасы, сопровождающий приразломную антиклиналь вдоль средней ветви Владикавказского разлома (фотография А.Н. Овсюченко, 2007 г.)

О сейсмическом характере активизации исследуемой разломной зоны в прошлом свидетельствуют разрывные смещения молодых отложений, а также коллювиальные клинья и погребенные слои палеопочв в опущенных крыльях разрывов, изученные в специально пройденных горных выработках. Амплитуда одноактного (вероятно, сейсмотектонического) вертикального смещения по северной ветви Владикавказской разломной зоны достигает 40 см (см. рис. 1, Т.7). В пределах средней и южной ветвей подобные смещения также не превышают 40 см (см. рис. 1, Т.3, Т.5).

В частности, один из таких разрывов наблюдается на северной окраине с. Тарское (Т.6 на рис. 1). Здесь, в уступе первой надпойменной террасы обнажены нарушенные тектоническим разрывом аллювиальные отложения, перекрывапющие глины майкопской серии олигоцена-миоцена (рис. 4). На поверхности террасы в этом месте наблюдается пологий уступ высотой около 1.5 м. Подножию уступа в разрезе террасы и коренном цоколе отвечает круто падающий к северу разрыв, проникающий в аллювиальные отложения. Разрыв сопровождается зоной ожелезнения и смятия в майкопских глинах. В рыхлых отложениях по разрыву наблюдается вертикальное смещение аллювиального галечно-валунного слоя с амплитудой около 0.5 м. В опущенном крыле разрыва на галечно-валунном слое залегают светло-коричневые суглинки с расколотыми валунами и галькой. При этом суглинистый слой смещен по разрыву на величину 20 см. В южном (опущенном) крыле разрыва в нижней части этого слоя наблюдается темно-серая



Рис. 4. Обнажение в левом борту р. Камбилеевка на северной окраине с. Тарское (см. рис. 1, Т.6). Пунктирные линии: тонкие – границы слоев; жирная – разрыв. Цифры в кружках: 1 – почва; 2 – галька и гравий с суглинистым заполнителем; 3 – светло-серые слоистые пески; 4 – светлокоричневые суглинки с валунами и галькой; 5 – валунно-галечный аллювий; 6 – черные глины с лимонитом и ярозитом (макопская серия олигоцена-миоцена). Фотография А.Н. Овсюченко, 2007 г.

палеопочва (радиоуглеродный возраст 5570±90 лет, образец ИГАН 3880). В одном метре к северу от разрыва (в поднятом крыле) суглинистый слой выклинивается. Здесь же наблюдается выклинивание залегающего выше песчаного слоя, маркирующее молодой антиклинальный изгиб в поднятом крыле разрыва.

Структура описанного разреза позволяет сделать заключение, что в прошлом здесь имела место одноактная подвижка, при которой валунно-галечный слой оказался разорванным с вертикальной амплитудой около 0.5 м, а перекрывающие его суглинки переотложились в опущенном крыле, захоронив при этом почву с возрастом 5570±90 лет. Поскольку смещения происходили и позднее (это отражено смещением суглинистого слоя и формированием молодого антиклинального изгиба в поднятом крыле разрыва), можно предпололожить, что, вероятнее всего, одноактное смещение составило примерно 30–40 см, а позднейшие деформации носили характер медленных движений.

Таким образом, изученные деформации позволяют полагать, что в прошлом все ветви Владикавказской разломной зоны испытывали импульсные обновления, причиной которых, скорее всего, были землетрясения. Используя известные статистические соотношения между магнитудами землетрясений и размерами зон сейсмодислокаций, а также между амплитудами сейсмотектонических смещений и их кинематикой [*Wells, Coppersmith*, 1994], можно предположить, что магнитуда сейсмических событий, породивших указанные выше палеосейсмодислокации, составляла 6.5–6.7. По всей видимости, помимо сейсморазрывов при этом образовались и крупные блоковые оползни. Примером может служить оползень, развитый в правом борту р. Гизельдон (см. рис. 1, Т. 1), имеющий сложное чешуйчатое строение. Длина тела оползня достигает 1 км, ширина – 600 м; высота стенок отрыва блоковых оползней достигает 30 м. Нижняя часть тела оползня перекрыта вторичными оползнями-сплывами. Следует отметить, что сейсмовибрационные структуры (грифоны, нептунические дайки) в изученных разрезах молодых отложений предгорий отсутствуют.

Полевые инструментальные исследования глубинной структуры зоны Владикавказского разлома были выполнены методом микросейсмического зондирования вдоль двух профилей – VL1 (Владикавказ) и VL2 (Алагир) (положение профилей см. на рис. 1). На профиле Владикавказ, проходившем от северных пригородов Владикавказа на юг через город и далее вдоль Военно-Грузинской дороги, измерения выполнены в 57 точках. На профиле Алагир, полностью проходившем вдоль Транскавказской магистрали и пересекавшем в своей средней части г. Алагир, измерения были выполнены в 51 точке. Расстояние между пунктами измерений на обоих профилях – 420–450 м; базовая станция находилась во Владикавказе. По результатам зондирования строились глубинные разрезы в параметрах относительных скоростей сейсмических *S*-волн, подробно рассматриваемые ниже (рис. 5); абсолютные значения скоростей не определялись.

Обсуждение результатов

В региональном плане зона Владикавказского разлома расположена в области перехода между альпийским складчато-глыбовым сооружением Большого Кавказа и Предкавказским прогибом (Осетинской впадиной). В верхних горизонтах осадочного чехла разлом представляет собой крупнейшую региональную флексурно-разрывную систему нарушений, особенно круто падающую (до вертикальной) в породах палеогена и миоцена и более пологую в плиоцен-четвертичных слоях [*Письменный и др.*, 2006]. В поле горизонтальных градиентов силы тяжести граница между Большим Кавказом и Осетинской впадиной характеризуется аномальной региональной гравитационной ступенью. По расчетным данным приповерхностной части ступени соответствует расслоенная вертикальная флексура с размахом смыкающего крыла до 10 км и углом падения 65–70°, прослеживаемая до глубин 5–6 км [*Шемпелев*, 1982]. Предполагается, что поверхность фундамента в районе Владикавказского разлома смещена на 5–6 км [*Письменный и др.*, 2006].

К югу от зоны Владикавказского разлома расположена северная моноклиналь Большого Кавказа, сложенная среднеюрскими-неогеновыми осадочными формациями, образующими доггер-миоценовый структурный этаж. Здесь снизу вверх выделяются юрская известняковая (J₂ar-J₃mt), меловая песчано-глинисто-карбонатная (K₁-K₂),



Рис. 5. Результаты применения метода низкочастотного микросейсмического зондирования по профилям *VL2*, Алагир (*a*) и *VL1*, Владикавказ (δ). Положение профилей см. на рис. 1. Отрезки штриховых линий на верхних горизонтальных осях – активные разрывы, установленные по результатам геологических исследований. Над фрагментом *a*: рельеф в створе профиля (*1*) и вдоль долины реки (*2*)

мел-палеогеновая карбонатная (K₂-Pg₁₋₂), олигоцен-миоценовая глинистая (Pg₃-N₁) и миоценовая глинисто-песчаниковая (N₁) формации [*Ольховский и др.*, 1998]. Породы, слагающие Северную моноклиналь, имеют региональное северное падение, при этом наиболее крутые (до 60°) углы падения наблюдаются в междуречье рек Терек и Ардон. К западу (в междуречье рек Ардон и Урух) залегание пород выполаживается до 20°. Породы олигоцен-миоценового структурного этажа несогласно перекрываются континентальной грубообломочной молассой верхнеплиоценового–эоплейстоценового возраста, мощность которой резко нарастает к северу от зоны Владикавказского разлома при переходе в пределы Осетинской впадины.

По данным геофизических и буровых работ (разведка на нефть) подошва известняковой соленосной формации позднеюрского возраста в Осетинской впадине залегает на глубинах до 9–9.5 км (в среднем 5–6 км) [Письменный и др., 2006]. Формация представлена известняками и доломитами с прослоями каменной соли матламской и балтинской свит, относимых к киммерджскому и титонскому ярусам юры. Эта толща, благодаря своим физическим свойствам, четко выделяется среди вмещающих осадков и служит репером при расчленении разреза геофизическими методами. Ее подстилает нижне-среднеюрская сланцевая формация, мощность которой в Предкавказском прогибе сокращается до нескольких сотен (и даже десятков) метров, при этом во многих скважинах она отсутствует вовсе. Ниже залегает развитый по всему Предкавказью терригенно-карбонатный комплекс пермо-триаса.

Более глубокие горизонты земной коры в исследуемой зоне изучены хуже. По данным сейсмических исследований МОВЗ под Осетинской впадиной поверхность Мохоровичича залегает на глубине 40–43 км [Шемпелев, 2008], по данным ГСЗ (профиль Степное–Ленинкан) – 41–43 км [Краснопевцева, 1984]. По данным МОВЗ выделяются две коровые границы – на глубинах 19–23 км (кровля верхнего базальтового слоя) и 32–33 км (кровля нижнего базальтового слоя). Поверхность кристаллического фундамента под Осетинской впадиной выделяется по данным ГСЗ на глубине 14–17 км. В районе г. Алагир по данным ГСЗ зона Владикавказского разлома определяется четкими сейсмическими признаками – появлением интенсивных дифрагированных волн, искажением рельефа большинства глубинных границ и исчезновением некоторых протяженных границ на северном склоне Большого Кавказа. Южнее располагается мощный (50 км) блок земной коры Центрального Кавказа, внутри которого на глубинах 13–25 км выделен волновод с перепадом скорости 6.2–5.8–6.4 км/с.

На микросейсмических разрезах границы названных выше комплексов прослеживаются фрагментарно и лишь на отдельных участках (см. рис. 3). В северных частях обоих профилей, соответствующих Осетинской впадине, на глубинах 2.5–4 км выделяется первый прерывистый близгоризонтальный раздел высокой контрастности скоростей поперечных сейсмических волн. В разрезе осадочного чехла впадины этот раздел предположительно соответствует подошве терригенных отложений миоценового молассового комплекса. Ниже – на глубине 4.5–7 км – можно выделить второй, более мощный и контрастный раздел, который в Осетинской впадине предположительно соответствует кровле известняковой соленосной формации позднеюрского возраста. Связь горизонтальных границ, прослеживаемых в нижних частях разрезов, с конкретными структурно-вещественными комплексами не установлена.

На обоих профилях отчетливо прослеживаются крупные субвертикальные зоны пониженных скоростей поперечных волн. Интересно, что эти субвертикальные зоны проникают до подошвы земной коры и ниже в мантию. Можно видеть, что выделяемые субгоризонтальные зоны ограничены субвертикальными и не прослеживаются в прилегающих блоках земной коры.

В верхней части разреза (на глубинах до 7–8 км) выделяется несколько более мелких низкоскоростных зон – две на профиле Алагир и три на профиле Владикавказ. На первом профиле они прослеживаются раздельно вплоть до подошвы земной коры; на втором на глубине 15 км эти зоны сливаются, проникая в мантию. Факт прослеживания зон низких скоростей поперечных сейсмических волн в принципиально разных структурно-формационных комплексах указывает на их преимущественно реологическую природу.

В приповерхностной части разрезов выделяемые низкоскоростные зоны четко соответствуют разрывам в молодых отложениях, изученным геологическими методами. Если рассматривать эти зоны в качестве областей пониженной прочности, то разрывы в молодых осадках могут быть связанными с зонами разгрузки глубинных напряжений в верхних горизонтах чехла. Наиболее контрастно такая зона проявлена на профиле Алагир в районе пунктов VL2-37–VL2-40.

Проведенный анализ позволяет выполнить сегментацию зоны Владикавказского разлома в целом по степени ее современной активности и утверждать, что наиболее активным является ее западный фланг.

Заключение

Полученные данные согласуются с материалами ранее проведенных глубинных геофизических исследований, существенно уточняя и дополняя их. Применение метода микросейсмического зондирования позволило проследить поведение выявленных ранее и изученных на поверхности геолого-геоморфологическими методами ветвей Владикавказской разломной зоны и по глубине, и по простиранию, т.е. составить трехмерное представление о строении исследуемой системы тектонических нарушений. Если в приповерхностной части разреза структура разломной зоны имеет вид листрического складко-надвига, то в глубоких горизонтах земной коры она представлена хорошо оформленной контрастной зоной с субвертикальным падением (см. рис. 2, 5). Выразительные деформации молодых отложений и отчетливое проявление зоны Владикавказского разлома на глубине позволяют уверенно считать ее крупной сейсмогенерирующей структурой.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 11-05-00205-а) и гранта Президента Российской Федерации для поддержки молодых ученых МК-65071.2010.5.

Литература

- Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е. Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование среды с помощью микросейсм // Физика Земли. 2008. № 7. С.66–84.
- Горбатиков А.В., Овсюченко А.Н., Рогожин Е.А., Степанова М.Ю., Ларин Н.В. Строение зоны Владикавказского глубинного разлома по результатам комплексных геолого-геофизических исследований // Вопросы инженерной сейсмологии. 2010. Т. 37, № 3. С.36–44.
- Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий / Под ред. В.Г. Трифонова. М., Иркутск, ГУГК, 1986.
- *Краснопевцева Г.В.* Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. М.: Наука, 1984. 107 с.
- Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
- Овсюченко А.Н., Мараханов А.В., Новиков С.С., Рогожин Е.А. Зона Владикавказского активного разлома на территории РСО-А // Вестник Владикавказского НЦ РАН. 2008. Т. 8, № 3. С.44–56.
- Ольховский Г.П., Тибилов С.М., Трощак С.А., Киричко Ю.А., Энна Н.Л., Письменный А.Н., Фисенко Н.С., Икаева Н.Н., Мулина И.Г. Составление специализированной геологической основы масштаба 1:50000 для прогнозно-металлогенической карты Горной Осетии. Владикавказ: ГГП "Севосгеологоразведка", 1998.
- Письменный А.Н., Горбачев С.А., Вертий С.Н., Зарубина М.А., Пичужков А.Н., Письменная Н.С., Терещенко В.В., Терещенко Л.А. ГДП-200 в пределах восточного сегмента зоны Главного хребта Центрального Кавказа (листы К-38-IX, XV). Ессентуки: ФГУГП "Кавказгеолсъемка", 2006.
- 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.
- *Трифонов В.Г., Кожурин А.И., Лукина Н.В.* Изучение и картирование активных разломов // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Т. 1. М.: ОИФЗ РАН, 1993. С.196–206.
- Уломов В.И., Шумилина Л.С. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР-97. Масштаб 1:8 000 000: Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. М.: ОИФЗ РАН, 1999. 57 с.

- Флоренсов Н.А. О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области // Геология и геофизика. 1960. № 1. С.74–90.
- Шемпелев А.Г. Разломно-блоковая тектоника Северного Кавказа по геофизическим данным // Геол. журн. 1982. Т. 42, № 4. С.97–108.
- Шемпелев А.Г. Глубинное строение Казбекского мегаблока Большого Кавказа // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Материалы тект. совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 2008. С.463–466.
- *Wells D.L., Coppersmith K.J.* New empirical relationships among magnitude, rupture length rupture width, rupture area, and surface displacement // Bull. Seis. Soc. Amer. 1994. V. 84, N. 4. P.974–1002.

Сведения об авторах

ГОРБАТИКОВ Андрей Вениаминович – кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН 123995, ГСП-5, Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: (499) 254-24-03. E-mail: avgor70@mail.ru

ОВСЮЧЕНКО Александр Николаевич – кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123995, ГСП-5, Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: (499) 254-90-15. Е-mail: ovs@ifz.ru

РОГОЖИН Евгений Александрович – доктор геолого-минералогических наук, профессор, заместитель директора, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123995, ГСП-5, Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: (499) 254-87-15. Е-mail: eurog@ifz.ru

СТЕПАНОВА Марина Юрьевна – кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН 123995, ГСП-5, Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: (499) 254-24-03. E-mail: mars@sumail.ru

ЛАРИН Николай Владимирович – инженер, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН 123995, ГСП-5, Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: (499) 254-24-03. E-mail: larin.hydrogen@gmail.com

SEISMOTECTONICS AND DEEP STRUCTURE OF THE VLADIKAVKAZ FAULT ZONE

A.N. Ovsyuchenko, A.V. Gorbatikov, M.Yu. Stepanova, N.V. Larin, E.A. Rogozhin

Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. The Vladikavkaz Fault Zone is a regional boundary between the Alpine folded-block system of the Great Caucasus and the Pre-Caucasus foredeep (Ossetian depression). A complex of geological-and-geophysical methods accompanied by geological and geomorphological techniques was used for its study. The data of recent activity of discontinuous and folded dislocations were obtained as a result. Additional application of microseis-mic sounding method allowed to trace the behavior at depth and along strike of Vladikavkaz fault zone branches known from geological and geophysical methods on the earth's surface. An idea of three-dimensional structure of this system of tectonic faults was made up. It was shown that the structure of the upper section of the fault zone has a form of listric fold-thrust, and in the deep layers of the earth's crust it is represented by a well-formed contrast zone with subvertical plunging. Expressive deformations of young sediments and a clear manifestation of the fault zone at depth makes possible to consider the Vladikavkaz fault as a major seismogenic structure.

Keywords: tectonics, recent activity, seismicity, earth crust, the faults, the fractured zones, the geologomorphological analysis, space image, satellite image interpretation, lineament, tectonic dissociation, a microseismic field of the Earth, seismic waves of surface type, microseismic sounding.