

Особенности сейсмотектоники и древние землетрясения Южной Осетии

(часть 1)

А.Н. Овсяченко*¹, А.В. Мараханов*², С.С. Новиков*³, А.С. Ларьков*⁴

ВВЕДЕНИЕ

В 2009–2010 гг. в связи с возникновением на севере Грузии, в Южной Осетии и на юге Северной Осетии сильного землетрясения 7 сентября 2009 года с магнитудой около 6.0 сотрудниками сейсмотектонического отряда ИФЗ РАН в южноосетинском секторе Большого Кавказа проводились исследования, носившие в основном палеосейсмогеологическую направленность. Актуальность таких работ в регионе определяется высокой степенью сейсмической опасности и необходимостью в ее уточнении и дифференциации с позиций детального подхода. Одними из важнейших составляющих в таких исследованиях являются оценки максимальной возможной магнитуды ожидаемых землетрясений и вероятности возникновения события максимально возможной силы за определенный промежуток времени. При этом расчеты вероятности возникновения сильного землетрясения являются наиболее полными и обоснованными при учете палеосейсмогеологических данных. Это связано с неполнотой сейсмологических каталогов для доинструментального периода, т.е. до начала инструментальных сейсмологических наблюдений, и большим периодом повторяемости сильных землетрясений, достигающим сотен и тысяч лет. Кроме того, при детальном картировании сейсмической опасности всегда возникают вопросы об определении точного местоположения сейсмогенерирующих структур, их пространственных характеристиках и месте в геологическом строении региона.

Эти задачи для рассматриваемого региона решены далеко не полностью. Наиболее изученной является Рача-Джавская сейсмотектоническая зона, в которой произошло катастрофическое Рачинское (или Рача-Джавское) землетрясение 1991 г. с $M = 6,9–7,2$ (по разным оценкам) и интенсивностью в эпицентре $I_0 = 8–9$

баллов. Проведенные сразу после этого события сейсмологические [2] и геологические [5; 4] исследования позволили детально охарактеризовать строение очага землетрясения и выявить породившие его геологические структуры [10]. В то же время какие-либо сведения о предыдущих землетрясениях подобной силы, случившихся в этом же очаге, отсутствуют. Кроме того, до землетрясения здесь отсутствовали и конкретные сведения о следах сильных сейсмических событий прошлого – палеосейсмодислокациях. Ранее древние сейсмодислокации были выявлены и изучены значительно западнее Южной Осетии и очага землетрясения 1991 г. – в Грузии и Абхазии [19]. Сразу после Рачинского (Рача-Джавского) землетрясения палеосейсмодислокации были выявлены (без абсолютного возрастного датирования) в основном в западной части эпицентральной области, тогда как в Южной Осетии такие исследования провести не удалось [4].

Поэтому одной из целей исследований, проводимых авторами статьи, является изучение и датирование следов древних сейсмических катастроф в эпицентральной зоне Рача-Джавского землетрясения 1991 г. Результаты исследований публикуются в статье 1. Конечным итогом работы в этом направлении является восстановление сейсмической истории (долговременного сейсмического режима) сейсмотектонической провинции, в которой произошла катастрофа 1991 г.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу исследований положен палеосейсмогеологический подход, основанный на том, что сильнейшие землетрясения далекого, часто доисторического прошлого оставляют на поверхности следы – палеосейсмодислокации [18; 13]. Помимо этого применялись детально разработанные и апробированные в различных сейсмоактивных регионах методы структурно-

*¹ Овсяченко А.Н. – к. г.-м. н., в.н.с., институт физики Земли РАН, г. Москва.

*² Мараханов А.В. – с.н.с., институт физики Земли РАН, г. Москва.

*³ Новиков С.С. – н.с., институт физики Земли РАН, г. Москва.

*⁴ Ларьков А.С. – аспирант, институт физики Земли РАН, г. Москва.

геоморфологического, историко-структурного и структурно-формационного анализа, а также сопоставления проявлений сейсмичности с геолого-геофизическими данными о глубинном строении земной коры [18; 13; 16; 12; 9; 7 и др.]. Используя данные о распределении сейсмичности и элементов складчато-разрывной тектоники, можно установить конкретные структуры, ответственные за реализацию сейсмического потенциала, а применение структурно-геоморфологического анализа и «тренинга» (изучение молодых тектонических и сейсмогравитационных нарушений рельефа в обнажениях и специально пройденных горных выработках) позволяет проконтролировать реальность существования на местности выявленных очагов сильных землетрясений. Такой комплексный подход позволяет составить представление о параметрах землетрясений, которые в данном регионе происходили в прошлом и, возможно, произойдут в будущем.

Полевые работы включили в себя: анализ материалов дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ); структурно-геоморфологические исследования; детальное изучение молодых тектонических и сейсмогравитационных нарушений рельефа в обнажениях и специально пройденных горных выработках, а также условий залегания связанных с этими нарушениями рыхлых отложений. При этом ставилась задача выявления всех известных типов палеосейсмодислокаций. Среди них выделяется два основных типа: первичные (или сейсмотектонические, отражающие выход очага землетрясения на поверхность) и вторичные (сейсмогравитационные и вибрационные, представляющие собой следствие сейсмических сотрясений) [14 и др.]. К вторичным нарушениям в первую очередь относятся оползни, обвалы, каменные лавины, катастрофические сели и структуры разжижения грунта – кластические, нелпунические дайки и грифоны. Все эти нарушения рельефа, за исключением вибрационных (даек и грифонов), в массовых количествах образовались при землетрясении 1991 г.

Предварительное выявление древних сейсмогенных образований основано на морфологических методах. В случае первичных сейсмодислокаций (активных разломов) это относится, прежде всего, к выявлению линейных зон, секущих и смещающих молодые формы рельефа [16]. Основным методом при этом является дешифрирование материалов дистанционного зондирования (ДЗЗ). В общем случае в качестве активных выделяются нарушения, отчетливо выраженные в рельефе в виде прямолинейных, дугообразных или эшелонированных уступов, ложбин и валов различной протяженности, которые пересекают и смещают различные формы рельефа позднечетвертичного возраста (долины

водотоков, речные или морские террасы, конусы выноса, поверхности выравнивания и др.), а также синхронные им отложения.

Полевыми наблюдениями были уточнены и дополнены факты деформаций молодых элементов рельефа и отложений. О наличии молодых сейсмогенных подвижек по разломам свидетельствуют тектонические смещения молодых отложений и форм рельефа, резкие изменения литолого-фациального состава и мощностей в покровных четвертичных наносах и почве, коллювиальные клинья в опущенных крыльях разрывов, а также сгущения в распределении вдоль активных разломов сейсмогравитационных структур. В ходе изучения палеосейсмодислокаций отбирались образцы захороненного в результате соответствующих процессов материала, содержащего органическое вещество, пригодное для получения сведений о времени их возникновения, а следовательно, и для определения времени породивших их землетрясений и восстановления долговременного сейсмического режима. Датирование таких образцов радиоуглеродным методом (C^{14}) выполнялось в лаборатории Института географии РАН группой О.А. Чичаговой.

Поскольку для Южной Осетии характерен ярко выраженный гумидный климат и соответствующие ему густые леса, основными факторами, определяющими региональные особенности экзоморфогенеза, являются: повышенное количество осадков при очень сильной расчлененности рельефа и, как результат, высокая интенсивность эрозионных, склоновых и селевых процессов. Все эти факторы обуславливают высокую скорость денудации, что, с одной стороны, определяет часто небольшую (в среднем 0,5 м) мощность крайне подвижного склонового чехла и препятствует долговременному сохранению первичных и сейсмовибрационных нарушений, а с другой – предопределило широкое развитие обвально-осыпных, оползневых и селевых форм рельефа, напрямую не связанных с землетрясениями. В связи с этим представляется целесообразным подробно рассмотреть критерии выделения сейсмогравитационных форм рельефа.

Характерной чертой эпицентральных зон сильных землетрясений является одновременное катастрофическое развитие оползней, обвалов и т.д. на значительной площади. Поэтому одним из основных признаков сейсмогенного происхождения для подобных древних образований может служить совпадение времени их образования со временем возникновения первичных сейсмодислокаций или других вторичных явлений. В случае незначительной площади эпицентральной зоны древнего землетрясения удается непосредственно установить связь пер-

вичных и вторичных структур. Сопоставление датировок сейсмодислокаций разного генезиса делает реконструкции времени возникновения древних землетрясений более надежными по сравнению с датировками отдельных типов дислокаций.

В целом же для крупных сейсмогенных оползней наиболее характерны следующие признаки: 1) формирование в прочных массивах, для которых оползнеобразование не совсем типично, т. е. в отсутствии других реальных факторов, способных вызвать смещение; 2) необычно большой захват склона в глубину; 3) горизонтальные смещения оползневых тел относительно зон отрыва или аномально большое расстояние между ними; 4) наложенный характер поверхностей отрыва; 5) продолжение последних за водоразделы; 6) формирование оползневых ниш, седлающих межовражные гребни, а также шарнирного типа [21; 17; 8; 20]. Иными словами, сейсмогенные оползни и обвалы перемещаются на гораздо большее расстояние, имеют иную динамику, размеры, а часто и направление смещения, чем обычные склоновые образования. Их динамика и дальность распространения определяются прежде всего объемом и энергией явления.

К другой группе сейсмогравитационных явлений, имеющих катастрофические последствия, относятся каменные лавины [5]. Такие образования возникают при движениях оторванных масс под воздействием сильного сейсмического удара. При этом обломочные массы продвигаются по долине на значительное расстояние, гораздо дальше, чем в случае, если бы их перемещение было вызвано только силами гравитации. В результате формируется обломочный поток с признаками турбулентности и течения. Большая дальность перемещения может быть связана либо с образованием воздушной подушки в подошве обвала, либо попаданием обводненных аллювиальных масс под обвальные массы. В момент резкой остановки, в большинстве случаев связанной с ударом о противоположный борт долины, масса горных пород перераспределяется под действием сил инерции. При этом большая часть принесенного материала сгруживается во фронтальной части тела, за счет чего форма его начинает напоминать в плане треугольник, вершина которого направлена в сторону, противоположную направлению движения. Подобные массовые явления сопровождали Рача-Джавское землетрясение 1991 г. Наиболее крупная каменная лавина возникла в приустьевой части р. Хаетисцкали, полностью уничтожив с. Хаети (рис. 1 А).

Кроме того, в результате землетрясения 1991 г. произошел массовый сход снежных лавин с

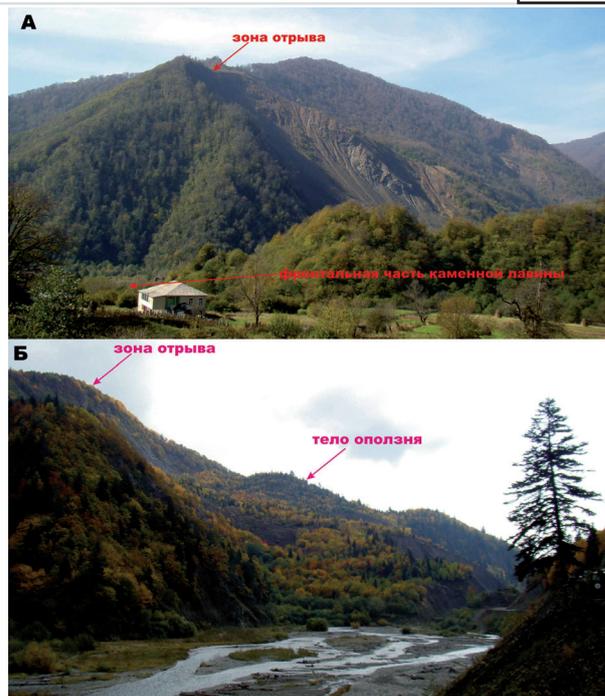


Рис. 1. Крупнейшие гравитационные сейсмодислокации Рача-Джавского землетрясения 1991 г.

на территории Южной Осетии

А: зона отрыва и нижняя часть каменной лавины в нижнем течении р. Хаетисцкали. Фото 2009 г.

Б: крупный сейсмогенный оползень, перегородивший долину р. Паца при землетрясении 1991 г. Фото 2009 г. В этом же районе выявлены и изучены крупные древние сейсмогравитационные проявления. Оползень полностью перегородил долину, где в течение около 10 лет существовало постепенно деградировавшее озеро, ныне превратившееся в аллювиальную подпруду

северного склона горного массива Сырхлеберта [5]. Обрушившиеся в долины ручьев и рек массы мокрого снега дополнительно питались водой и превратились в мощные снежно-селевые потоки, которые на несколько километров пронесли вниз по долинам. На аэрофотоснимках эти снежные шлейфы выглядят как настоящие долинные ледники. Области сгуживания материала отчетливо выражены в виде языков с концентрическими валами на них. В некоторых долинах снежно-селевые потоки буквально прорезали каменно-земляные завалы, образовавшиеся при этом же землетрясении в результате обвалов и осыпей со склонов. Один из таких потоков, обогащенный обломками горных пород со склона, превратился в настоящую грязекаменную лавину. Эта лавина прошла далее вниз по речке еще 1,5 км, сметая росшие по берегам деревья, и выплеснулась в долину р. Джоджоры в 3 км ниже по течению от г. Квайса, воздвигнув там земляную плотину.

Описанные признаки были использованы для выявления древних сейсмогравитационных образований.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СЕЙСМОТЕКТОНИКИ ЮЖНОЙ ОСЕТИИ

В рассматриваемом секторе Центрального Кавказа выделяется несколько тектонических зон запад-северо-западного и широтного простирания (рис. 2). Эти зоны отличаются друг от друга вещественным составом, структурными рисунками и особенностями современного поля напряжений, восстанавливаемого по сейсмологическим и геологическим данным. Наиболее крупная выделяемая здесь разломная структура – Рача-Лечхумская шовная зона, имеющая глубинное заложение и на протяжении всего альпийского цикла геологической истории разделявшая области с различными режимами развития. На поверхности она выражена в виде узкой, протяженной, линейной синклинали депрессии.

Вдоль осевой части Кавказа в рассматриваемом регионе протягивается зона Гебско-Лагодехского активного разлома [15]. Она трасируется непосредственно южнее зоны Главного Кавказского надвига и нарушает смятые в линейные складки породы Чиаурского флишевого синклинория, представленные флишевым переслаиванием песчаников, аргиллитов, алевролитов и редко известняков раннемелового возраста. Северная прямолинейная граница Чиаурской флишевой зоны, выраженная зоной Главного Кавказского надвига, отделяет ее от зоны Главного хребта Большого Кавказа, сложенной на Центральном Кавказе обширнейшими полями древних (палеозойских и протерозойских) гранитоидов и гранито-гнейсов, а также песчано-сланцевыми толщами ранней юры. Толщи флишевой зоны характеризуются опрокидыванием складчатости к югу. В соответствии с этой вергентностью южная граница зоны имеет чешуйчато-надвиговый характер.

Разные по составу и мощности чешуи флишевых пород Чиаурской зоны надвинуты (или взброшены) на толщи верхнего лейаса, байоса и эоцена Гагро-Джавской зоны [6]. Амплитуда горизонтального перекрытия северной окраины этой зоны довольно велика, возможно, составляет несколько километров. Еще южнее располагаются Гагро-Джавская, Рача-Лечхумская, Окрибо-Сачхерская тектонические зоны и Дзирульский выступ фундамента Грузинской глыбы. По аналогии с более западными районами Сванетии, контакты между породами лейаса, формирующими альпийский чехол, и толщами дизской серии, образующей относительно «мягкий», податливый доальпийский фундамент, могут иметь тектоническую природу и представляться в виде множественных срывов и структур независимой деформации пород одного комплекса относительно пород другого [11]. Рача-Лечхумский прогиб имеет шовную природу,

являясь поверхностным отражением одной из крупнейших зон глубинных разломов Кавказа – Кахетино-Лечхумской шовной зоны, которая разделяет области с принципиально различным режимом развития. Граница Рача-Лечхумского прогиба с Гагро-Джавской зоной повсеместно разрывная. Отмечается взбрасывание или надвигание более древних пород Гагро-Джавской зоны на более молодые осадки прогиба. В районе сочленения Окрибо-Сачхерской зоны с северо-восточной частью Дзирульского выступа установлены срыв и скольжение пород чехла в южном направлении вдоль поверхности фундамента, на что указывают частое утонение (вплоть до полного исчезновения) базального горизонта чехла Окрибо-Сачхерской зоны, а также наличие вдоль контакта следов смятия и подвижек как в чехле, так и в фундаменте.

Таким образом, рассмотрение состава и структуры южного склона Кавказа привело к выводу о том, что главной тенденцией позднеальпийского развития этой территории является (наряду с относительным воздыманием южного склона над Грузинской глыбой) взаимное сближение кристаллического фундамента Центрального Кавказа и Дзирульского массива, поддвигание последнего под Большой Кавказ и, в связи с этим, отрыв от основания и надвигание в южном направлении пород альпийского чехла Окрибо-Сачхерской и Гагро-Джавской тектонических зон [11]. С этим связаны преобладание южной вергентности складок флишевой зоны и Рача-Лечхумской шовной синклинали, взбросо-надвиговый характер границ большинства зон и факты независимой деформации пород чехла и фундамента в южной части Окрибо-Сачхерской зоны, а возможно, и в Гагро-Джавской зоне. Этим же объясняется и постепенное упрощение складчатости в пределах перечисленных тектонических зон в направлении с севера на юг и дугообразный, выпуклый к северу, изгиб южных границ Окрибо-Сачхерской зоны и Рача-Лечхумского прогиба.

Именно с этой тенденцией увязывается причина Рачинского (или Рача-Джавского) землетрясения 1991 г. [10]. При высокой магнитуде ($M = 6,9-7,2$) и малой глубине очага (6–14 км) землетрясение не сопровождалось явным выходом на поверхность сейсморазрыва, замаскированного в результате вторичных гравитационно-сейсмо тектонических процессов [4]. При этом оно спровоцировало активизацию катастрофических склоновых процессов на большой территории. Отсутствие явных первичных тектонических сейсмодислокаций при высокой магнитуде и малой глубине очага, а также большие поперечные размеры поля афтершоков и широкое распространение вторичных сейсмогравита-

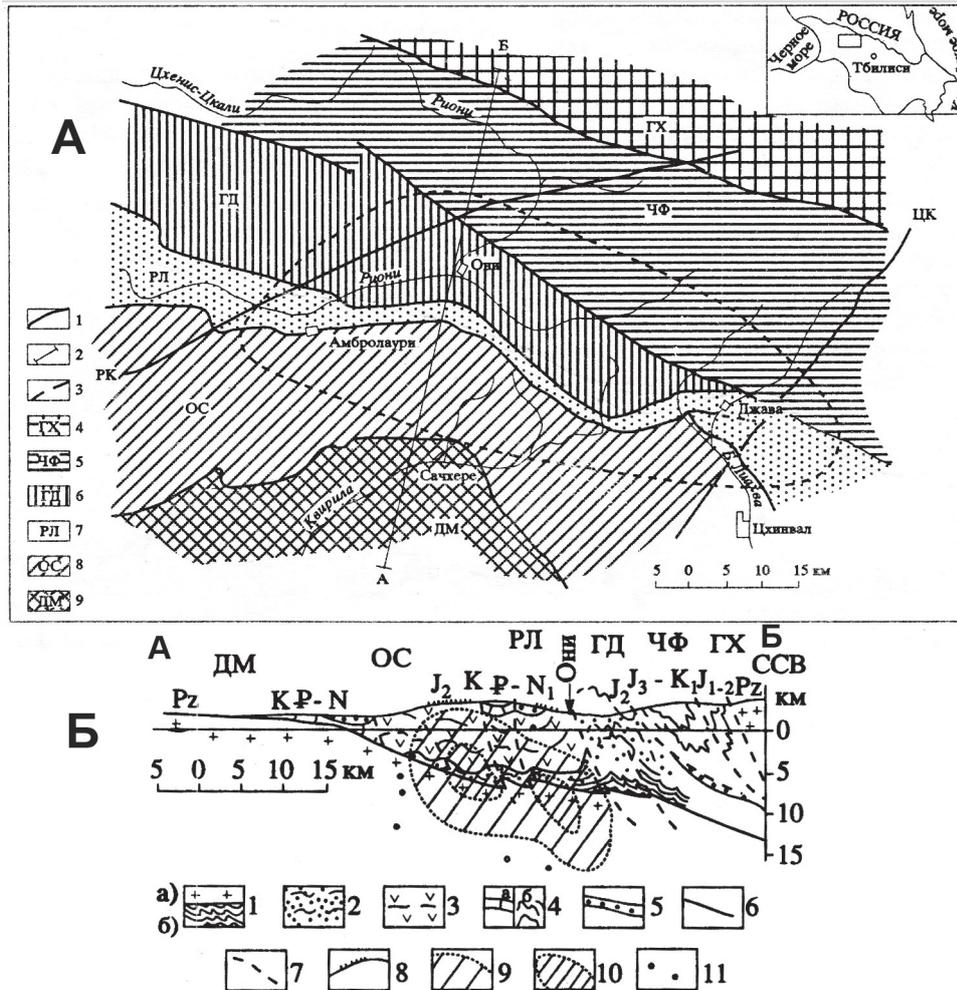


Рис. 2. Тектоническая позиция (А) и схематический геолого-сейсмологический разрез (Б) через очаговую зону Рача-Джавского землетрясения 1991 г. [Рогожин, Богачкин, 1993; Рогожин и др., 1993]

А: 1 – крупнейшие разломы (в том числе антикавказского простирания: ЦК – Цхинвал-Казбекский, РК – Риони-Казбекский); 2 – положение геологического разреза по линии А-Б; 3 – проекция очага землетрясения на поверхность по сейсмологическим данным; 4–9 – тектонические зоны: 4 – антиклинорий Главного хребта (ГХ), 5 – Чиаурский флишевый синклинорий (ЧФ), 6 – Гагро-Джавская зона (ГД), 7 – Рача-Лечхумский прогиб (РЛ), 8 – Окрибо-Сачхерская зона (ОС), 9 – Дзирульский срединный массив (ДМ). На врезке показано положение очаговой зоны Рачинского землетрясения на территории Кавказа.

Б: 1 – породы доальпийского фундамента: а – кристаллические, б – зеленосланцевые (дизская серия); 2 – песчано-сланцевая толща нижней и ааленского яруса средней юры; 3 – вулканиты байосского яруса средней юры; 4 – верхнеюрско-меловые отложения: а – в абхазских фациях, б – во флишевых фациях; 5 – кайнозойские терригенные отложения; 6 – важнейшие стратиграфические границы; 7 – крупнейшие разломы; 8 – участки с повышенной плотностью сейсмодислокаций рельефа; 9 – контуры облака гипоцентров афтершоков; 10 – область наибольшей концентрации гипоцентров афтершоков в пределах облака; 11 – единичные гипоцентры афтершоков за пределами облака

ционных нарушений – все это объясняется пологим наклоном (к северу) основной плоскости сместителя в очаге на глубине 5–10 км, что хорошо согласуется с сейсмическими и другими геофизическими данными о глубине фундамента в районе землетрясения, а также с определениями фокальных глубин афтершоков [10; 3]. Расчет фокального механизма в очаге главного толчка соответствует предлагаемой модели: действующая плоскость имеет общекавказское запад-

северо-западное простирание и полого погружается в северо-северо-восточном направлении под углом 32°. Таким образом, подвижка в очаге выглядит как практически чистый надвиг северного крыла.

Знаменательно, что этот процесс полностью согласуется с той тенденцией новейших горизонтальных движений на южном склоне Большого Кавказа, которая прослеживается на протяжении всего новейшего этапа развития региона и проявилась в виде моментальной подвижки в очаге Рачинского землетрясения. Согласно распределению поверхностных нарушений и эпицентров повторных толчков, очаг землетрясения 1991 г. пространственно совпадает с Рача-Лечхумским отрезком Кахетино-Лечхумской шовной зоны. Хотя плоскость смещения в очаге не совпадает непосредственно с плоскостью этой крупной разломной зоны, но структурная привязка самого очага к ней несомненна. По данным

GPS-наблюдений за период 1991–1998 гг., сближение Дзирульского массива и южного склона Большого Кавказа происходило со средней скоростью 5 мм/год [22]. Сразу же к северу от Рача-Лечхумской шовной зоны картина существенно меняется. Здесь фиксируется смещение тектонических зон южного склона Большого Кавказа к югу и юго-востоку в среднем со средней скоростью 3 мм/год. Таким образом, с учетом проявившей себя правосдвиговой ком-

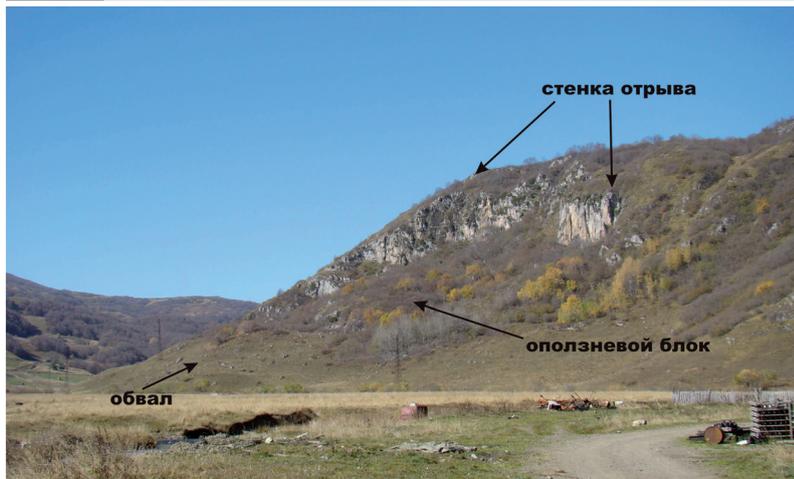


Рис. 3. Оползень-обвал в верховьях р. Квирила, северный борт Цонской межгорной впадины

поненты, в очаговой зоне землетрясения регистрируется сокращение земной поверхности со средней скоростью за период измерений 5–7 мм/год, ориентированное вкост простирания тектонической зональности региона, тогда как к северу от Рача-Лечхумской зоны происходит относительное растяжение с теми же пространственными характеристиками. Учитывая, что горизонтальное сокращение в пределах Большого Кавказа составляет 60 % от общего сокращения земной поверхности Кавказского региона, происходившего в 1991–1998 гг. со средней скоростью 10 мм/год [22], можно констатировать, что Рача-Лечхумская зона играет в этом процессе существенную, если не основную роль.

Согласно трехмерной томографической модели латерального и вертикального распределения неоднородностей в очаговой зоне землетрясения [Арефьев и др., 2006], поверхность фундамента, залегающая на глубине 8–10 км при общем пологом наклоне к северу, под осевую часть Главного Кавказского хребта, имеет неровную зазубренную в меридиональном сечении поверхность. На глубинных срезах в диапозонах 6 и 9 км выступы фундамента отвечают высокоскоростным участкам, а впадины – низкоскоростным. При этом плотные скопления гипоцентров афтершоков в основном приурочены к этим высокоскоростным выступам фундамента. Узкая протяженная полоса пониженных скоростей сейсмических волн разделяет высокоскоростной блок фундамента на южную и северную половины, которые в виде выступов обрамляют близширотную зону Рача-Лечхумского разлома. В последний период эпицентральных наблюдений (после Джавского землетрясения 15.06.1991 г. с $M = 6,2$) этот круто падающий в северном направлении разлом активизировался, что было, очевидно, связано с активными

постсейсмическими горизонтальными и вертикальными движениями и выразилось в некоторой нивелировке объектов с высокими скоростями прохождения продольных волн на выступах фундамента.

Рача-Джавская сейсмотектоническая зона, соответствующая сегменту Кахетино-Лечхумского разлома, в пределах Южной Осетии продолжается юго-восточнее Дзау, в район Ленингори. При землетрясении 1991 г. был активизирован ее западный фланг (при рассмотрении относительно Южной Осетии), однако ее юго-восточное продолжение занимает такую же позицию в сейсмотектоническом устройстве региона и, следовательно, является

потенциально высокоопасной с сейсмической точки зрения.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В ходе полевых работ 2009–2010 гг., проведенных в эпицентральной зоне Рача-Джавского землетрясения 1991 г., были выявлены многочисленные следы древних сейсмических катастроф, происходивших в том же месте задолго до события 1991 г. Следы древних землетрясений в основном представлены многочисленными оползнями, обвалами, каменными лавинами и катастрофическими селями, иногда достигающими грандиозных масштабов.

В качестве примера оползне-обвальной сейсмодислокации можно привести описание таковой в верховьях р. Квирила (положение см. на рис. 9). Здесь, в северном борту Цонской межгорной впадины наблюдается циркообразная стенка отрыва длиной до 420 м (рис. 3). Высота ее достигает 40 м. Стенка отрыва представляет собой отвесный скальный обрыв, в котором обнажаются массивные рифовые известняки верхней юры. Ниже нее располагаются грубообломочная масса и скальный оползневой блок. Оползневой блок, представляющий собой относительно ненарушенный кусок скального массива, в верхней части, у стенки отрыва, перекрыт вторичным обвальным конусом. Ниже оползневой блока перемещенная каменная масса продолжается обвальными накоплениями. Они состоят из крупных глыб и более мелкого обломочного материала и вдаются внутрь Цонской впадины в виде языка на расстояние около 100 м. Оползневой блок и частично покрывающий его вторичный обвал полностью заросли густым лесом, и современные осыпные процессы здесь не отмечаются. Все это указывает на древность и одноактность описанного образования. Здесь

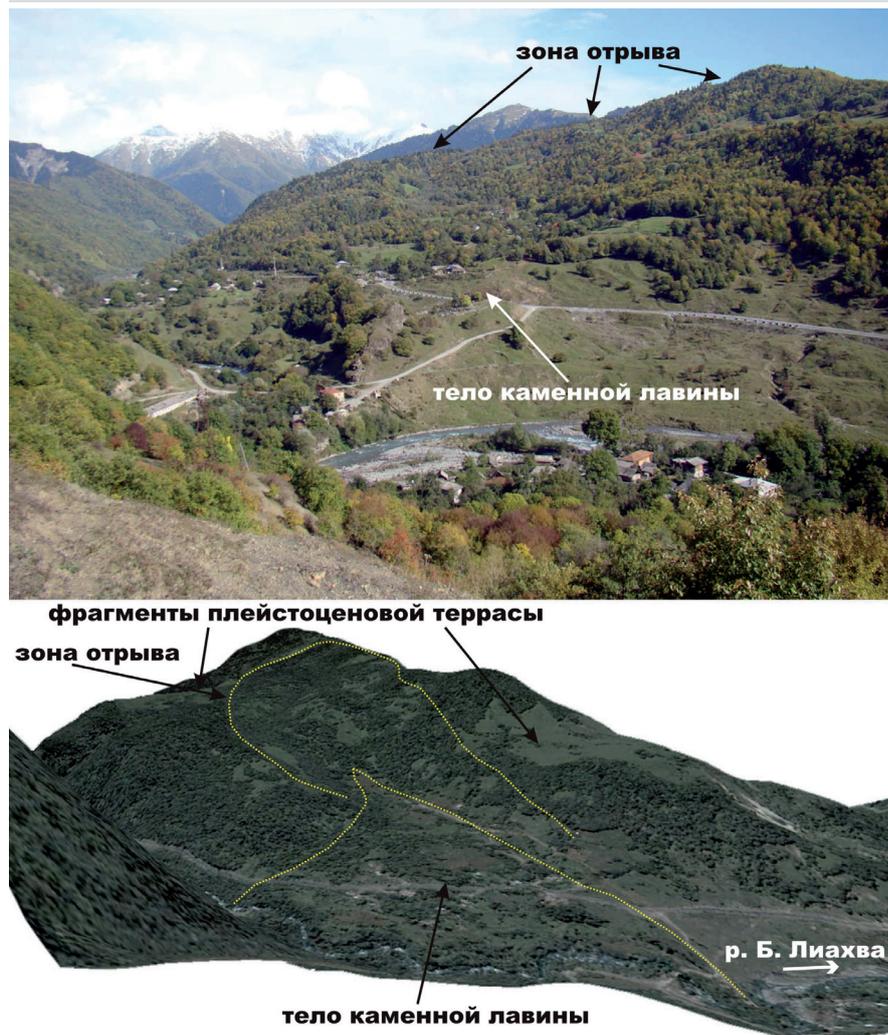


Рис. 4. Фото (А) и объемная модель, построенная на основе цифровой модели рельефа SRTM V3 и космоснимка Quickbird (Б) древнего обвала (каменной лавины) в долине р. Б. Лиахва (к северо-востоку от г. Дзау)

произошло мощное разрушение крупного участка прочного скального массива и его перемещение в виде одного цельного блока и большей по объему дезинтегрированной массы. В тыловой части оползневого блока, в замкнутой котловине, не перекрытой вторичным обвалом, пройден шурф. В нем вскрыты крупные глыбы, между которыми залегает темно-коричневый суглинок с почвенным гумусом, накопившийся сразу после схода оползня, из которого с глубины 1,3–1,5 м отобран образец на радиоуглеродное датирование.

Одной из наиболее выразительных гравитационных сейсмодислокаций является крупный обвал, задокументированный в долине р. Б. Лиахва (примерно в 3,5 км к северо-востоку от г. Дзау, рис. 4, 5). Обвал сошел с левого борта долины и сложен грубообломочной, неокатанной, несортированной массой, при этом отдельные обломки достигают 3 м в поперечнике. Наиболее крупные обломки встречаются в южной ча-

сти обломочной массы, где, в частности, наблюдается огромная глыба, напоминающая небольшую скалистую гряду длиной около 160 м при ширине 70 м. Глыба сложена миоценовыми конгломератами, что указывает на ее чужеродный характер, т.к. в противоположном борту реки, примерно в 100 м, обнажаются коренные песчаники и сланцы раннемелового возраста.

Строение верхней части и зоны отрыва обвала хорошо наблюдается с противоположного борта долины и на космоснимках. Обломочный материал, заваливший реку, в плане имеет треугольную форму с острым углом, расположенным в средней части склона водораздела. Выше наблюдается чашеобразная ниша отрыва этого материала, через которую не прослеживаются высокие террасы реки Б. Лиахва. Она представляет собой своего рода выбоину на склоне, из которой горные породы вылетели в долину реки. В стенке отрыва кое-где обнажаются миоценовые конгломераты, песчаники и аргиллиты, а также более молодые вулканогенные породы (лавы и туфо-лавы), послужившие источником для обломочной массы, перекрывшей долину Б. Лиахвы.

В днище долины обломочная масса перекрывает все надпойменные террасы и пойму; на этом участке река образует узкий каньон с отвесными стенками шириной не более 50 м. Русловой аллювий в каньоне представлен крупными грубоокатанными глыбами величиной до 10 м в поперечнике, перемещенными обвалом. В правом борту наблюдаются крутые обвальноссыпные склоны с отдельными отвесными стенками, в которых обнажаются коренные породы, представленные раннемеловым терригенным флишем. В них выработана площадка 1-й надпойменной террасы высотой 6–8 м. На коренном цоколе террасы залегают маломощные аллювиальные отложения с глыбами вулканогенных пород обвальной массы. Фрагменты этой террасы наблюдаются на отдельных участках, не

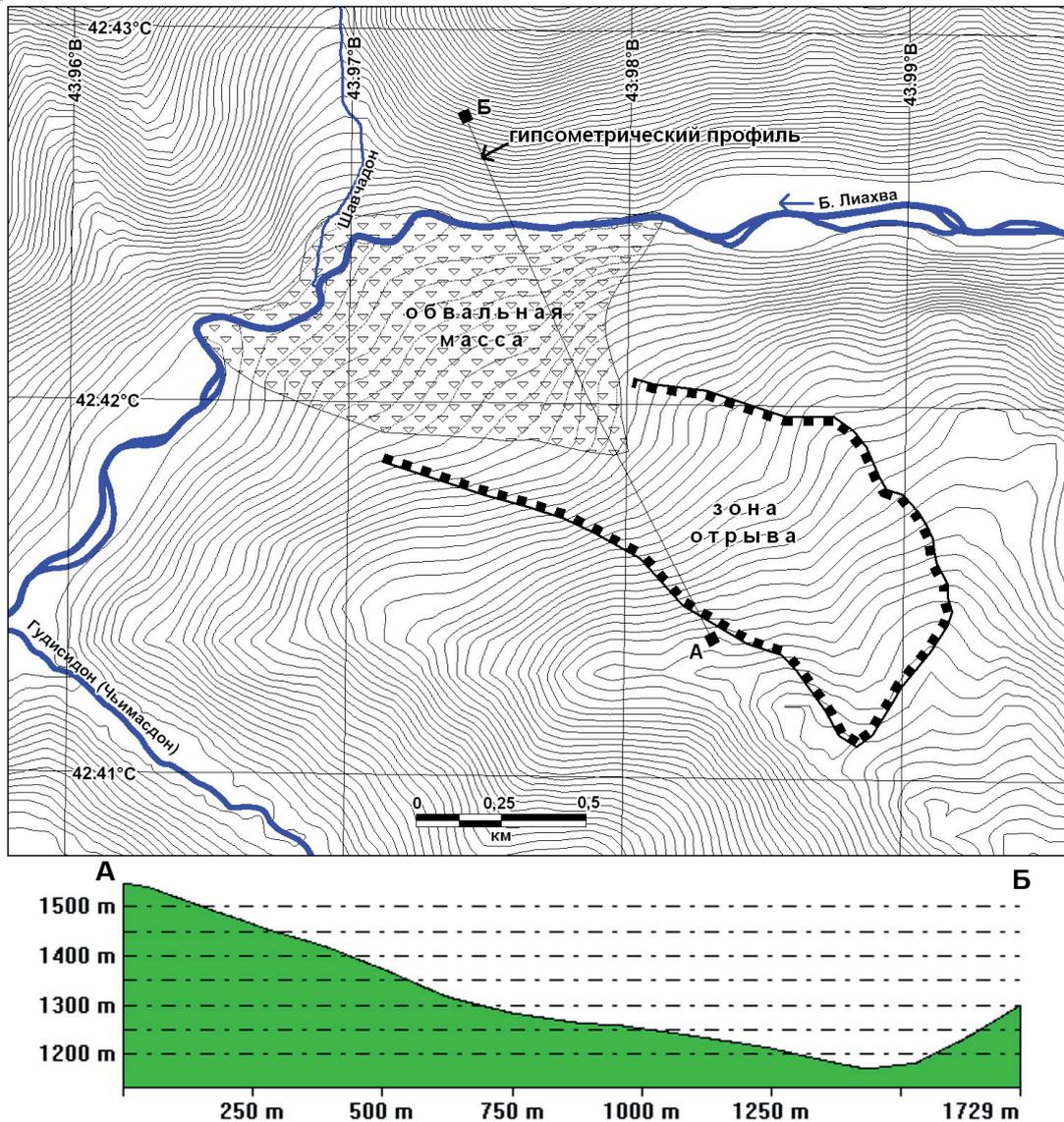


Рис. 5. Схема и гипсометрический профиль древнего обвала (каменной лавины) в долине р. Б. Лиахва

размытых боковой эрозией, которая активно подрезает правый борт реки. Выше по течению от участка пережима долины к этой террасе прислоняется более низкая надпойменная терраса высотой 2–2,5 м. Здесь долина реки расширяется, приобретая трапециевидный поперечный профиль с ровным широким (до 250 м) дном и крутыми склонами. Русло реки на этом участке разбивается на несколько рукавов, а русловой аллювий представлен хорошо окатанными валунно-галечными отложениями с песчаными косами. Низкая надпойменная терраса сложена по большей части гравийно-галечно-валунным русловым аллювием. Верхние 0,6–0,7 м разреза сложены горизонтально слоистыми супесями с песчаными прослоями и линзами. На контакте супесей и руслового аллювия прослеживается

тонкий (10–20 см) прослой серого ила с буроватыми пятнами и переотложенными растительными остатками. Формирование этих отложений тесно связано с образованием и последующим прорывом завальной плотины в русле реки и произошло непосредственно сразу после образования обвала. На это указывает незначительная мощность застойных илистых осадков с растительными остатками, накопление которых, вероятнее всего, происходило во время существования подпрудного водоема выше обвала. Из илистого горизонта, маркирующего собой время существования подпруды, был отобран образец на радиоуглеродное датирование. Обломочная масса имеет грандиозные объемы и большую дальность перемещения, обнаруживая близкое сходство с сейсмогенными каменными

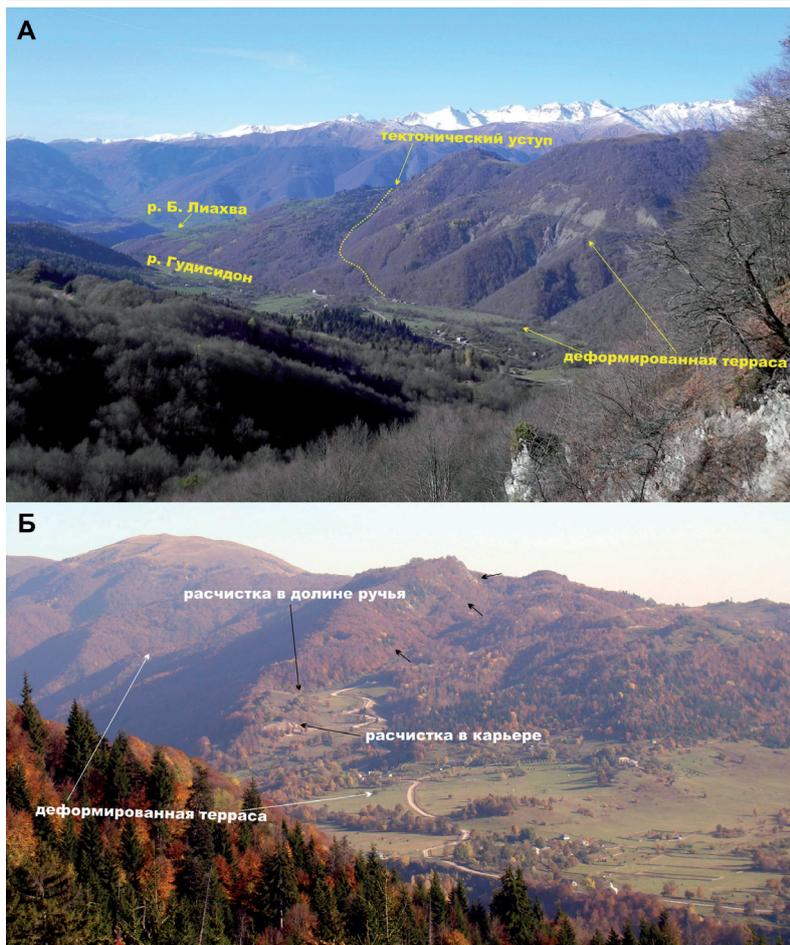


Рис. 6.

А – молодой тектонический уступ на водоразделе рр. Б. Лиаква и Гудисидон. Вид на северо-запад.

Б – тектонические деформации молодых форм рельефа (показаны стрелками) в левом борту р. Гудисидон. Вид на юго-восток

лавины. Она переместилась на значительное расстояние, гораздо дальше, чем в случае, если бы ее перемещение было вызвано только силами гравитации. Это указывает на ее тесную связь с древним сильным землетрясением.

Ниша отрыва описанной каменной лавины приурочена к зоне активного Орхевского разлома, трассируемого в виде уступа на водоразделе рр. Б. Лиаква и Гудисидон. Площадка высокой плейстоценовой террасы в районе ниши отрыва резко изменяет свое высотное положение (рис. 4). Если к северу от нее она расположена на высоте 1 480–1 500 м, то южнее – на высоте 1 360–1 380 м (результаты замеров по цифровой модели рельефа SRTM V3). Такой резкий перепад указывает на наличие молодых тектонических смещений по Орхевскому разлому. Деформации молодых отложений и форм рельефа в зоне этого разлома детально изучены в долинах рр. Б. Лиаква и Гудисидон (Чымасдон).

В долине р. Б. Лиаква разлом изучен в ее правом борту. Здесь, на участке пережима до-

лины каменной лавиной, в коренном цоколе 1-й надпойменной террасы высотой 6–8 м, наблюдаются породы, представленные флишевым переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов раннемелового возраста. На коренном цоколе террасы залегают маломощные аллювиальные отложения с глыбами вулканогенных пород каменной лавины. Коренные породы смяты в узкие складки с острыми замками, нарушенные многочисленными разрывами. С запада зона смятия ограничена разрывом надвигового типа северо-западного простирания (Аз. пад. 50° , угол $30\text{--}40^\circ$). В височем крыле его оперяют более крутые разрывы с углами падения $60\text{--}80^\circ$. Разрывы имеют преимущественно взбросовую морфокинематику с поднятыми северо-восточными крыльями. Один из разрывов проникает в отложения высокой террасы и смещает ее цоколь с вертикальной амплитудой около 2 м.

В долине р. Гудисидон зона молодых деформаций имеет более сложное строение. На южной окраине с. Цру поверхность высокой, наиболее ярко выраженной террасы испытывает резкий вертикальный изгиб (рис. 6). Абсолютные отметки террасы меняются в зоне разлома с 1 450–1 500 м до 1 600–1 670 м (результаты замеров по цифровой модели рельефа SRTM V3). При этом перегиб террасы происходит на участке шириной около 150 м. Строение молодых отложений в зоне разлома изучено в долине мелкого ручья и в карьере.

В долине ручья, мелкого левого притока р. Гудисидон, на простирании зоны молодых деформаций обнаружен вал, перегораживающий долину. Вал имеет высоту до 2 м, не является строго линейным и сильно извивается. Общее простирание вала – $70\text{--}90^\circ$. Выше вала долина ручья имеет разложистый, корытообразный поперечный профиль, небольшой уклон и заполнена несортированными обвально-селевыми накоплениями. Источник этих отложений находится на крутом правом борту ручья и представлен крутыми скальными стенками высотой до 30 м, в которых обнажены миоценовые конгломераты с хорошо окатанной известняковой галькой. Ниже вала долина ручья резко сужается, представляя собой V-образный эрозионный врез, и круто спускается к руслу Гудисидона.

В долине ручья, мелкого левого притока р. Гудисидон, на простирании зоны молодых деформаций обнаружен вал, перегораживающий долину. Вал имеет высоту до 2 м, не является строго линейным и сильно извивается. Общее простирание вала – $70\text{--}90^\circ$. Выше вала долина ручья имеет разложистый, корытообразный поперечный профиль, небольшой уклон и заполнена несортированными обвально-селевыми накоплениями. Источник этих отложений находится на крутом правом борту ручья и представлен крутыми скальными стенками высотой до 30 м, в которых обнажены миоценовые конгломераты с хорошо окатанной известняковой галькой. Ниже вала долина ручья резко сужается, представляя собой V-образный эрозионный врез, и круто спускается к руслу Гудисидона.

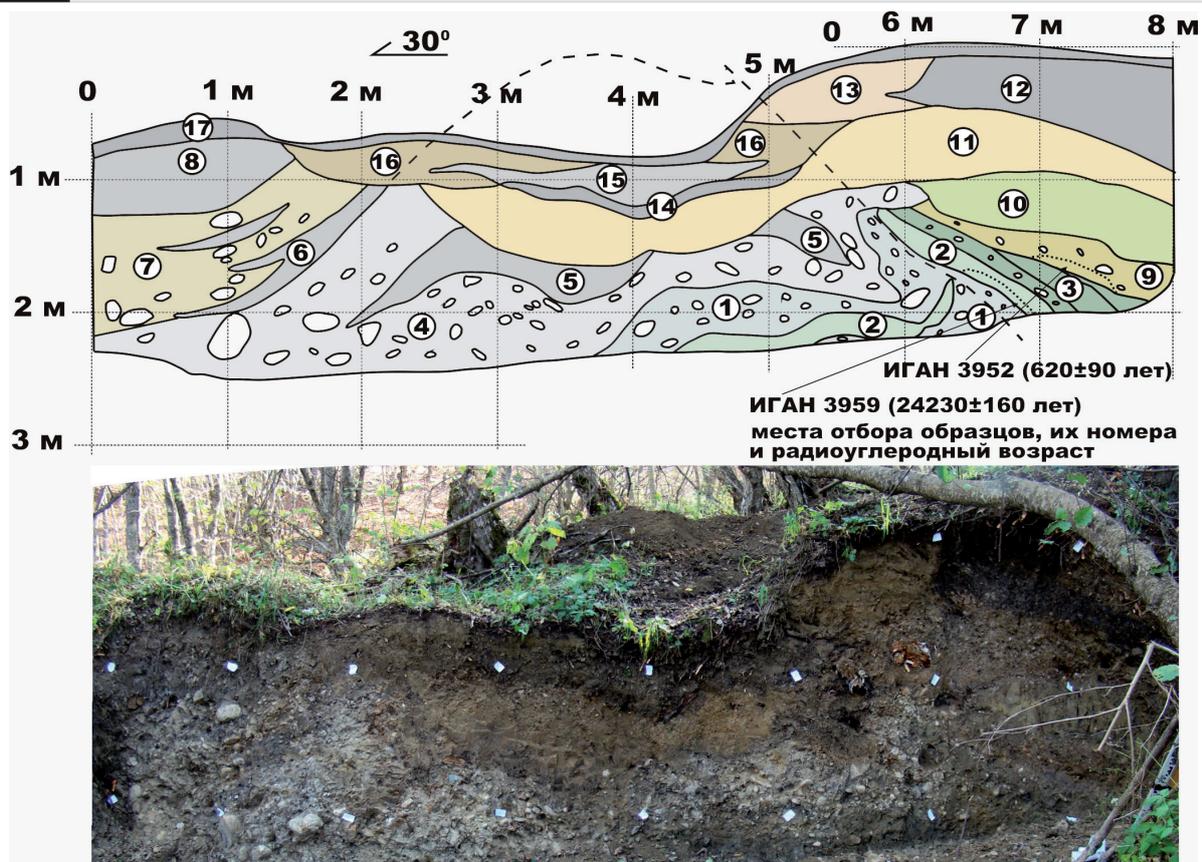


Рис. 7. Зарисовка и фото расчистки 1 в долине ручья. Зона Орхевского разлома, левый борт р. Гудисидон

Цифры в кружках: 1 – галька, гравий с заполнителем из пестрой (буроватой, зеленовато-серой) супеси; 2 – зеленовато-серая пластичная глина с фрагментами черной илистой глины и почвенного гумуса; 3 – пестрая (зеленоватая, буровато-серая) супесь с редкой галькой и гравием в нижней части слоя; 4 – галька, гравий, валуны с плотным, слаболигитифицированным песчаным заполнителем; 5 – слаболигитифицированный темно-серый пылеватый песок с примесью глины и корками лимонита; 6 – слаболигитифицированный темно-серый песок с редкой галькой; 7 – галька, щебень, гравий, валуны с буровато-коричневым суглинистым заполнителем; 8 – слаболигитифицированный темно-серый песок; 9 – бурый пылеватый песок с редкой галькой, гравием, древесными остатками и фрагментами палеопочвы; 10 – оглеенная зеленовато-коричневая супесь, плотная, тяжелая; 11 – гравий, дресва, редкая галька с железненным песком; 12 – черная комковатая глина с песком, редкой галькой, дресвой и щебнем; 13 – буровато-коричневый песок; 14 – темно-серый пылеватый песок; 15 – щебень, дресва с серым пылеватым песком; 16 – буровато-коричневая супесь с дресвой; 17 – дерновый горизонт современной почвы

Вкрест простираения вала, во врезе ручья, пройдены две расчистки. В расчистке 1 вскрыты крайне изменчивые по составу и мощности пролювиальные (селевые) отложения (рис. 7). Они слагают широкие днище ручья с бугристо-западной поверхностью. В них можно выделить три основных комплекса, различных как по составу, так и по характеру залегания. Нижний, наиболее древний комплекс объединяет слои 1–8 на зарисовке. В обобщенном виде нижняя часть разреза на 1–5 м расчистки представлена плохо сортированными галечно-гравийно-песчаными осадками с песчаными линзами, маркирующими собой первичную, пологоволнистую слоистость. Отложения залегают с наклоном в северо-восточном направлении (Аз. пад. 35–45°). На 4–6 м расчистки отмечается постепенное увеличение вниз по разрезу глинистой примеси, вплоть до

появления зеленовато-серого, чисто глинистого прослоя (линзы). На 6–8 м расчистки слои нижней части разреза испытывают более крутое (~35–40°) падение в юго-западном направлении и имеют преимущественно песчано-глинистый состав (слои 2, 3). Они несогласно срезаны слоем бурого пылеватого песка (слой 9), содержащего древесные остатки и фрагменты палеопочвы. Слой имеет более пологое падение (~15–20°) в том же юго-западном направлении. На этом слое согласно залегает оглеенная зеленовато-коричневая супесь (слой 10), вероятно, образовавшаяся в застойных, болотных условиях. Супесь срезается гравийно-дресвяно-галечным слоем с железненным песком (слой 11). Эти отложения линзообразно перемежаются с песчано-обломочными осадками (слои 13–16) и несогласно срезают все нижележащие слои.



Рис. 8

А – расчистка, пройденная в карьере. Разрыв показан стрелками
Б – общий вид карьера. Разрыв показан стрелками

Слои 11–16, вместе с глинистой линзой (12), можно выделить в самый молодой комплекс. Самый нижний комплекс (слои 1–8) смят в асимметричную антиклинальную складку с более крутым юго-западным крылом. В осевой части складки слои этого комплекса разорваны разрывом взбросового типа. О том, что структура образовалась импульсным путем, говорит разрывной характер деформации пластичных и рыхлых осадков и хорошая выраженность вала в рельефе. Деформация характеризуется преобладанием компоненты горизонтального сжатия, локализованного в узкой зоне. Это свойственно зонам сжатия в пределах сдвигового сейсмо-

разрыва [23]. Нижний комплекс отложений несогласно срезается слоем 9, который вместе с вышележащим слоем 10 можно объединить в средний комплекс, т. к. он, в свою очередь, несогласно перекрыт слоями 11–16. При этом слои 9–10 залегают положе слоев нижнего комплекса, что может указывать на последующее обновление складки, произошедшее после их образования. Образование (и подобразование) вала сжатия привело к подпруживанию ручья. На это указывает образование застойных, песчано-глинистых отложений к юго-западу от него, т. е. выше по течению ручья. Общая величина горизонтального сокращения, измеренная по слою 2, составляет около 1 м. Однако она является суммой нескольких подвижек. Первая подвижка привела к деформации нижнего комплекса и произошла после $24\ 230 \pm 160$ лет назад (обр. ИГАН 3 959 – возраст почвенного гумуса в слое 2). Следующая подвижка произошла после 620 ± 90 лет (обр. ИГАН 3 952 – возраст древесных остатков и фрагментов палеопочвы в слое 9).

В 450 м к северо-западу от долины ручья разлом изучен в карьере (рис. 8). Здесь коренные породы, представленные переслаиванием мергелей и известняков, обрезаны сбросом. Плоскость сброса выражена очень четко и сопровождается белой, порошковидной глиной трения толщиной 1–3 см. Элементы залегания: Аз. пад. $290\text{--}300^\circ$, угол – $45\text{--}50^\circ$. В опущенном (юго-западном) крыле сброса залегают грубообломочные отложения, с суглинистым заполнителем, перемещенные с верхней части склона, т. е. с поднятого крыла разрыва, где коренные породы выходят под самую поверхность. В грубообломочных отложениях наблюдается несколько пачек, различных по гранулометрическому составу и перемежаемых слоями и линзами палеопочвы. В направлении к плоскости смещения мощность пачек увеличивается, тогда как вниз по склону они постепенно выклиниваются. Т. е. они залегают в виде линз (коллювиальных

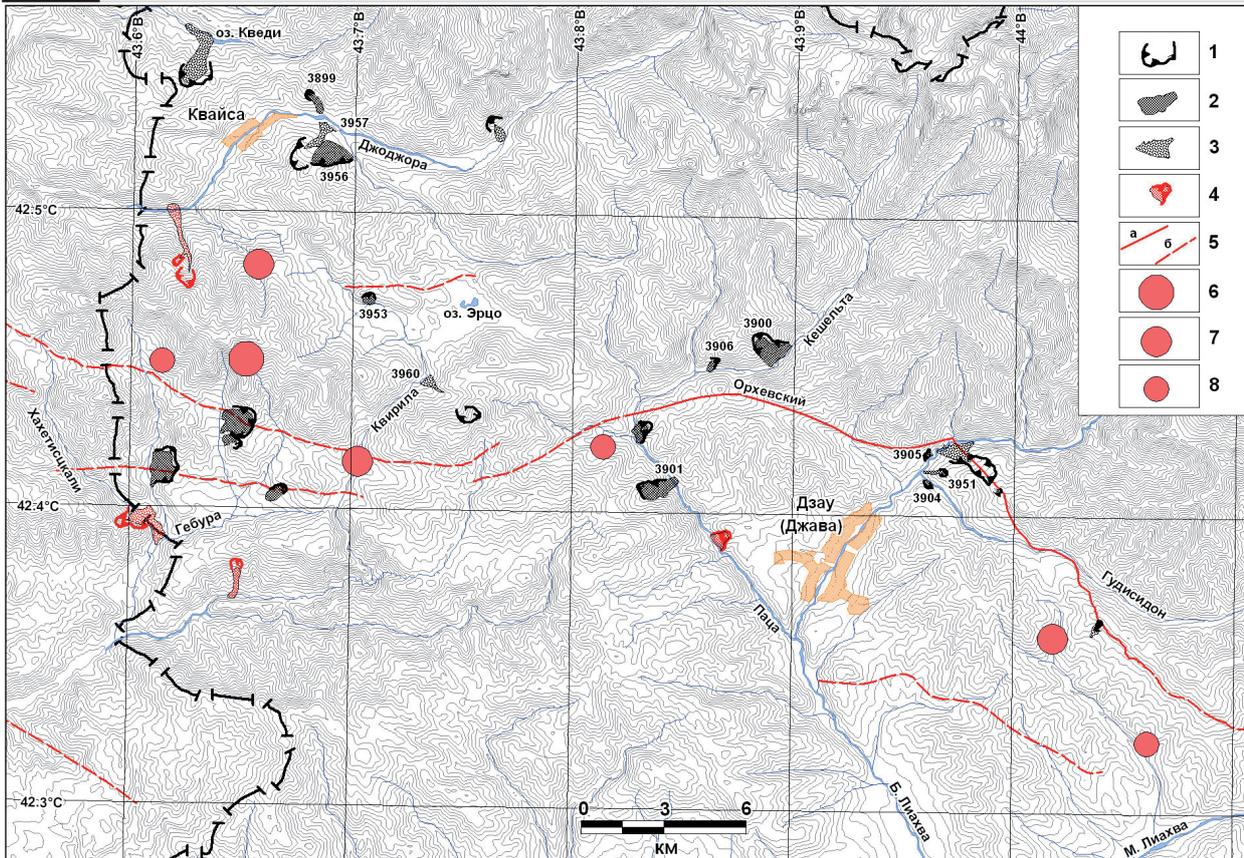


Рис. 9. Схема распространения изученных палеосейсмодислокаций. Цифрами показаны номера радиоуглеродных образцов, вынесенных на графике (рис. 15, часть 2)

Условные обозначения: 1 – бровки зон отрыва гравитационных палеосейсмодислокаций; 2, 3 – тела гравитационных палеосейсмодислокаций (2 – оползни и оползне-обвалы, 3 – обвалы и каменные лавины); 4 – гравитационные сейсмодислокации Рача-Джавского землетрясения 1991 г.; 5 – активные разломы (а – установленные на местности; б – выявленные по материалам предшественников и дешифрированию материалов ДЗЗ); 6–8 – эпицентры основного толчка и сильнейших афтершоков Рача-Джавского землетрясения 1991 г. (магнитуда: 6–6,9–7,2; 7–6,1–6,2; 8–5,0–5,1)

клиньев), стратиграфически и генетически тесно связанных с разрывом. Слои непосредственно прилегают к плоскости сброса и обрезаются ею, что указывает на импульсный характер подвижек. После каждой из них происходило захоронение почвы и накопление новой линзы отложений. В видимой части разреза выделяются три такие линзы, общая мощность которых составляет 1–2 м.

Таким образом, на исследованном участке наблюдаются яркие деформации молодых отложений и форм рельефа. Изучение строения молодых отложений, сопряженных с молодыми разрывами, говорит о том, что здесь имели место сеймотектонические подвижки. Кинематика, а следовательно, и полная амплитуда смещений не совсем ясна. Однако комбинация сброса и зоны сжатия могут указывать на сдвиговую морфологию смещений. Наиболее определенно устанавливается пространственная ориентировка сброса – падение в юго-юго-западном направлении под углом 45–50°. На рассматриваемом участке длиной около 11 км, расположенном

к юго-востоку от р. Б. Лиаква, Орхевский разлом имеет север-северо-западное простирание (рис. 9). При такой ориентировке относительно генерального простирания разломной зоны наличие сброса может быть связано с левосторонней сдвиговой компонентой смещения. При этом деформация террасы имеет и существенную вертикальную составляющую. При таком сложном сочетании определить полную амплитуду смещения, что обычно используется для восстановления магнитуды древних событий, очень сложно. Для таких расчетов можно использовать длину разрыва, поскольку рассматриваемый участок Орхевской разломной зоны по своим кинематическим характеристикам представляет собой обособленный сегмент. При длине разрыва в 11 км, согласно уравнениям регрессии из [24], моментная магнитуда землетрясения для сдвиговой подвижки составит 6,5 и примерно столько же для смещения взбросового типа.

В рассматриваемом районе произошел один из двух самых сильных афтершоков события 1991 г., известный как Джавское землетрясение

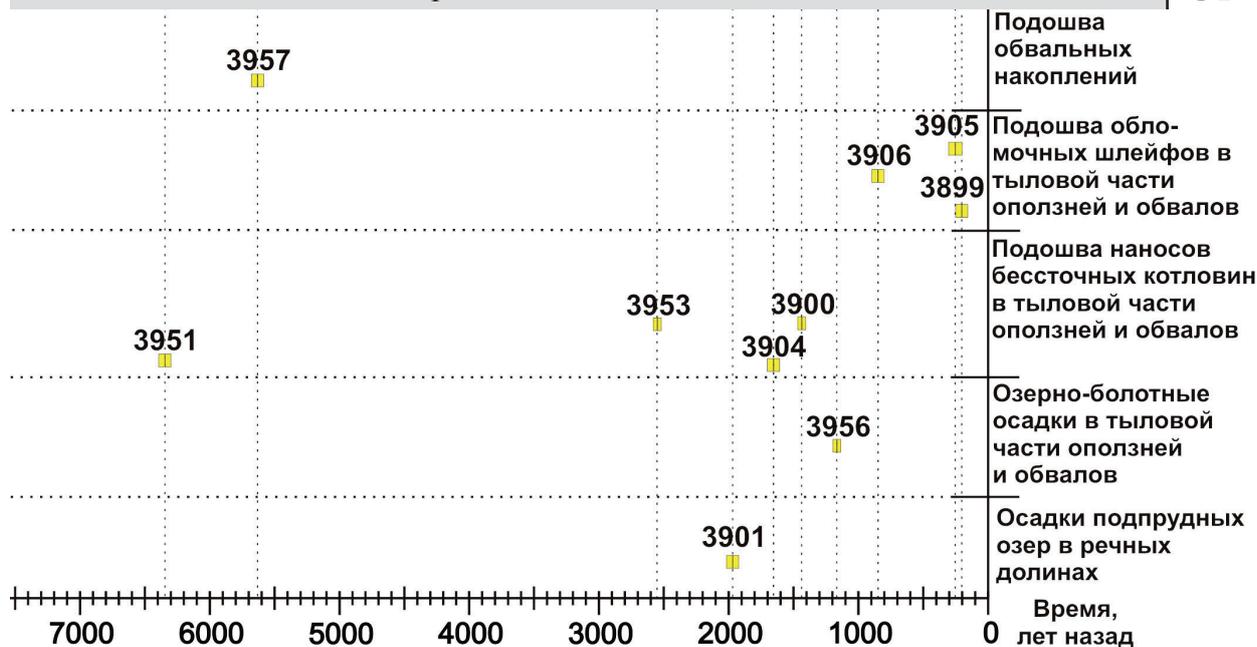


Рис. 10. Радиоуглеродные датировки палеосейсмодислокаций в эпицентральной зоне Рача-Джавского землетрясения 1991 г.

15.06.1991 г. с $M = 6,2$. Согласно решению механизма очага, для афтершока 15 июня предполагается левосторонний взбросо-сдвиг по плоскости с азимутом простираения 172° [2]. При такой (север-северо-западной) ориентировке плоскость смещения совпадает с простираением сегмента Орхевского разлома на этом участке. В соответствии между собой находятся также данные о кинематике смещений по инструментальным и геолого-геоморфологическим данным. Можно полагать, что рассматриваемый сегмент имеет сейсмический потенциал $M = 6,2-6,5$ и, в силу своей сейсмотектонической позиции, выполняет роль промежуточного между высокомагнитудными взбросо-надвиговыми сегментами Рача-Джавской сейсмотектонической зоны.

Древние оползни, обвалы, каменные лавины а также следы созданных ими подпрудных озер в пределах Рача-Джавской сейсмотектонической зоны были выявлены и изучены в долинах рек Джоджора (район г. Квайса), Гебура, Квирила, Паца, Кешельта, Б. Лиаква (рис. 9), и описание их не уложится в рамки этой статьи. С целью их датирования было отобрано 28 образцов, однако некоторые еще находятся в обработке.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволили выявить и детально изучить многочисленные палеосейсмодислокации, пространственно связанные с эпицентральной зоной землетрясения 1991 г. Следовательно, в этом очаге и раньше происходили сильные сейсмические толчки. Согласно региональным сейсмическим каталогам, инфор-

мация об исторических землетрясениях сопоставимой энергии вблизи очага Рача-Джавского землетрясения отсутствует, в связи с чем сделано предположение, что период повторяемости для таких землетрясений здесь превышает 1000 лет [1]. Результаты радиоуглеродного определения возраста, являющиеся предварительными, т. к. пока что продатировано лишь около трети образцов, позволяют в общих чертах наметить черты сейсмической истории эпицентральной зоны Рача-Джавского землетрясения.

Оценка возраста изученных гравитационных палеосейсмодислокаций (рис. 9) основывалась на принципе датирования органического вещества – почвенного гумуса и растительных остатков, маркирующих своим накоплением резкие изменения в строении склонов. На графике (рис. 10) полученные датировки разделены на несколько основных типов. Наиболее молодыми являются образцы, отобранные из подошвы обломочных (обвально-осыпных) шлейфов (обр. ИГАН 3 899, 3 905, 3 906). Они могут быть захоронены значительно позже образования оползня или обвала, либо долго находиться вблизи дневной поверхности, т. е. маркируют собой ближайшую к современности временную рамку события, либо омоложены. По этим же причинам ближе к современности могут находиться и датировки озерно-болотных осадков, накопившихся в тыловой части оползней и обвалов после образования последних (обр. ИГАН 3 956). Наносы из подошвы бессточных котловин в тыловой части оползней и обвалов представлены материалом, сносимым со склонов в новообразован-

ные отрицательные формы рельефа у подножия зон отрыва. С точки зрения приближенности их возраста к современности они могут занимать различную позицию, т.е. имеют гораздо больший разброс. Это связано с тем, что датируемый органический материал мог с равной долей вероятности образоваться как до события, так и после, однако захоронение его произошло после образования оползня или обвала. То же самое относится и к осадкам подпрудных озер, создаваемых при перегораживании речных долин оползнями или обвалами.

Согласно имеющимся данным, наиболее вероятный возраст предыдущего сильного землетрясения в Рача-Джавской зоне (т.е. до 1991 г.) – 1 500–2 500 (около 2 000) лет назад. С этим интервалом связано накопление наносов бессточной котловины в тыловых частях крупных

оползней в долинах рек Кешельта (ИГАН 3 900), Гудисидон (ИГАН 3 904) и северном борту Цонской впадины (ИГАН 3 953). Около 2 000 лет назад произошло также образование подпрудного озера в долине р. Паца (ИГАН 3 901). Образцы ИГАН 3 956, 3 906, 3 905, 3 899 могут быть омоложены относительно главного события по изложенным выше соображениям. Более древнее событие произошло около 6 000 лет назад. Период повторяемости сильных землетрясений, подобных катастрофе 1991 г., таким образом, составляет 2 000–3 000 лет.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 05-05-64170, 08-05-00103, 11-05-00205), при частичной финансовой поддержке Президиума РАН (Программа №4) и при поддержке гранта Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых МК-65071.2010.5.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Арефьев С.С.** Эпицентральные сейсмологические исследования. – М.: Академкнига, 2003. 375 с.
2. **Арефьев С.С., Плетнеев К.Г., Татевосян Р.Э. и др.** Рачинское землетрясение 1991 г.: Результаты полевых сейсмологических наблюдений. // *Физика Земли*, 1993, № 3. С. 12–23.
3. **Арефьев С.С., Рогожин Е.А., Быкова В.В., Дорбат К.** Глубинная структура очаговой зоны Рачинского землетрясения по сейсмотомографическим данным. // *Физика Земли*, 2006, № 1. С. 30–44.
4. **Белоусов Т.П.** Рачинское землетрясение 1991 года и его проявление в рельефе Большого Кавказа. – М.: Светоч Плюс, 2009. 208 с.
5. **Богачкин Б.М., Борисов Б.А., Рогожин Е.А.** Рачинское землетрясение 29 апреля 1991 г.: Результаты геологического обследования. // *Физика Земли*, 1992, № 8. С. 12–24.
6. **Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П.** Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа. – Тбилиси: Мецниереба, 1977. 81 с.
7. **Несмеянов С.А.** Инженерная геотектоника. – М.: Наука, 2004. 780 с.
8. **Никонов А.А.** Терминология и классификация сейсмогенных нарушений рельефа. // *Геоморфология*. 1995. № 1. С. 4–10.
9. **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.
10. **Рогожин Е.А., Арефьев С.С., Богачкин Б.М. и др.** Комплексный анализ геологических и сейсмологических данных и сейсмотектоническое представление об очаге Рачинского землетрясения // *Физика Земли*, 1993, № 3. С. 70–77.
11. **Рогожин Е.А., Богачкин Б.М.** Альпийская и новейшая тектоника района Рачинского землетрясения // *Физика Земли*, 1993, № 3. С. 3–11.
12. **Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Иогансон Л.И. и др.** Опыт выделения и прослеживания сейсмогенерирующих зон методами геолого-тектонического анализа на территории Западной Монголии и Зайсано-Алтайской складчатой области // *Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии*. – М.: ИФЗ РАН, 1995. Вып. 2/3. С. 132–152.
13. **Солоненко В.П.** Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам // *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1962, № 11. С. 58–74.
14. **Солоненко В.П.** Палеосейсмогеология // *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1973. № 9. С. 3–16.
15. **Трифонов В.Г.** Неотектоника Евразии. – М.: Научный мир, 1999. 252 с.
16. **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.
17. **Федоренко В.С.** Горные оползни и обвалы, их прогноз. – М.: Изд-во МГУ, 1988. 214 с.
18. **Флоренсов Н.А.** О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области. // *Геология и геофизика*, 1960, № 1. С. 74–90.
19. **Хромовских В.С., Солоненко В.П., Семенов Р.М., Жилкин В.М.** Палеосейсмогеология Большого Кавказа. – М.: Наука, 1979. 188 с.
20. **Jibson R.W.** Using landslides for paleoseismic analysis. // *Using Ground-Failure Features for Paleoseismic Analysis*. USGS Open-File Report 94-663, 1995, pp. 105–156.
21. **Keefer D.K.** Landslides caused by earthquakes. // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1984, № 95, pp. 406–421.
22. **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.
23. **Yeats R.S., Sieh K., Allen C.R.** The geology of earthquakes. New-York: Oxford University Press, 1997. 568 p.
24. **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.

