

ОЧАГИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРСЕНИЙ КАВКАЗА ПО МАТЕРИАЛАМ
ИССЛЕДОВАНИЙ ЕВГЕНИЯ АЛЕКСАНДРОВИЧА РОГОЖИНА

Овсяченко А.Н.

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва,
Россия*

osv@ifz.ru

Евгений Александрович Рогожин – крупнейший специалист в вопросах геодинамики, сеймотектоники и сейсмической опасности Кавказа. Фундаментом развития всех указанных направлений служат результаты последовательного изучения геологической обстановки в очаговых областях сильных землетрясений современности. Эта задача была поставлена в целях изучения условий, которые в заведомо известных сейсмических очагах приводят к накоплению и разрядке тектонических напряжений [Рогожин и др., 1987]. Е.А. Рогожин принял участие в исследованиях сеймотектоники Большого Кавказа в середине 1980-х гг. уже имея богатый опыт изучения геологической обстановки современных сильных землетрясений: Черногорского 1979 г. ($M=7.1$) в Югославии; Эль-Аснамского 1980 г. ($M=7.3$) в Алжире; Кумдагского 1983 г. ($M=5.7$) и Бурунского 1984 г. ($M=6.0$) в Западной Туркмении; Газлийского 1984 г. ($M=7.3$) в Западном Узбекистане и Кайраккумского 1985 г. ($M=5.7$) в Северном Таджикистане. В то время стало очевидно, что очаги сильных землетрясений имеют очень сложное строение, уровень сейсмической опасности определяется слишком большой множественностью факторов, а вопрос с геологическими критериями сейсмичности далек от решения.

Первые результаты обобщения материалов сеймотектонического изучения перечисленных выше землетрясений Средиземноморского подвижного пояса, а также произошедших на Кавказе Дагестанского (1970 г., $M=6.6$) и Черногорского (1976 г., $M=6.3$) землетрясений, позволили сделать некоторые выводы [Рогожин и др., 1987]. В первую очередь – сейсмоактивные участки характеризуются устойчивой шириной (примерно 30-40 км), заключены между поперечными или диагональными активными разломами и вмещают очаги с $M=5.5-7.5$. Возникновение более сильных землетрясений в этих геологических условиях сочтено маловероятным. Наличие систем молодых диагональных или поперечных активных разломов у границ блоков земной коры, развивающихся на поздних этапах геологической истории по-разному, в особенности на

границах горных сооружений с передовыми прогибами, обеспечивает возможность накопления напряжений и их разрядку в виде резких смещений при землетрясениях, причем по поверхностям некоторых стратиграфических горизонтов вероятно образование субгоризонтальных срывов.

В целях сейсмотектонического районирования во второй половине 1980-х гг. Е.А. Рогожиным был использован метод количественной оценки морфологической сложности складчатости [Рогожин и др., 1988, 1993в, 2001]. Выделенные таким образом тектонические зоны были сопоставлены с рельефом, данными о новейших движениях на основании изучения речных террас и распределением эпицентров землетрясений (рис. 1). Эпицентры слабых и умеренных землетрясений привязываются к участкам сочленения крупнейших глубинных разломов, вытянутых вдоль простирания складчатой системы, с разломами поперечной ориентировки, разделяющими блоки с разным стилем новейших вертикальных движений. Структура поперечной зональности, сходная с рисунком будинированных слоев на региональном уровне, создана в условиях поперечного к простиранию складчатой системы сжатия. Это сжатие вызывает растяжение вдоль оси Большого Кавказа, направленное к областям погружения складчатой системы на северо-западе и юго-востоке, что, в конечном счете, обеспечивает продольное сейсмотектоническое течение в складчатой системе. Характерные размеры приподнятых и опущенных блоков, разделенных поперечными к простиранию складчатой системы разломами, обычно составляют 30-50 км, реже – 20 или 70 км.

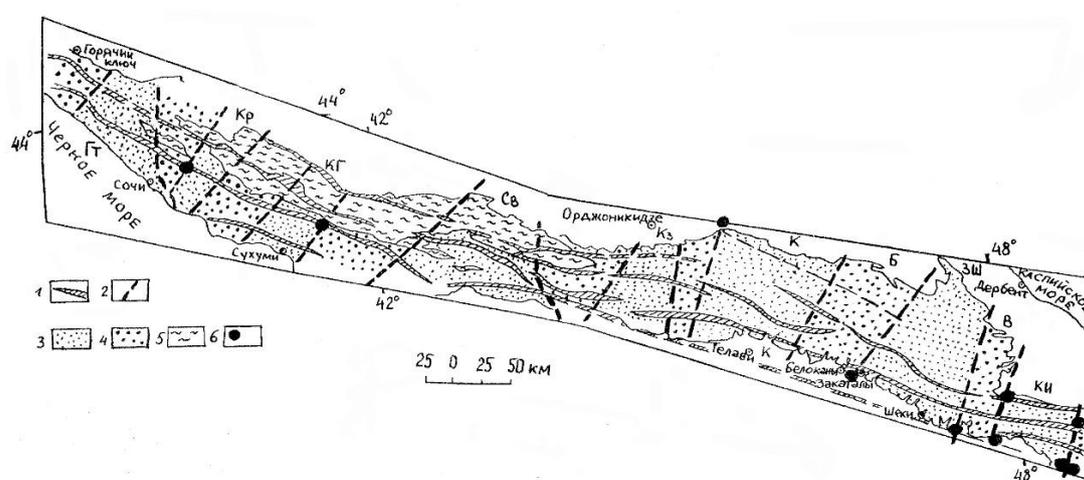


Рис. 1. Схема новейшей блоковой структуры Большого Кавказа [Рогожин и др., 2001]. 1 – приразломные прогибы; 2 – границы поднятых и опущенных зон; 3 – относительно приподнятые антикавказские зоны; 4 – относительно опущенные антикавказские зоны; 5 – кристаллические толщи Северокавказского краевого массива; 6 – эпицентры крупнейших землетрясений на территории Большого Кавказа.

Катастрофические Спитакское (1988 г., $M_w=6.8$, $I_0=10$ баллов) и Рачинское (1991 г., $M_w=7.0$, $I_0=8-9$ баллов) землетрясения в корне изменили представления об уровне сейсмической опасности Кавказа и показали необходимость исследований на новом уровне и стали настоящими полигонами для применения и разработки самых разных методов исследования сейсмичности.

Спитакское землетрясение 1988 г.

Очаг Спитакского землетрясения вышел на поверхность в виде протяженной системы сейсморазрывов общей длиной около 35 км, распадающейся на три сегмента длиной 8-9 км каждый [Рогожин, Рыбаков, 1990]. Максимальные амплитуды правого сдвига 1.8 м и вертикальной компоненты взброса – около 2 м зафиксированы на центральном сегменте. Ориентировка разрывов соответствует направлению длинных осей высших изосейст и характеристикам механизма очага землетрясения – взбросо-сдвиг. Кроме сейсморазрывов, повторной нивелировкой, проведенной ГУГК, были зафиксированы площадные сеймотектонические деформации – обширное поднятие земной поверхности до 1.2 м, а также рост приразломных складок и опускание мелких внутригорных впадин [Рогожин, Филип, 1991].

Система сейсморазрывов полностью укладывается внутри изосейст 9-го и 10-го баллов [Рогожин, Рыбаков, 1990]. Сейсмогравитационные нарушения (трещины встряхивания, растяжения и расседания склонов в их привершинных частях, оползни, обвалы, осыпи, просадки насыпных грунтов и т.п.) распространились на бóльшую площадь, чем сеймотектонические, и укладываются в изосейсту 8 баллов и более.

Анализ гипоцентров афтершоков и сейсмодислокаций показал, что очаг возник на глубинах 10-15 км в крупнейшем дизъюнктивном узле и имел сложное строение, разместившись в пределах двух крутопадающих глубинных разломных зон: широтной Памбак-Севанской и диагональной Алаварской, в районе узла их сочленения [Рогожин, Филип, 1991]. Кроме них был активизирован субмеридиональный Арагац-Спитакский глубинный разлом. Таким образом было установлено, что очаг состоял из нескольких сегментов. По сейсмологическим и геологическим данным было выделено 5 близких по времени вспарывания сегментов очага [Philip et al., 1992].

Сейсморазрывы обнаружили приуроченность к ранее существовавшим тектоническим формам рельефа и деформациям речных террас, что свидетельствует о повторяемости смещений в одном и том же месте [Рогожин, Рыбаков, 1990].

Приповерхностное строение сейсмогенного разрыва исследовалось в 4-х специально пройденных траншеях [Албарде и др., 1990; Рогожин, Рыбаков, 1990; Philip et al., 1992]. Это стало первым опытом применения метода тренчинга на Кавказе. Удалось выяснить, что и ранее в этом же очаге возникали подобные или даже более сильные сейсмические события, в результате которых оказались захоронены палеопочвы с радиоуглеродным возрастом 17565 ± 170 и 24765 ± 770 лет, фиксирующие два древних разрывообразующих землетрясения. Последнее перед Спитакским разрывообразующее землетрясение, вероятно, произошло 2000-3000 лет назад [Албарде и др., 1990].

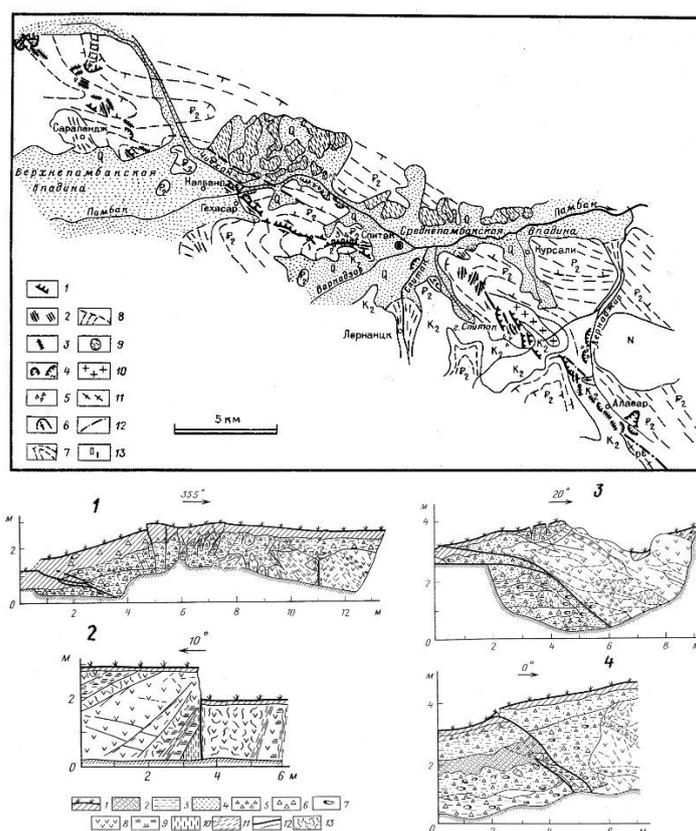


Рис. 2. Вверху – карта сейсмодислокаций Спитакского землетрясения [Рогожин, Филип, 1991]. 1–3 – сейсмогенные разрывы: 1 – взбросо-сдвиги; 2 – сдвиги; 3 – трещины встряски и растяжения; 4–6 – сейсмогравитационные нарушения: 4 – оползни; 5 – обвалы горных масс; 6 – сели, вызванные землетрясением; 7 – направления простирания и падения слоев в вулканогенно-осадочной толще эоцена; 8 – конусы выноса материала реками и временными водотоками; 9 – аномально поднятые плейстоценовые террасы; 10 – диориты; 11 – метаморфические толщи; 12 – разломы; 13 – траншеи и их номера.

Внизу – приповерхностное строение разрыва в траншеях [Рогожин, Рыбаков, 1990]. 1 – дерн и современная почва; 2 – палеопочва; 3 – суглинок; 4 – пески; 5 – дресва; 6 – щебень; 7 – крупные галька и валуны; 8 – вулканиты палеогена; 9 – зоны дробления; 10 – зоны ожелезнения; 11 – мелкие трещины; 12 – сейсмогенный разрыв; 13 – сильнотрещиноватые и раздробленные породы.

Рачинское землетрясение 1991 г.

Спустя два с половиной года, 29 апреля 1991 г. на Южном склоне Большого Кавказа в Грузии и Южной Осетии произошло Рачинское землетрясение. Магнитуда землетрясения ($M_w=7.0$) оказалась самой высокой в сейсмической истории Кавказа на инструментальном этапе наблюдений. Основным эффектом землетрясения стали обвалы, разнообразные оползни, каменные и грязекаменные лавины [Рогожин и др., 1991]. Кроме них, в эпицентральной зоне возникли многочисленные оплывины, отседания склонов (эмбриональные оползни), срывы осыпей, грязевые и снежно-грязевые потоки (сели), вибрационные трещины, а также выбросы отдельных камней.

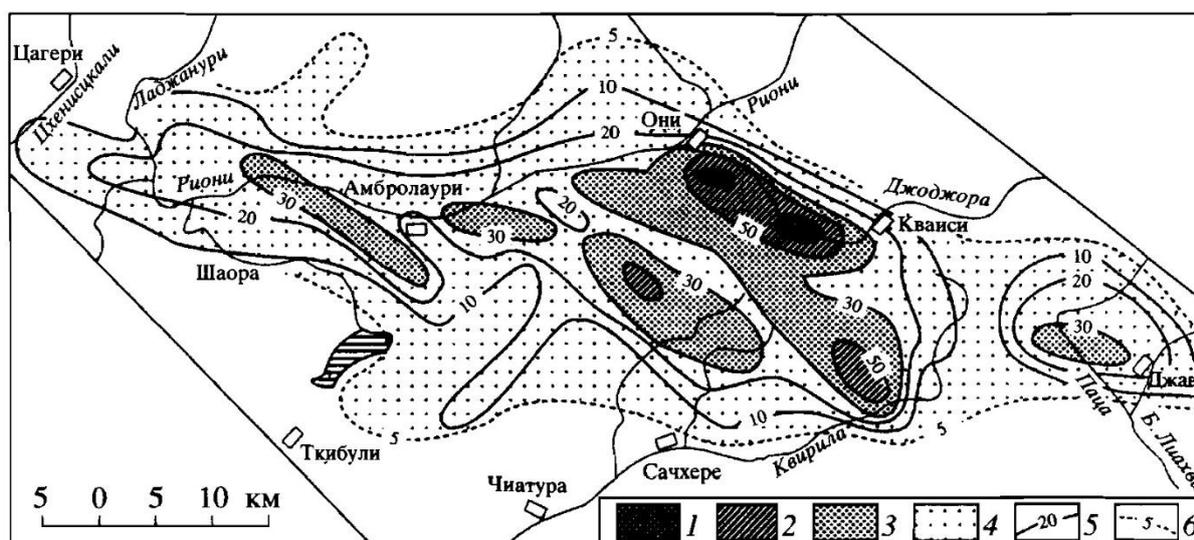
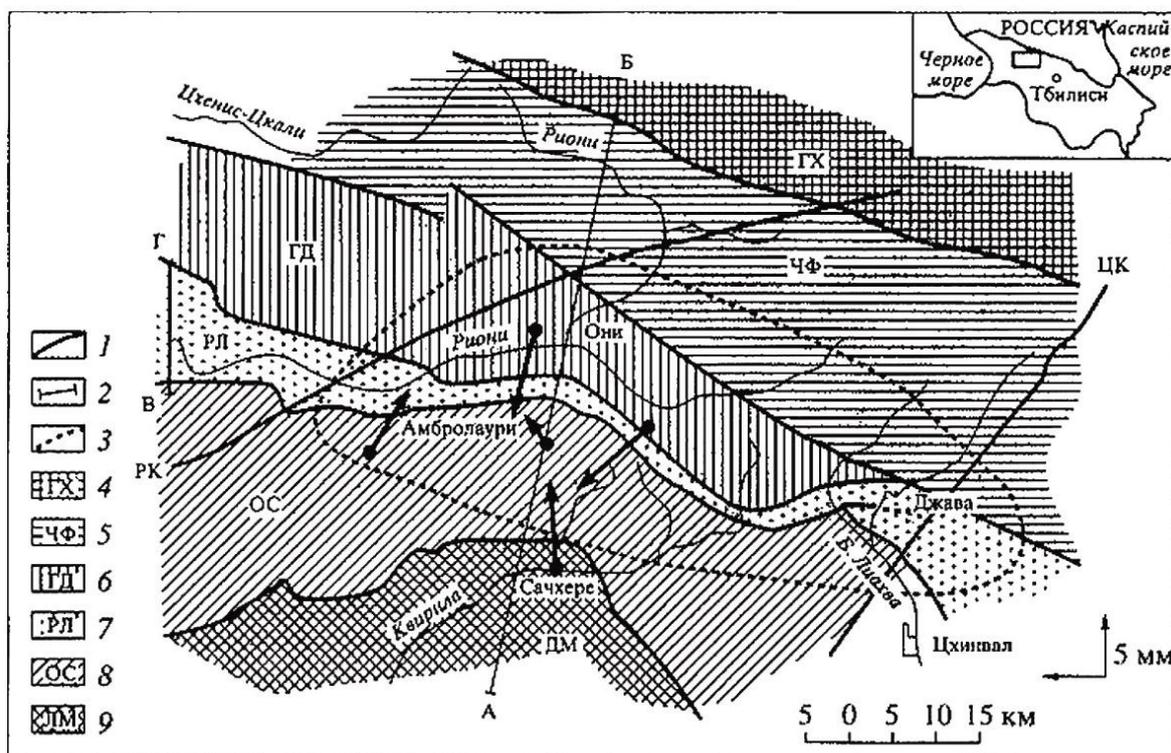


Рис. 3. Карта плотности распределения сейсмодислокаций [Рогожин и др., 1993б]. Площади с повышенной плотностью сейсмодислокаций (количество последних на 25 км²): 1 – >70, 2 – 70–50, 3 – 50–30, 4 – 30–5; изолинии плотностей сейсмодислокаций: 5 – повышенных, 6 – фоновой.

Вторичные нарушения возникли в огромном количестве – практически на всех подготовленных (подрезанных и подмытых) склонах. Полная картина их распространения была получена по материалам аэрофотосъемки масштаба 1:17 000, выполненной через неделю после землетрясения, и космических снимков масштаба 1:270 000 (увеличенных до масштаба 1:25 000), сделанных до и после землетрясения. Выделенные участки сгущения вторичных нарушений имеют кулисообразное расположение (рис. 3). Выяснилось, что неоднородности распределения нарушений хорошо соответствуют полю афтершоков [Рогожин и др., 1993б]. Длина очага по этим данным – 75–80 км при ширине (в близмеридиональном направлении) около 30 км. В западной части произошло обновление уже существовавших до землетрясения

нарушений склонов, которые, по всей видимости, возникли в соседнем очаге в результате последнего сильного землетрясения. На востоке эпицентральной зоны участок сгущения вторичных нарушений связан с обособленным в сеймотектоническом отношении – Джавским землетрясением 15.06.1991 ($M=6.2$), породившем собственные многочисленные афтершоки.

В обобщенном виде очаг землетрясения представляет собой надвиг по пологой плоскости ($\sim 32\text{--}35^\circ$) северо-западного простирания (азимут $\sim 300^\circ$) [Рогожин и др., 1993а]. Пологим наклоном к северу основной плоскости смещения на глубинах 5–10 км адекватно объясняется отсутствие ярко выраженных сеймотектонических разрывов при высокой магнитуде и малой глубине очага, а также большие поперечные размеры поля афтершоков, широкое распространение вторичных нарушений и аномально низкая интенсивность воздействия. По данным сейсмотомографии значительная часть облака афтершоков приурочена к зоне раздела между высокоскоростным фундаментом и осадочным чехлом [Арефьев и др., 2006]. Кроме надвига по данным о распределении гипоцентров афтершоков и сейсмотомографии в разрезе до глубин 15–18 км выделены дополнительные более крутые плоскости смещения, связанные с активизировавшимися разломами Окрибо-Сачхерской и Рача-Лечхумской тектонических зон (рис. 4).



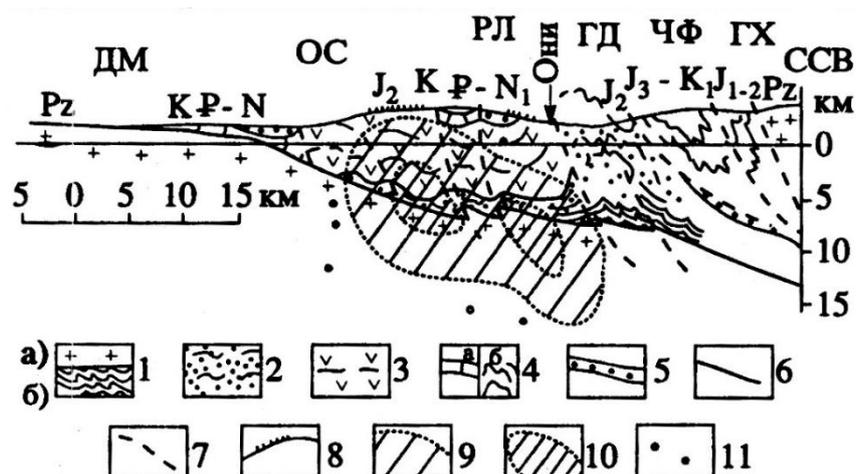


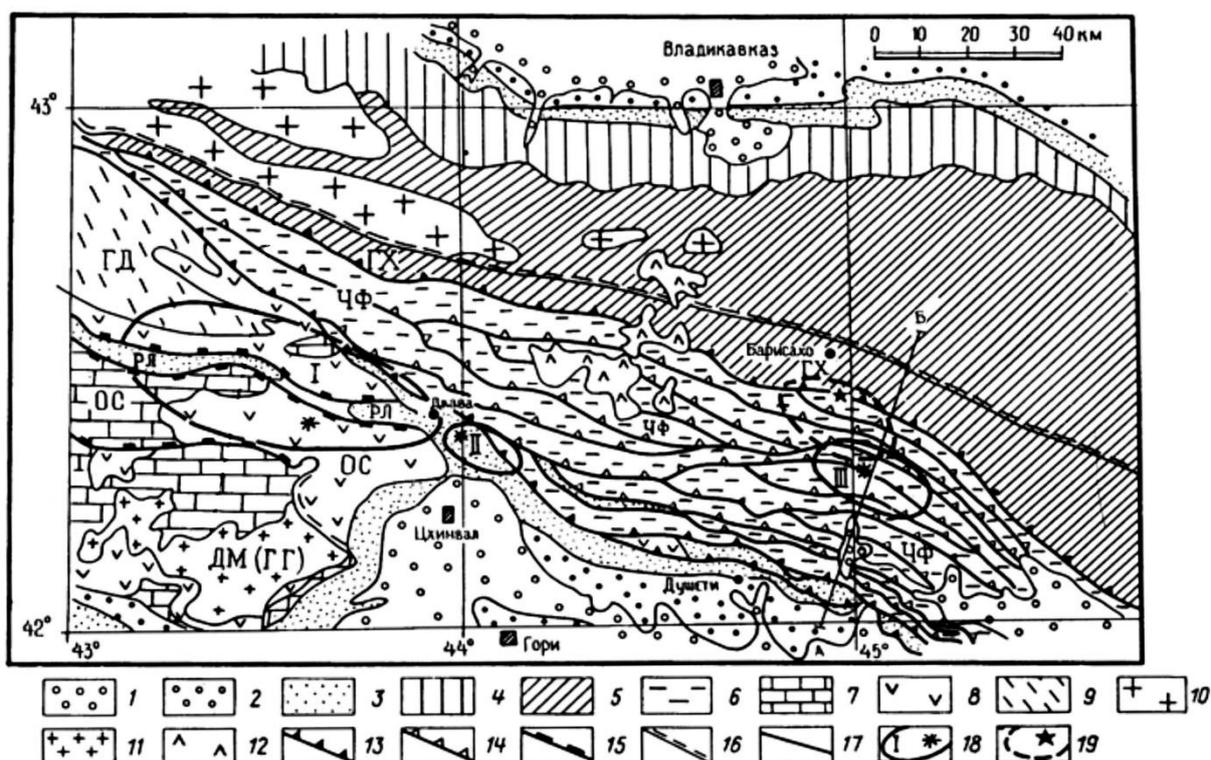
Рис. 4. Тектоническая позиция очага Рачинского землетрясения [Рогожин, и др., 1993a] и вектора горизонтальных движений поверхности по данным GPS [Прилепин и др., 1997]. 1 – крупнейшие разломы: ЦК – Цхинвали-Казбекский, РК – Риони-Казбекский; 2 – линия разреза; 3 – проекция очага землетрясения на поверхность по сейсмологическим данным; 4–9 – тектонические зоны: 4 – антиклинорий Главного хребта (ГХ), 5 – Чиатурский флишевый синклиний (ЧФ), 6 – Гагрско-Джавская зона (ГД), 7 – Рача-Лечхумский прогиб (РЛ), 8 – Окрибо-Сачхерская зона (ОС), 9 – Дзирульский срединный массив (ДМ). Стрелками обозначены направления и величины векторов горизонтальных смещений, зарегистрированных локальной сетью GPS. Внизу – схематический геологический разрез через очаговую зону Рачинского землетрясения [Рогожин и др., 1993a].

1 – доальпийский фундамент (а – дзирульского типа и кристаллического ядра; б – сванетского типа); 2–5 – альпийский геосинклинальный чехол: 2 – терригенные песчано-глинистые толщи лейаса и ааленского яруса средней юры, 3 – вулканогенная формация байосского яруса средней юры, 4 – карбонатные толщи верхней юры и мела (а – в абхазских фациях, б – во флишевых фациях), 5 – молассовые образования эоцена – миоцена, 6 – важнейшие стратиграфические границы, 7 – разломы, 8 – контуры облака афтершоков на глубине (по данным Международной эпицентральной экспедиции ИФЗ РАН). Над разрезом большими буквами показаны названия тектонических зон.

В 1991 г. в эпицентральной области Рачинского землетрясения была размещена временная сеть из пяти станций GPS, которая вела регистрацию горизонтальных движений поверхности на протяжении четырех лет. В очаговой зоне землетрясения было зарегистрировано сокращение земной поверхности по Кахетино–Лечхумскому разлому со скоростью около 1 см/год; был сделан прогноз об уменьшении скоростей [Прилепин и др., 1997]. К 2017 г. скорости горизонтального сжатия уменьшились до 3–4 мм/год [Милуков и др., 2018].

Барисахское землетрясение 1992 г.

Через полтора года, 23 октября 1992 г., к востоку от очага Рачинского землетрясения на южном склоне Большого Кавказа произошло Барисахское землетрясение с $M_w=6.2$, $I_0=7-8$ баллов. Очаг землетрясения был приурочен к контакту кристаллического фундамента и складчатого чехла на границе автохтонных Гагроджавской, Рача-Лечхумской тектонических зон и Чиаурского флишевого синклинория [Рогожин, 1993]. Гипоцентры повторных толчков расположились на глубинах 15-20 км, подчеркивая поверхность фундамента (рис. 5). Кровля фундамента здесь полого погружается к северу, пока вновь не появляется почти у поверхности к югу от Главного Кавказского и Гляртинского разломов. Методом инверсии объемных волн была получена модель очага в виде пологой плоскости северо-западного простирания (300°) с углом падения 15° в северо-восточном направлении и глубиной гипоцентра 16 км [Gomez et al, 1997]. Барисахское землетрясение реализовало пододвигание жестких пород цоколя под вулканогенно-осадочные толщи южного склона Большого Кавказа.



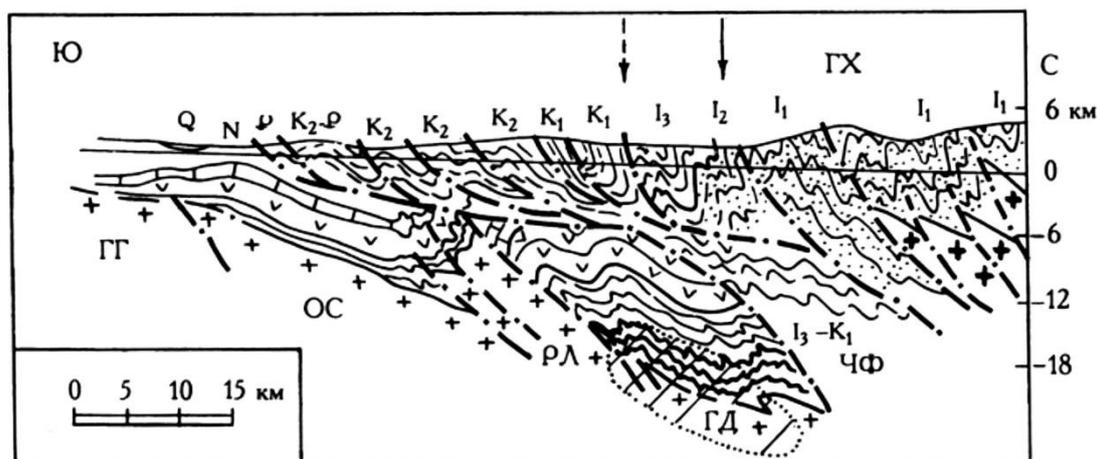


Рис. 5. Тектоническая позиция очаговых зон Барисахского и Рачинского землетрясений [Рогожин, 1993]. 1-3 отложения кайнозоя: 1 – четвертичные; 2 – неогеновые; 3 – палеогеновые; 4–6 – тектонические зоны мегантиклинория Большого Кавказа: 4 – северного склона; 5 – сланцевого ядра Главного (ГХ) и Бокового хребтов; 6 – Чиаурская флишевая (ЧФ); 7-9 – комплексы пород Гагро-Джавской (ГД), Рача-Лечхумской (РЛ), Окрибо-Сачхерской (ОС) зон и Дзирульского массива (ДМ): 7 - карбонатные толщи верхней юры и мела; 8 – вулканиты байоса; 9 - песчано-сланцевые толщи нижней юры и ааленского яруса средней юры; 10, 11 – породы доальпийского основания: 10 – кристаллического ядра; 11 – Грузинской глыбы (Дзирульский массив – ДМ(ГГ)); 12 – четвертичные лавы вулканов Казбекской группы; 13-16 – разломы: 13 – граничные взбросо-надвиги; 14 – внутризональные взбросо-надвиги; 15 – взбросы; 16 – прочие; 17 – некоторые стратиграфические границы; 18 – очаговые зоны сильных землетрясений (Рачинского 1991 г. (I), Джавского 1991 г. (II), Барисахского 1992 г. (III)) и их инструментальные эпицентры; 19 – контуры облака эпицентров афтершоков и эпицентр главного толчка Барисахского землетрясения по данным ГС РАН; А – Алазанская впадина; А-Б – линия разрезов.

На схематическом геологическом разрезе очаговой области Барисахского землетрясения стрелками показано положение эпицентра землетрясения по разным данным. Заштрихованная область – облако эпицентров афтершоков и гипоцентр главного толчка Барисахского землетрясения.

Дагестанское землетрясение 1970 г.

Тектоническая позиция Дагестанского землетрясения 1970 г. ($M_s=6.6$, $I_0=9$ баллов) показала весьма сложное строение сейсмоактивной среды северо-восточного выступа Большого Кавказа – Дагестанского клина [Рогожин и др., 2014]. Несмотря на небольшую глубину гипоцентра ($h=9-12$ км), плоскость подвижки в очаге не вышла на поверхность. В ближней зоне, сразу после землетрясения проводились сейсмологические наблюдения экспедицией ИФЗ АН СССР. Однако, при попытках воссоздать модель очага тогда столкнулись с очень слабой связью между

сейсмологическими проявлениями очагового процесса и приповерхностной геологической структурой [Дагестанское..., 1980].

Сопоставление положения облака гипоцентров афтершоков с глубинной структурой фронтальной части Дагестанского клина показало расположение участков сгущения повторных толчков в корневых частях пологих поверхностей вдвиговых разрывов на глубинах от 2 до 10 км (рис. 6). Они образуют листрическую систему линз-чешуек, вдвинутых в северном направлении и затухающих в пластичных толщах нефтеносной майкопской серии палеоген-неогенового возраста. В этой зоне мезозойские и более молодые отложения Дагестанского клина надвинуты на Терско-Каспийский краевой прогиб по прерывистой поверхности, в целом погружающейся к югу. В верхнем этаже взбросы имеют преимущественно крутое северное падение.

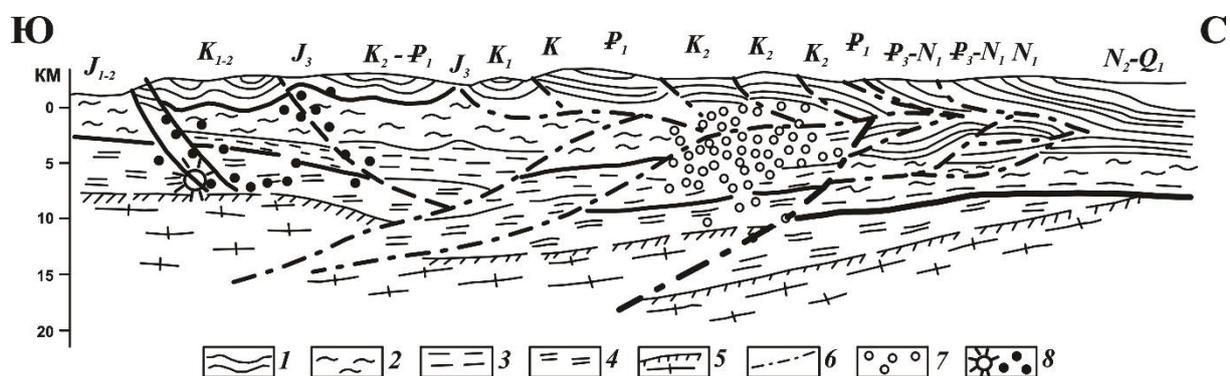


Рис. 6. Схематический геолого-геофизический разрез Дагестанского клина в районе Дагестанского (1970 г.) и Тлохского (1992 г., $M=4.7$, $I_0=7$ баллов) землетрясений [Рогожин и др., 2014]. 1 – тощи верхней юры, мела и кайнозоя; 2 – тощи флишиоидной формации средней юры, 3 – тощи аспидной формации нижней-средней юры; 4 – метаморфизированные породы среднего палеозоя-триаса (?); 5 – кристаллический фундамент и кровля гранито-гнейсового слоя; 6 – разломы; 7 – гипоцентры афтершоков землетрясения 1970 г.; 8 – гипоцентры главного толчка и афтершоков Тлохского землетрясения 1992 г.

Таким образом, наблюдаемые на поверхности структуры Дагестанского клина маскируют строение более глубоких горизонтов чехла и кристаллического фундамента, в которых и развился очаг Дагестанского землетрясения 1970 г. Можно полагать, что очаг связан со скрытыми глубинными перемещениями аллохтонных пластин во фронтальной зоне Дагестанского клина. Модель очага представлена в виде объемного геологического тела, образованного как крупным уступом на поверхности кристаллического фундамента, так и обширной деформированной линзой в среднем и нижнем горизонтах чехла. Проекция таких очагов на поверхность рассеяна по пологим

разноуровневым плоскостям, и может сильно отличаться от пространственных параметров модели по сейсмологическим данным.

Землетрясения Восточного Кавказа

На западной окраине Дагестанского клина 11 октября 2008 г. произошло Курчалойское землетрясение ($M_s=5.8$, $I_0=7-8$ баллов). Простираение облака афтершоков и длинной оси изосейст высших баллов имеет северо-восточную ориентировку и вытянуто вдоль разлома, ограничивающего горное поднятие Дагестанского клина с северо-запада. Подвижка в очаге представляла собой левосторонний взбросо-сдвиг с крутым погружением поверхности сместителя в юго-восточном направлении под северо-западный склон Дагестанского клина. Таким образом, сеймотектоническая позиция Курчалойского землетрясения отразила тенденцию разрастания Дагестанского клина в северо-восточном направлении [Рогожин и др., 2014].

Не утихла после землетрясения 1991 г. и Рача-Джавская зона на Южном склоне Большого Кавказа – все последующие годы этот район оставался высокосейсмичным. Наиболее сильные сейсмические события после 1991 г. здесь произошли в 2006 г. (Онийское-I, $M_w=5.3$, $I_0=4$ балла) и 2009 г. (Онийское-II, $M_w=6.2$, $I_0=7$ баллов). В 2009 г. Е.А. Рогожин и С.С. Арефьев инициировали специальные сейсмологические, макросейсмические и геологические исследования Онийского-II землетрясения на территории Южной Осетии [Рогожин и др., 2009]. Возникшие нарушения имели вторичный характер – редкие обвалы, многочисленные осыпи на горных склонах, сели на небольших реках и ручьях. Тип подвижки в очаге – надвиг с незначительной компонентой сдвига по пологой плоскости, погружающейся в север–северо-восточном направлении. Сходство строения очагов Онийского-II и Рачинского землетрясений показало, что процесс надвигания Южного склона Большого Кавказа на Закавказский массив продолжился и в 2009 г.

В 2000-2018 гг. сейсмическая активизация охватила Южный склон и Осевую зону Восточного Кавказа. 25 ноября 2000 г. произошли два сильнейших в этой активизации Бакинских землетрясения с $M_w=6.8$ и 6.5 ($I_0=8$ баллов). Позже имели место: Шекинский рой с главным землетрясением 08.02.2004 г. ($M=5.1$); два Закатальских (III, IV) землетрясения 2012 г. с $M_w=5.6$ и 5.3 ; Исмаиллинское 2012 г. с $M_w=5.1$; Балакенское 2012 г. с $M_w=5.6$; толчок на границе Грузии и России 2013 г. с $M_w=5.5$; землетрясения 2014 г. с $M_w=5.0$ в районе в районе Закаталы-Балакен и $M_w=5.1$ в районе г. Габала; и

наконец, Огузское 2015 г. с $M_w=5.5$ [Етирмишли и др., 2019]. Очаги этих ощутимых сейсмических событий охватили практически все сегменты восточной части Южного склона Большого Кавказа и происходили с необычно высокой частотой (рис. 7).

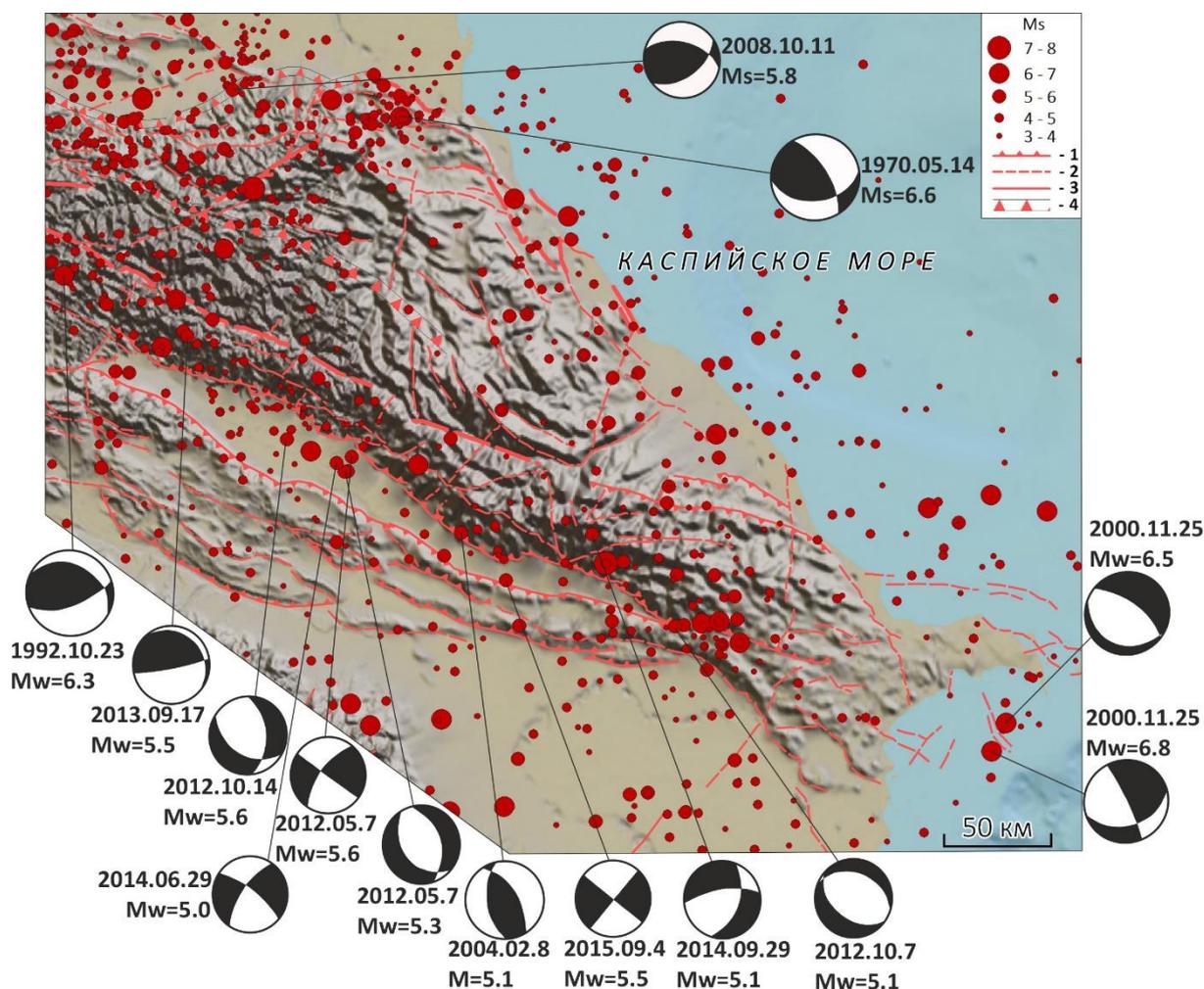


Рис. 7. Схема сейсмотектоники Восточного Кавказа. Составлена с использованием данных [Милановский, 1968; Рогожин и др., 2014; Бачманов и др., 2017 и др.]. Диаграммы механизмов очагов сильнейших землетрясений приведены для событий, обсуждаемых в тексте, по данным [Gomez et al, 1997; Етирмишли и др., 2019]. Эпицентры исторических и инструментально зарегистрированных землетрясений представлены по данным ЕГС РАН, СКЗ ОСР-2012 и [Етирмишли и др., 2019]. 1-5 – активные геологические структуры: 1 – взбросы и надвиги; 2 – разломы по косвенным данным; 3 – преимущественно сдвиги; 4 – флексурно-разрывные зоны.

Характер подвижки в очагах перечисленных землетрясений существенно изменяется с запада на восток и представлен различными сочетаниями сбросов и взбросов со сдвиговой компонентой. Очаги преимущественно сбросового и взбросового типов связаны с разломами общекавказского, запад–северо-западного простирания.

Преимущественно сдвиговые очаги связаны с разломами антикавказской, в основном север–северо-восточной ориентировки. Кинематика смещений в очагах сильнейших из этой серии – Бакинских землетрясений – сбросы северо-западного простирания с незначительной сдвиговой составляющей. Очаги располагались на восточном погружении складчатого поднятия Большого Кавказа, в акватории Каспийского моря [Маммадли, Рогожин, 2016]. Такие существенные различия объяснены наличием активных поперечных структур, которые контролируют размещение очагов умеренных землетрясений, и резкими изменениями современного напряженно-деформированного состояния в земной коре на разных отрезках Восточного Кавказа [Етирмишли и др., 2019]. Поперечные разломы контролируют положение землетрясений с глубиной гипоцентров до 40 км, в то время как в разделяемых ими блоках гипоцентры обычно не достигают глубин более 15 км [Маммадли, Рогожин, 2018].

Исследования очагов современных землетрясений Восточного Кавказа показали большую сложность кинематической картины происходящих здесь в настоящее время сеймотектонических движений и отсутствие непротиворечивой сеймотектонической модели. Так, обстановка растяжения, продемонстрированная Бакинскими землетрясениями 2000 г., не соответствует реконструируемой здесь (исходя из наличия океанической земной коры в Южно-Каспийской впадине) обстановке активной континентальной окраины.

Основные итоги изучения тектоники очагов сильных землетрясений Кавказа

Детальные исследования показали, что сейсморазрыв Спитакского землетрясения возник на месте активного разлома, смещения по которому в прошлом имели тот же знак смещений, и носили импульсный характер с близкой величиной подвижки. Эти результаты стали новой отправной точкой в исследованиях сеймотектоники Кавказа – они убедительно показали, что потенциальные очаги сильных землетрясений могут быть обнаружены, датированы и параметризованы геологическими методами в целях оценки сейсмической опасности.

Рачинское землетрясение 1991 г. стало одним из первых, хорошо исследованных случаев сейсмичности, связанных с покровной тектоникой. Сейсмический очаг напрямую не вышел на поверхность, в связи с чем был разработан и применен метод изучения внутренней структуры и пространственных параметров очага по распределению вторичных сейсмодислокаций на основе дистанционных и полевых

данных. При этом широко использованы сейсмологические, геофизические и структурно-геологические данные о геологическом строении и проявлениях очага землетрясения. Эти исследования показали, что тренчинг на активных разломах – далеко не исчерпывающий метод выявления и параметризации потенциальных очагов сильных землетрясений.

Очаги Рачинского и Барисахского землетрясений отразили основную тенденцию геологического развития Южного склона Большого Кавказа – наряду с относительным воздыманием складчатой системы, взаимное сближение ядра Центрального Кавказа и Дзирульского выступа фундамента Закавказского срединного массива, поддвигание пород фундамента последнего под Большой Кавказ и, в связи с этим, отрыв от основания и надвигание в южном направлении пород альпийского чехла. Это заставило пересмотреть сложившиеся сеймотектонические представления о Большом Кавказе и начать региональные исследования с новых позиций. В первую очередь, это касалось поиска других участков, где геологическая обстановка может способствовать формированию очагов землетрясений, подобных Рачинскому.

Разработка модели очага Дагестанского землетрясения 1970 г. показала контуры сейсмогенерирующей структуры, не соответствующие приповерхностному геологическому строению. Аналогичное сложное строение с несоответствием структурных планов на разных глубинах характерно для фронтальной зоны Дагестанского клина, антиклинальных зон Терско-Каспийского передового прогиба и Приморского Дагестана. Более того, такое сложное строение отмечается для всей зоны перехода от горного сооружения Большого Кавказа к Скифской плите и передовым прогибам Предкавказья.

Рачинское и Дагестанское землетрясения наглядно показали, что возможность выхода очага сильного землетрясения на поверхность зависит не только от глубины или магнитуды, но и от кинематики подвижки в очаге. В итоге, даже при большой магнитуде и небольшой глубине, очаг надвигового землетрясения может не выйти на поверхность или же будет иметь очень сложное строение, распознать которое можно далеко не всегда. Таким образом стало ясно, что для возможности выхода очага сильного землетрясения на поверхность, помимо глубины гипоцентра, важную роль играют конкретные тектонические условия очаговой зоны. Чем глубже расположен очаг и чем сложнее его структурный ансамбль, тем меньше вероятность появления сейсморазрыва на

поверхности [Рогожин, 2012; Рогожин и др., 2021]. Реализация смещения вдоль многих поверхностей также способствует более компактному положению очага на поверхности. В целях оценки сейсмической опасности крайне важен вывод о том, что наличие или отсутствие ярко выраженных активных разломов на поверхности далеко не всегда прямо отражает уровень сейсмической опасности. Кроме того, выход очага на поверхность может быть представлен складками и флексурами, т.е. деформациями изгиба, или завуалирован гравитационно-сейсмоструктурными структурами.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках Госзадания ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Албаредэ Ф., Богачкин Б.М., Олейник А.Э., Рогожин Е.А., Рыбаков Л.М., Филип Э.* О доисторическом сильном землетрясении в районе г. Спитак (Северная Армения) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 2. С. 397–400.
- Арефьев С.С., Рогожин Е.А., Антекман Ж.Я., Быкова В.В., Дорбат К.* Глубинная структура и томографические модели очаговых зон сильных землетрясений // Физика Земли. 2006. № 10. С. 65–80.
- Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г.* База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 711–736.
- Етирмишли Г.Д., Маммадли Т.Я., Рогожин Е.А., Сысолин А.И.* Сейсмическая активизация в восточной части Южного склона Большого Кавказа в конце XX – начале XXI. // Геофизические процессы и биосфера. 2019. Т. 18. № 2. С. 82–96.
- Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г. Сейсмология, геология, геофизика. / Ред. Х.И. Амирханов. М.: Наука, 1980. 220 с.
- Маммадли Т.Я., Рогожин Е.А.* Поперечные разломы восточной части Кавказа и их проявления в сейсмичности // Вопросы инженерной сейсмологии. 2018. Т. 45. № 2. С. 21–30.
- Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
- Милуков В.К., Миронов А.П., Овсяченко А.Н., Рогожин Е.А., Горбатилов А.В., Дробышев В.Н., Хубаев Х.М., Николаев А.В.* Скорости современных горизонтальных движений в центральном секторе Большого Кавказа по данным GPS-наблюдений и их связь с тектоникой и глубинным строением земной коры. // Доклады Академии наук. 2018. Т. 481. № 3. С. 291–295.

Прилепин М.Т., Баласанян С., Баранова С.М., Гусева Т.В., Мишин А.В., Надария М., Рогожин Е.А., Розенберг Н.К., Сквородкин Ю.П., Хамбургер М., Кинг Р., Рейлингер Р. Изучение кинематики Кавказского региона с использованием GPS технологии // Физика Земли. 1997. № 6. С. 68–75.

Рогожин Е.А., Борисов Б.А., Рейснер Г.И., Шолло В.Н. Геологические условия возникновения очагов сильных землетрясений Средиземноморского альпийского пояса. // Структура и эволюция тектоносферы. М.: ИФЗ АН СССР, 1987. С. 133–50.

Рогожин Е.А., Рейснер Г.И., Мамедов Т.Я. Поперечная зональность Восточной части Большого Кавказа. // Исследование сейсмической опасности. Вопросы инженерной сейсмологии. 1988. Вып. 29. С. 15–20.

Рогожин Е.А., Рыбаков Л.М. Тектоническая позиция и геологическое проявление Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. // Геотектоника. 1990. № 6. С. 32–45.

Рогожин Е.А., Филип Э. Геолого-тектоническое изучение очаговой зоны Спитакского землетрясения. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1991. № 11. С.3–17.

Рогожин Е.А., Борисов Б.А., Богачкин Б.М. Рачинское землетрясение (Грузия, 29 апреля 1991 г.): материалы геологического обследования // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. № 2. С.353–358.

Рогожин Е.А. Барисахское землетрясение 1992 г. на южном склоне Большого Кавказа: тектоническая позиция очага. // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1. М.: ИФЗ РАН. 1993. С. 148–151.

Рогожин Е.А., Арефьев С.С., Богачкин Б.М., Систернас А., Филип Э. Комплексный анализ геологических и сейсмологических данных и сеймотектоническое представление об очаге Рачинского землетрясения // Физика Земли. 1993а. № 3. С. 70–77.

Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В., Арефьев С.С. Опыт использования материалов изучения вторичных сейсмодислокаций для построения геологической модели очага сильного землетрясения. // Докл. РАН. 1993б. Т. 333. №1. С. 96–100.

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. 1993в. С. 139–148.

Рогожин Е.А., Собисевич Л.Е., Нечаев Ю.В., Собисевич А.Л., Богатилов О.А., Гурбанов А.Г., Коваленко В.И., Газеев В.М., Поляк Б.Г., Покровский Б.Г., Лаврушин В.Ю., Куликов В.И., Мелекесцев И.В., Кащук Д.Г., Милюков В.К., Конаев А.В. Геодинамика, сейсмоструктура и вулканизм Северного Кавказа. / Под ред. акад. Н.П. Лаверова. М.: ОИФЗ РАН, 2001. 338 с.

Рогожин Е.А., Арефьев С.С., Мараханов А.В., Овсяченко А.Н., Новиков С.С., Матвеев И.В., Молотков С.Г. Недавнее землетрясение на Центральном Кавказе. // Геофизические исследования. 2009. Т.10. № 4. С. 64–66.

Рогожин Е.А. Очерки региональной сейсмоструктуры. М.: ИФЗ РАН, 2012. 340 с.

Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Лутиков А.И., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Горбатиков А.В. Эндогенные опасности Большого Кавказа. М.: ИФЗ РАН, 2014. 256 с.

Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Ларьков А.С. Очаг сильного землетрясения как геологический объект. // Геотектоника. 2021. № 3. С. 3–30.

Gomez J.M., Bukchin B., Madariaga R., Rogozhin E.A. A study of the Barisakho, Georgia, earthquake of 1992 October 23 from broad-band surface and body waves. // Geophys. J. Int. 1997. Vol. 129. № 3. P. 613–623.

Philip H., Rogozhin E., Cisternas A., Bousquet J.C., Borisov B., Karakhanian A. The Armenian earthquake of 1988 December 7: faulting and folding, neotectonics and palaeoseismicity. // Geophys. J. Int. 1992. Vol. 110. № 1. P. 141–158.