

Тектоника очаговых зон сильных землетрясений Северной Евразии конца XX столетия

Е. А. Рогожин

Институт физики Земли РАН

Аннотация. Описаны тектоническая позиция, геологические и сейсмологические проявления ряда сильнейших землетрясений Северной Евразии, происшедших в последние 15 лет; приводятся сведения о доисторической активности породивших их сейсмогенерирующих структур, делаются выводы о размере сейсмических очагов и их внутренней геологической структуре.

Введение

В отечественной сеймотектонике сложились противоречивые представления о приуроченности сейсмических очагов к определенным геологическим структурам. И. Е. Губин в 1960 г., Н. В. Шебалин [1997] связывали сейсмические проявления с плоскостями крупных разломов. В. И. Кейлис-Борок с соавторами (1973) пришли к выводу, что эпицентры крупных землетрясений “салятся” в дизъюнктивные узлы разных рангов. Г. П. Горшков (1984) активно настаивал на объемной природе очага землетрясения, который может быть связан с самыми различными структурами при условии накопления в них напряжений.

Представления о сравнительно простом устройстве сейсмических очагов типичны для американской сеймотектонической школы в связи с тем, что большинство хорошо изученных в США землетрясений приурочено к зоне разлома Сан-Андреас, где сейсморазрывы сильнейших сейсмических событий по большей части имеют сдвиговый характер и неосложненную дополнительными разрывами линейную форму [*The San Andreas...*, 1990]. Хотя для некоторых землетрясений и в Западной Калифорнии [*Johnson and Fleming*, 1993; *Wald et al.*, 1994], и, особенно, в Нью-Мадридской сейсмогенной зоне [*Harrison and Schultz*, 1994] имеются свидетельства объемного строения очагов. Сложные по структуре очаги, приуроченные к узлам сочленения разломов разных ориентировок, проявившихся на поверхности в конфигурации сейсморазрывов, описаны для

Эль-Аснамского землетрясения 1980 г. в Алжире [*Meghraoui et al.*, 1988], для ряда сильнейших землетрясений прошлого в Монголии [*Baljinnyam et al.*, 1993]. Сложный объемный очаг Западно-Македонского землетрясения (13 мая 1995 г.) недавно был изучен в Греции [*Chadzipetros et al.*, 1998].

В последние 15 лет, в связи с использованием более совершенной записывающей аппаратуры, новых методов математической обработки данных, сейсмологические наблюдения стали более детальными и надежными, чем ранее. После сильных землетрясений, кроме сейсмологических, стали проводиться различные другие геофизические исследования, в том числе геодезические работы и аэрофотосъемка. Все эти источники информации позволяют комплексно, своевременно и детально изучить проявления сейсмического процесса, установить параметры и конфигурацию очага, особенности сейсмического режима. С другой стороны, сильно повысилась геолого-геофизическая изученность глубинных и приповерхностных горизонтов земной коры. Закончена детальная геологическая съемка многих сейсмоопасных областей. Систематически стало проводиться геологическое обследование плейстосейстовых зон сильных землетрясений, включающее детальное картирование остаточных деформаций грунта и установление поверхностных и глубинных сейсмогенных геологических структур [*Рогожин*, 1993].

В тот же период времени практически во всех сейсмоактивных зонах Северной Евразии (на Большом и Малом Кавказе, в Западной Туркмении, в Кызылкумах, в Тянь-Шане, на Алтае, на Сахалине и на Курило-Камчатской островной дуге) произошли сильные и сильнейшие землетрясения (рис. 1; табл. 1). Некоторые из них превосходили значение максимальной магнитуды ожидаемых сейсмических событий.

В последние десятилетия во всем мире большую

©2000 Российский журнал наук о Земле.

Статья N RJE99029.

Онлайновая версия этой статьи опубликована 5 марта 2000.
URL: <http://eos.wdcb.ru/rjes/v03/RJE99029/RJE99029.htm>

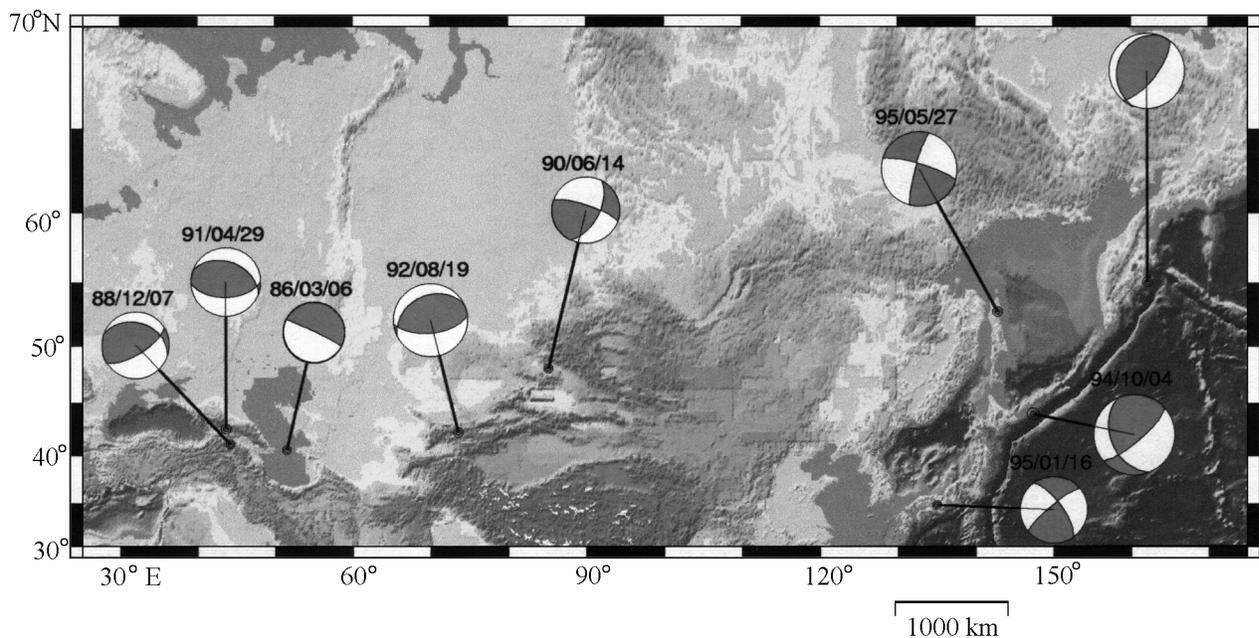


Рис. 1. Карта эпицентров сильных землетрясений Северной Евразии конца XX века с показом фокальных механизмов (составил С. Л. Юнга).

популярность приобрели палеосейсмогеологические исследования [Chadzipetros *et al.*, 1998; Deng *et al.*, 1996; Ge *et al.*, 1996; Meghraoui *et al.*, 1988; The San Andreas..., 1990]. Начиная с 1980-х годов, в Советском Союзе, а с 1991 г. – в России, рядом исследователей и в том числе автором статьи осуществляется программа изучения в траншеях сейсмодислокаций в эпицентральных областях происшедших на этой территории сильнейших и сильных землетрясений. Так, были проведены палеосейсмологические исследования, включающие проходку траншей вкрест простирания сейсморазрывов и трещин, Кумдагского (1983), Бурунского (1984) землетрясений в Западной Туркмении, Газлийских землетрясений (1976 и 1984) в Западном Узбекистане, Спитакской сейсмической катастрофы (1988) в Армении, Нефтегорского землетрясения (1995) на Сахалине. Все эти землетрясения возникли в разных тектонических обстановках, а породившие их структуры, как выяснилось, имеют разную сейсмическую историю в голоцене [Рогожин, 1998].

Применение методик комплексного геолого-геофизического и сейсмологического изучения очаговых зон позволяет по-новому представить строение геологической структуры, которая является очагом сильного землетрясения, а также описать развитие в ней сейсмического процесса.

1. Методика исследований

Из огромного объема материалов, аккумулирующихся в настоящее время в процессе изучения каждого сильного землетрясения, наиболее важными для понимания геологической структуры и тектонической позиции очага являются следующие: результаты крупномасштабной геологической съемки системы сейсмодислокаций, в случае наличия сеймотектонических нарушений – детальные данные о приповерхностном строении сейсмогенных разрывов в траншеях, а в случае вторичного, сейсмогравитационного их характера – материалы геодезических исследований реакции поверхности на подвижку в недрах.

Строение очага на глубине выявляется на основании положения облака афтершоков. Ранее было показано, что положение гипоцентров повторных толчков, зарегистрированных в первый месяц после главного толчка, фактически отражает форму очага землетрясения в недрах земли [Шебалин, 1997]. Для таких построений автором настоящей статьи отбиралось наиболее надежные сведения о гипоцентрии афтершоков, собранные сейсмологами при работе в ближней зоне землетрясений, особенно с использованием телеметрической сети или с помощью регио-

Таблица 1. Параметры важнейших землетрясений конца XX века на территории Северной Евразии

Названия землетрясений	Дата (год, месяц, день)	Координаты		Магнитуда	Характеристики разрыва		
		(град.)			Длина	Ширина	Подвижка
		с.ш.	в.д.				
Кумдагское	1983.03.14	39.39	54.64	5,7	20	15	0,3
Газлийское	1984.03.20	40.39	51.53	7,2	50	25	1,2
Спитакское	1988.12.07	41.00	44.20	6,8	35	14	2,0
Зайсанское	1990.06.14	47.89	85.12	6,8	60	25	1,3
Рачинское	1991.04.29	42.49	43.65	7,0	70	25	1,2
Сусамырское	1992.08.19	42.08	73.56	7,4	80	30	1,1
Шикотанское	1994.10.04	43.71	143.33	8,1	200	100	6,0
Нефтегорское	1995.05.27	52.56	142.81	7,6	40	15	8,0
Кроноцкое	1997.12.05	54.84	162.04	7,7	200	75	5,0

нальной сети, но обработанные методом групповой гипоцентрии, значительно повышающим их представительность. Необходимы также сведения о механизмах очагов главных и повторных толчков.

Автор для каждого землетрясения по возможности старался собрать все или большинство из этих данных и комплексно увязать их с материалами о геолого-геофизическом строении очаговой зоны для получения пространственной и как можно менее противоречивой картины строения очага – его тектонической модели. В 1993 г. материалы изучения очаговых областей ряда землетрясений уже были опубликованы [Рогожин, 1993], поэтому конкретные описания в настоящей работе приводятся лишь для тех событий, которые были изучены с этого момента или для которых получены какие-то новые данные.

2. Геологическое строение очагов сильных землетрясений в складчатых системах альпийского Средиземноморского пояса

Сложная гетерогенная структура Средиземноморского подвижного пояса при самом общем, грубом подразделении может считаться состоящей из трех основных типов крупных структур первого порядка: 1) складчатых и складчато-покровных поднятий; 2) приподнятых массивов доальпийского основания; 3) передовых, межгорных прогибов и наложенных впадин. Изученные сильные землетрясения занимают вполне определенную структурную позицию: их эпицентры тяготеют преимущественно к зонам сочленения перечисленных тектонических элементов. Так, очаги Спитакского (1988) и Рачинского

(1991) землетрясений расположены в пограничных областях складчатой системы (Малого и Большого Кавказа, соответственно) и срединного массива (Мисхано-Зангезурского и Дзирульского, соответственно). В этих случаях сейсмогенерирующая среда характеризуется повышенной жесткостью в связи с близким положением кристаллического фундамента, расколотого системами ортогональных и диагональных разломов. Кумдагское (1983), Бурунское (1984) и Каспийское (1986) сейсмические события возникли на контакте подвижной складчатой системы и молодой платформы, в передовом прогибе. Мощные толчки кайнозойских рыхлых отложений при сокращенной мощности коры обуславливают повышенную мягкость, податливость среды. В таких условиях сильные приповерхностные землетрясения могут происходить лишь при большой скорости тектонических движений и быстром накоплении напряжений.

Спитакское землетрясение в Армении

Спитакское землетрясение 7 декабря 1988 г. ($M_s=6,8$; $I_0=9$) произошло на Малом Кавказе в пределах Севанского синклинория Севано-Акеринской структурно-формационной зоны. Оно сопровождалось формированием системы поверхностных сейсмодислокаций - сейсмогенных разрывов общей длиной около 35 км (рис. 2). Все поле этих разрывов распадается на три отрезка протяженностью 8–9 км каждый, разделенных участками развития мощных рыхлых четвертичных отложений, где первичные дислокации не проявились. По данным детального картирования и исследований в траншеях поверхностные сейсмодислокации представляют собой в основном правые взбросо-сдвиги (реже сдвиги) диагонального (северо-западного) и широтного про-



Рис. 2. Структурно-геологическая карта (а) и разрез (б) очаговой зоны Спитакского землетрясения [Рогожин, Филит, 1991].
 1–5 – четвертичные отложения: 1, 2 – голоценовые и плейстоцен-голоценовые аллювиальные, пролювиально-делювиальные и делювиально-коллювиальные отложения, а также горизонты четвертичных туфов; 3, 4 – нижне-среднечетвертичные лавы и туфы; 5 – аномально приподнятые надпойменные террасы в долине р. Памбак. 6 – направление простирания и падения пластов мезозойских и кайнозойских (дочетвертичных) пород. 7 – ось антиклиналей. 8 – оси синклиналей. 9 – стратиграфические контакты толщ пород. 10 – базальный горизонт в подошве зоцена. 11 – разломы. 12–18 – магматические образования разного состава: 12 – гранит-гранодиоритового; 13 – щелочного; 14 – силлы габро-порфиритов и габро-диоритов; 15 – базальты плиоцена; 16 – серпентинизированные ультрабазиты; 17 – субвулканические интрузии и дайки альбитофиров; 18 – жерловые фации вулканов. 19 – метаморфические толщи протерозоя (и нижнего палеозоя?). 20–23 – сейсмодислокации Спитакского землетрясения: 20 – магистральные правосторонние взбросо-сдвиги; 21 – сдвиги; 22 – трещины ветряски и растяжения; 23 – оползни. 24 – линия разреза (рис. 2б).

стирания с взброшенными северо-восточными (или северными) крыльями. Максимальная амплитуда взбросовой вертикальной подвижки достигала 2 м (в одном месте). Горизонтальное правосдвиговое смещение измерялось 1,5–1,8 м [Рогожин, 1993]. Встречены также меридиональные левые сдвиги. Широким распространением пользовались системы тонких извилистых субпараллельных трещин отседания грунта от ветряски, а также сейсмогравитационные оползни.

По-видимому, очаг Спитакского землетрясения был образован сочленением по крайней мере двух крупнейших разломных зон – широтной Севано-Памбакской и диагональной Алаварской. Он распространился на глубину до 14 км и вышел на поверхность, о чем совершенно определенно говорят материалы изучения сейсмодислокаций, афтершоковой деятельности (оба эти структурные направления – диагональное и восточно-западное – выражены в конфигурации поля эпицентров афтершоков, образующего в плане пологую дугу, выпуклую к северо-востоку) и механизма очага главного толчка [Арефьев и др., 1991].

Четыре траншеи были пройдены вкрест простирания разрыва. В одной из них были обнаружены два горизонта погребенных палеопочв с абсолютным возрастом, определенным радиоуглеродным методом 25000 ± 2000 и 18000 ± 1000 лет, а также резкое изменение мощности современных почв (возраст 5500 ± 500 лет) в крыльях современного сейсморазрыва [Рогожин, 1998]. Таким образом, были реконструированы три древних сейсмических события, происшедшие около 24000–25000, 16000–17000 и 6000 лет назад с периодом повторяемости от 6000 до 10000 лет.

Рачинское землетрясение в Грузии

Рачинское землетрясение 29 апреля 1991 г. захватило южный склон Большого Кавказа в районах Рачи (провинции Грузии в верхней и средней частях бассейна р. Риони) и Южной Осетии. Магнитуда главного толчка составила 7,0–7,2 [Захарова и др., 1993], глубина центра очага – 6–14 км. Таким образом магнитуда данного события оказалась самой высокой в документированной сейсмической истории Кавказа. При этом отмечена аномально низкая интенсивность воздействия в эпицентральной области (балльность, $I_0=7-8$).

Плейстосейстовая область Рачинского землетрясения ограничена: на востоке – Цхинвали-Казбекским глубинным разломом, на юге – границей Окрибо-Сачхерской зоны и Дирульского массива, на западе – поперечным Рионо-Казбекским разломом [Рогожин, Богачкин, 1993], отделяющим область Сванет-

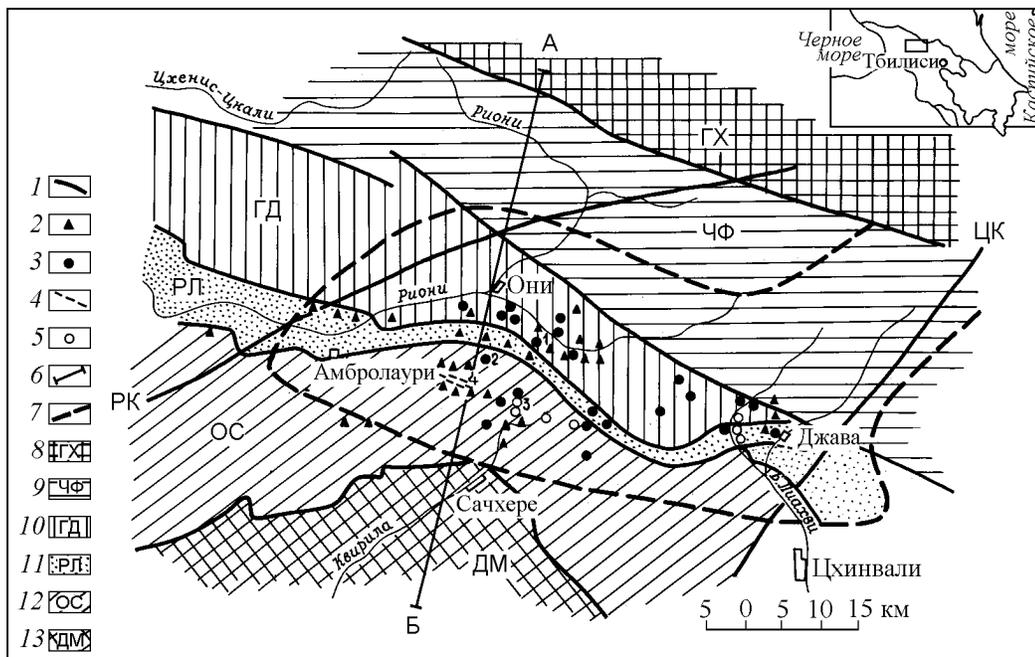


Рис. 3. Тектоническая позиция очага Рачинского землетрясения [Рогожин, Богачкин, 1993].

1 – крупнейшие разломы (в том числе “антикавказского” простирания: ЦК – Цхинвали-Казбекский, РК – Риони-Казбекский); 2–5 – сейсмодислокации: 2 – обвалы, 3 – оползни, 4 – трещины, 5 – каменные, грязе-каменные и снежно-грязевые лавины; 6 – положение геологического разреза (рис. 4); 7 – проекция очага на поверхность по сейсмологическим данным; 8–13 – тектонические зоны: 8 – Антиклинория Главного хребта (ГХ), 9 – Чиаурского флишевого синклинория (ЧФ), 10 – Гагро-Джавская зона (ГД), 11 – Рача-Лечхумский прогиб (РЛ), 12 – Окрибо-Сачхерская зона (ОС), 13 – Дзирульский срединный массив (ДМ). На врезе показано положение очаговой зоны Рачинского землетрясения на территории Кавказа. Цифрами указаны места расположения упомянутых в тексте сейсмодислокаций (1 – оползень в районе села Чорди; 2 – блоковый оползень на южном склоне Рачинского хребта между селами Шкмери и Ушолта; 3 – крупные обвалы и огромная грязекаменная лавина в районе селения Хохети; 4 – сейсмодислокации на хребте Хихата).

ско-Сорского антиклинория от восточной периклинали Гагро-Джавской зоны, на севере – Орхибско-Уцерским взбросо-надвигом, служащим здесь южной границей Флишевого синклинория (рис. 3, 4).

При землетрясении и через некоторое время после главного толчка в плейстосейстовой зоне появилось большое число поверхностных деформаций. Все они носили вторичный характер и имели сейсмогравитационное и (отчасти) вибрационное происхождение. Первичные, сеймотектонические дислокации, которые прямо отражали бы подвижку в очаге землетрясения, нигде не возникли.

Сейсмогравитационные дислокации (следствия катастрофического ускорения склоновых процессов) разделялись на несколько типов: горные обвалы и срывы осыпей, отседание склонов (эмбриональные срывы, каменные и грязе-каменные лавины, глини-

стые оползни, и блоковые (структурные) оползни [Рогожин, Богачкин, 1993].

Значительно реже наблюдались сейсмогенные трещины на поверхности, не связанные с гравитационными явлениями. Такие деформации на гребне хребта Хихата (южная ветвь Рачинского хребта) представляют систему близпараллельных, иногда эшелонированных, трещин растяжения запад-северо-западной ориентировки, общей протяженностью 1,5 км [Белоусов, Чичагов, 1993]. Эти дислокации имеют, очевидно, вибрационное происхождение.

Дешифрирование космо- и аэрофотоснимков, сделанных до и после землетрясения, и полевые маршруты позволили закартировать все многочисленные дислокации на площади эпицентральной зоны размером около 70 км на 30 км. Указанные дислокации распределены на исследованной территории нерав-

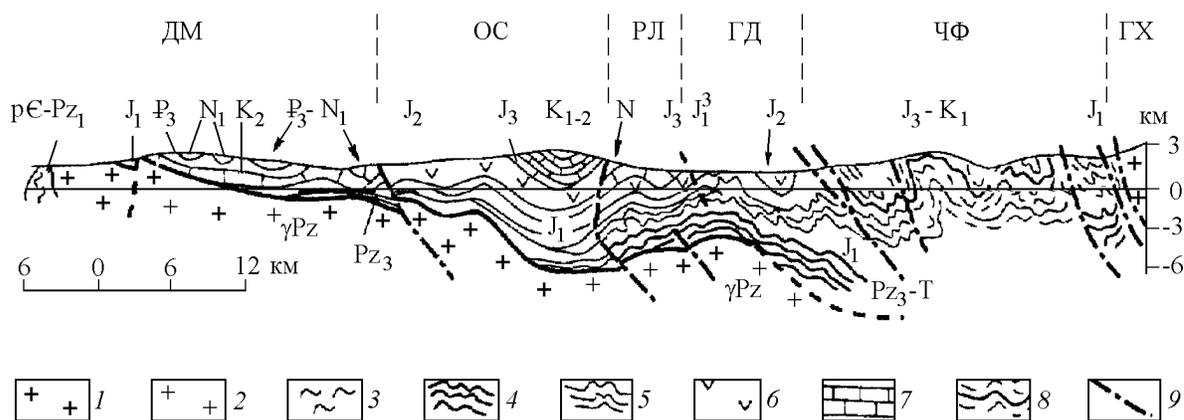


Рис. 4. Схематический геологический разрез через очаговую зону землетрясения (знак 6 на рис. 3) [Рогожин, Богачкин, 1993].

1–3 – доальпийский фундамент: 1 – кристаллические породы Главного хребта, 2 – палеозойские гранитоиды Дзирульского массива, 3 – докембрийские и нижнепалеозойские гнейсы Дзирульского массива; 4 – доальпийские метаморфизованные толщи дизской серии; 5–8 – альпийский чехол: 5 – терригенные песчано-глинистые толщи лейаса и ааленского яруса средней юры, 6 – вулканогенная формация байосского яруса средней юры, 7 – карбонатные толщи верхней юры и мела (абхазские фации), 8 – флишевые толщи верхней юры и нижнего мела; 9 – разломы. Над разрезом большими буквами показаны названия тектонических зон (см. рис. 3).

номерно (рис. 5). Статистическая обработка данных об их распределении на площади, а также интерполяция результатов обработки в виде изолиний выявили закономерный характер этого распределения.

Участки повышенного скопления остаточных нарушений в пределах поля сейсмодислокаций в целом, можно объединить в две отдельные зоны – северную, обрамляющую очаговую область с севера, и южную, которая в виде пологой дуги охватывает очаг с юга. Сопоставление характера распределения вторичных поверхностных деформаций и поля эпицентров афтершоков показало, что для центральной части очаговой области обнаруживается удивительная корреляция геологических и сейсмологических проявлений [Арефьев и др., 1993; Рогожин, Богачкин, 1993]: поля сгущения остаточных нарушений на поверхности обрисовывают очаг землетрясения, располагающийся на глубине.

Отсутствие первичных тектонических сейсмодислокаций Рачинского землетрясения при высокой магнитуде и малой глубине очага, а также большие поперечные размеры поля афтершоков и широкое распространение вторичных, сейсмогравитационных 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 Ра-

чинского землетрясения [Арефьев и др., 1993].

Расчет фокального механизма в очаге главного толчка [Балакина, 1993; Захарова и др., 1993] соответствует предлагаемой модели: действующая плоскость согласно этим данным имеет кавказское 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.

Кумдагское землетрясение в Западной Туркмении

Кумдагское землетрясение 14 марта 1983 г. ($M_s=5,7$; $I_0=8$) возникло на границе Туранской плиты и Копетдагско-Кавказской подвижной складчатой области и было приурочено к Челекен-Кумдагской зоне глубинных разломов (рис. 6). Землетрясение породило систему сейсмодислокаций – правых сдвигов. Выделялись главный (длиной около 20 км) и несколько оперяющих разрывов (рис. 7). Главный сейсмогенный разрыв имел запад-северо-западное простирание, согласное с ориентировкой Челекен-Кумдагского разлома. Максимальная величина правосдвиговых смещений в момент обследования составляла около 30 см и уменьшалась к краям системы сейсмогенных разрывов до нуля. Однако непосредственно после землетрясения она была

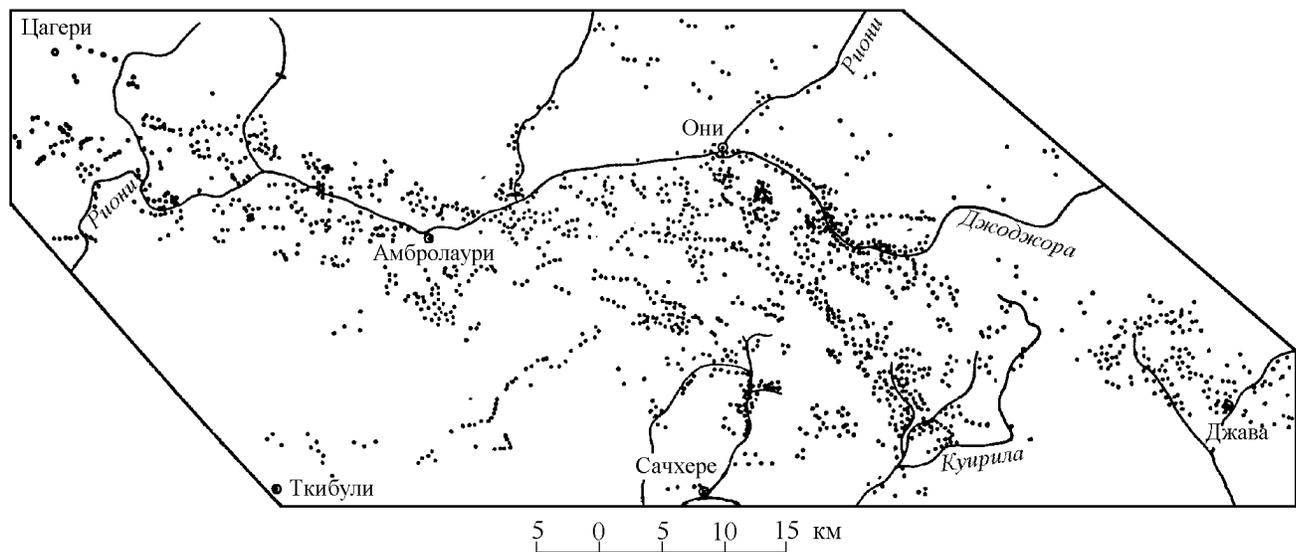


Рис. 5. Схематическая карта распределения сейсмодислокаций Рачинского землетрясения [Rogozhin, 1994]. Точками показаны сейсмодислокации всех типов и размеров.

меньше 15–20 см, что, очевидно, связано с продолжением подвижек по разрывам в течение долгого времени после главного события в результате крипа и афтершоковой активности [Шебалин, 1997].

Разлом в прошлом демонстрировал явную геологическую активность. В результате криповых движений со скоростью несколько миллиметров в год на протяжении нескольких лет до землетрясения не отмечалось возникновение мелких трещин в стенах некоторых зданий в поселке Кум-Даг, находящихся на его трассе (по сообщениям местных жителей). После сейсмического толчка 1983 г. все эти здания были буквально разорваны сейсмогенным разрывом.

Результаты картирования системы разрывов и имеющиеся сведения об афтершоковой деятельности [Рогожин, 1993; Шебалин, 1997] позволяют представить очаг этого события как единую, практически вертикальную плоскость, приуроченную к зоне Челекен-Кумдагского разлома, вышедшую на поверхность и распространившуюся на глубину до 25 км. В приповерхностной структуре куполообразных антиклиналей Кум-Даг и Кобек сейсмогенный разрыв совпадает с зоной нарушений этого разлома, хотя и сечет под острым углом кулисообразные ряды конкретных разрывов, ее обрамляющих. В прошлом в этой зоне происходили вертикальные сбросовые и горизонтальные правосдвиговые смещения. Первые за средне-позднечетвертичное время имели суммарную амплитуду около 300 м, а вторые – около 1 км.

В траншее глубиной до 3 м, заданной вкрест сейсморазрыва Кумдагского землетрясения, вскрыты глины и пески новокаспийского, верхнехвалынского

и нижнехвалынского горизонтов с абсолютным возрастом, определенным радиоуглеродным методом для всей территории Западной Туркмении (сверху вниз) 3200–6400, 11300–13700 и 25300–27600 лет [Варущенко и др., 1987], нарушенных сбросами и близвертикальными разрывами без вертикального смещения (сдвигами). Удастся реконструировать, по крайней мере, три очень сильных доисторических землетрясения, породивших эти разрывы. Средний период повторяемости землетрясений в этих сейсмических очагах составляет 8000–14000 лет [Рогожин, 1998].

3. Геологическое строение очаговых зон сильных землетрясений в эпиплатформенных орогенах Тянь-Шаня и Алтая

В пределах эпипалеозойских горно-складчатых областей Тянь-Шаня и Алтая широко развиты крупные межгорные впадины (Иссыккульская, Сусамырская, Ферганская, Зайсанская, Курайская, Чуйская и др.), а к западу от Тянь-Шаня располагается в разной степени активизированная в разных зонах молодая Туранская платформа. Эти структуры не менее сейсмоопасны, чем горно-складчатые сооружения [Рогожин, 1993]. Межгорные впадины и молодая платформа имеют двухъярусное строение. Фундамент сложен древними формациями складчатых систем или разделяющих их срединных и краевых массивов. Альпийский чехол формируют тонкооб-

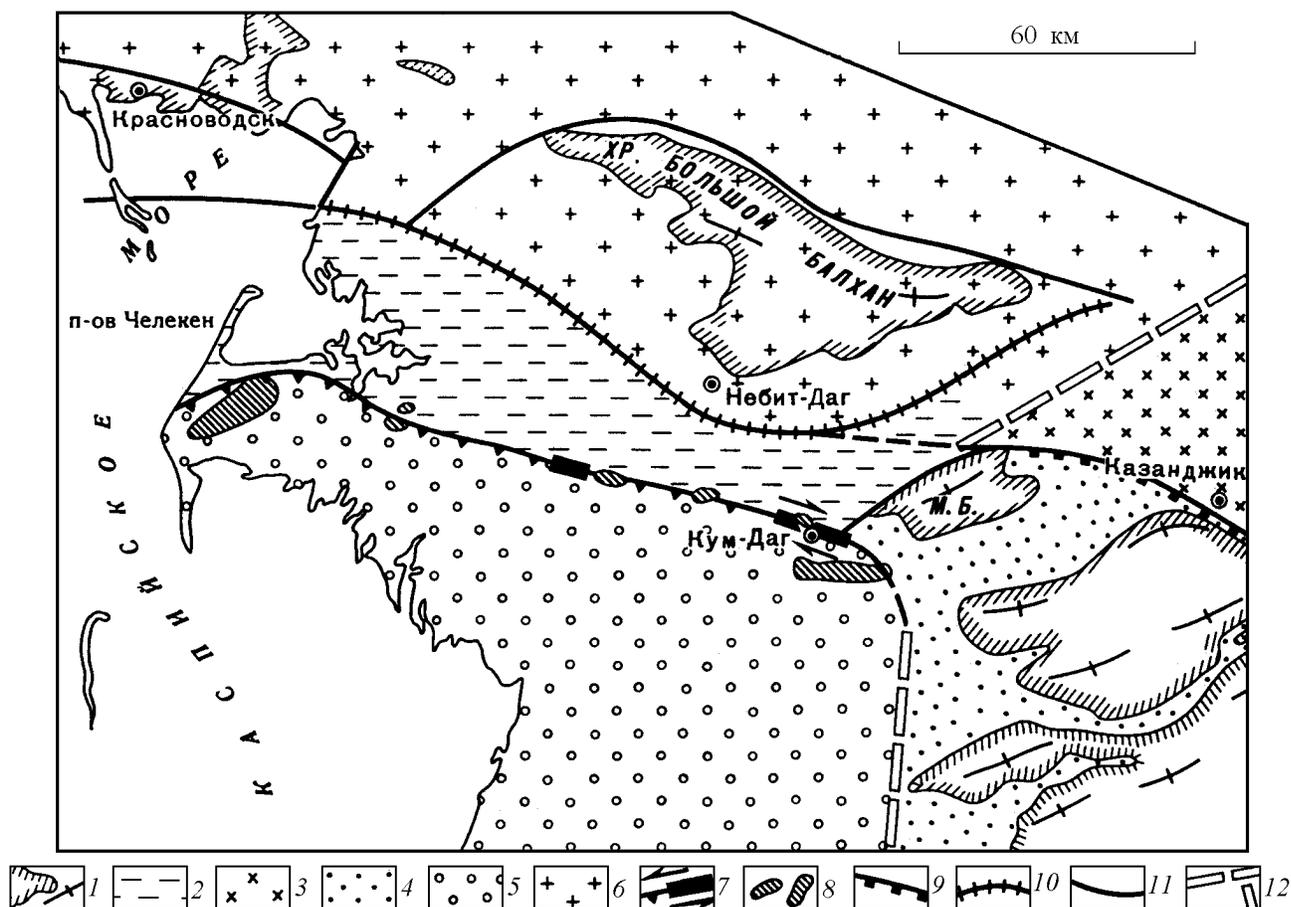


Рис. 6. Тектоническое положение очагов Кумдагского и Бурунского землетрясений.

1 – области выступов мезозойских и раннекайнозойских пород и оси отдельных антиклиналей; 2 – Прибалханская тектоническая зона; 3 – опущенная часть Туранской плиты; 4 – неоген-четвертичные отложения Западного Копетдага; 5 – Западно-Туркменская впадина; 6 – Кубадаг-Большебалханский приподнятый блок Туранской плиты; 7 – Челекен-Кумдагский разлом с очаговыми зонами Кумдагского и Бурунского землетрясений; 8 – локальные брахиантиклинали в зоне Челекен-Кумдагского разлома; 9 – Южно-Туркменский (Предкопетдагский) разлом; 10 – Южно-Балханский разлом; 11 – другие крупные разломы; 12 – флексурно-разрывная зона. Горы Малый Балхан обозначены буквами М.Б.

ломочные и карбонатные осадки умеренной мощности (на платформе) или мощные толщи новейших моласс (в межгорных впадинах). Для обоих этих типов структур характерно развитие специфических складчатых и разрывных деформаций в чехле и на поверхности. Обычно они являются отражением дислокаций в фундаменте, однако в результате явлений срыва чехла или диапировых процессов в осадочном чехле могут образовываться собственные дислокации, искажающие эту взаимосвязь. Поэтому часто трудно выяснить, с какими структурами связано возникновение очагов сильных землетрясений, которые имели здесь место в последние годы. В то же время знание закономерностей строе-

ния верхних горизонтов сейсмоактивного слоя Южного Тянь-Шаня и Алтая позволяет все же связать очаги с конкретными структурами, скрытыми мощными толщами чехла. В данном разделе приводятся данные о Газлийских, Сусамырском и Зайсанском землетрясениях.

Газлийские землетрясения в Западном Узбекистане

Газлийское землетрясение 19 марта 1984 г. ($M_s=7,2$; $I_0=9$), как и два сильных землетрясения 1976 г., возникло на Бухарской ступени Туранской плиты. Очаги всех трех событий тяготели к зоне Бухаро-Гиссарского [Рогожин, 1993] разлома, про-

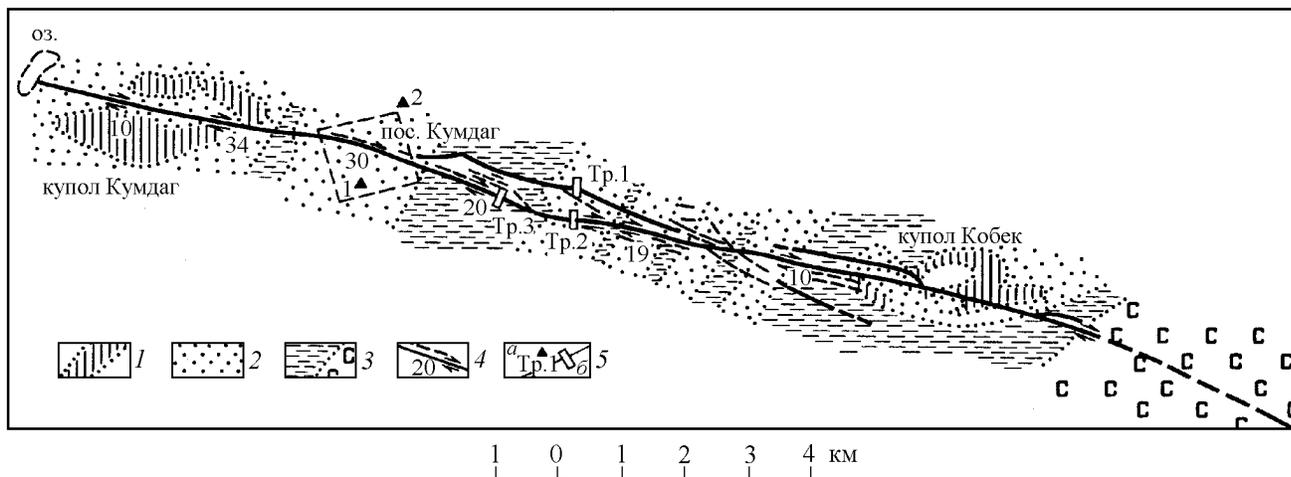


Рис. 7. План сейсморазрывов Кумдагского землетрясения.

1 – ниже и среднечетвертичные отложения брахиантиклиналей; 2 – голоценовые песчаные грунты; 3 – глинистые грунты такыров и солончаков; 4 – сейсмогенные разрывы (указано направление и величина сдвигового смещения в см); 5 – временные сейсмические станции (а) и траншеи с номерами (б).

тягивающегося сюда из Южного Тянь-Шаня. Он является западным продолжением Главного Гиссарского или Южнотяньшанского глубинного разлома (рис. 8) и разделяет зоны с разным составом доальпийского фундамента. В рельефе поверхности фундамента зона разлома выражена узкой протяженной линейной депрессией (подобной Зиддинско-Каракульской депрессии Гиссарского хребта), формирующей в пределах Газлийского поперечного альпийского поднятия структурную седловину [Газлийские землетрясения..., 1986].

Детальные геофизические исследования этого района, проведенные под руководством Б. Б. Таль-Вирского и Е. М. Бутовской, показали сложное строение седловины. Здесь имеется ряд локальных разломов тяньшанского, запад-северо-западного (Газлийский, Каракырский, Шоркудукские, Ашикудукский) и «анти Тяньшанского», северо-восточного (Тузкойский, Ромитанский, Поперечный Каракырский) простираний, образующих сложнейший структурный узел (рис. 8) [Газлийские землетрясения..., 1986]. На поверхности фундамента, располагающейся на глубине 1100–1500 м, эти разломы ограничивают ряд локальных структур – Шоркудукский и Прикаракырский грабены, Каракырский выступ, склоны Тузкойского и Ромитанского прогибов.

Три сильных Газлийских землетрясения, происшедших на Туранской плите одно вслед за другим весной 1976 г. и весной 1984 г., не оставили на поверхности первичных сейсмодислокаций – протяженных сейсморазрывов. Только многочисленные

вибрационные трещины, грифоны, структуры разжижения грунта были широко представлены на поверхности плейстосейстовой зоны (рис. 9). Все же в стенках траншеи, пройденной вкострест простирания одной из трещин была найдена древняя сейсмогенная нептуническая дайка, возникшая еще до образования современной почвы, т. е. примерно 10000–12000 лет назад [Рогожин, 1998].

Поскольку все поверхностные сейсмодислокации носили вторичный характер, представления о строении очаговой зоны можно составить лишь на основании сопоставления глубинной структуры фундамента и данных об афтершоковой деятельности [Газлийские землетрясения..., 1986]. Облака гипоцентров повторных толчков всех трех событий тяготеют к разным локальным структурам фундамента. Афтершоки землетрясения 8 апреля 1976 г. ($M_s=7,0$; $I_0=8-9$) группировались в пределах Шоркудукского грабена Газлийской седловины, афтершоки толчка 17 мая 1976 г. ($M_s=7,3$; $I_0=9$) сконцентрировались в Прикаракырском грабене и под Каракырским выступом, а повторные толчки 1984 г. были сосредоточены на границе Газлийского поперечного поднятия и сопредельного Тузкойского прогиба. При этом афтершоковые последовательности каждого нового из серии Газлийских землетрясений распространялись все более к западу по сравнению с предыдущим сейсмическим толчком. Очаги охватили кору до больших глубин (более 20 км) и с трех сторон оконтурили грани крупного сейсмогенного блока коры, выраженного на поверхности фундамента треуголь-

ным в плане Каракыркским выступом. Поскольку все три события представляли собой единый высокомагнитудный рой [Шебалин, 1997], этот блок можно отождествлять с очаговой зоной Газлийских землетрясений.

Сусамырское землетрясение в Киргизии

19 августа 1992 г. на Северном Тянь-Шане произошло сильное землетрясение, инструментальный эпицентр которого находился в Сусамырской впадине, магнитуда главного толчка составила 7,4, глубина очага – 23 км, интенсивность сотрясений – 9 баллов [Богачкин и др., 1997]. На поверхности возникли сейсмогенные разрывы и многочисленные вторичные, гравитационные сейсмодислокации.

Сейсмодислокации землетрясения четко увязываются с известными системами разломов (рис. 10). Два разобренных линейных участка первичных сейсморазрывов взбросо-сдвиговой морфологии приурочены к узлам сочленения широтных разломов с диагональными (северо-западного простирания). Восточный участок маркирует 5-километровый сегмент Арамсуйского надвига вблизи его сочленения с Восточно-Арамсуйским разломом, а западный – 10-километровый сегмент Ангылдакского разлома вблизи его сочленения с Ичкелетау-Сусамырским разломом. Соединяющая эти два участка линейная зона близширотно ориентированных зияющих трещин отрыва и отседания склонов приурочена к северному крылу Арамсуйского надвига, а западное окончание поля сейсмодислокаций, где также развиты вторичные сейсмогравитационные трещины, тяготеет к Ангылдакскому и Отмек-Чарийскому разломам запад-северо-западной ориентировки. Распространение сейсмогравитационных трещин вдоль зон диагональных Восточно-Арамсуйского и Ичкелетау-Сусамырского разломов к югу от основного поля остаточных нарушений, а также наличие здесь сейсмогенных оползней и явлений выброса камней свидетельствуют об участии и этих тектонических линий в сейсмогенерирующих движениях при главном толчке.

По данным сейсмологического изучения очаговой зоны интервал глубин гипоцентров афтершоков хорошо согласуется с глубиной главного толчка. Повторные толчки в западной ветви облака распространялись до больших глубин (20–25 км) и заполняли зону Ичкелетау-Сусамырского разлома сравнительно равномерно. В восточной части облака наблюдалось постепенное увеличение глубин гипоцентров с севера на юг – от зоны выхода очага на поверхность под Арамсуйский горный массив. Сильное увеличение глубин гипоцентров отмечалось в этой части облака повторных толчков и в западном направлении – в зоне Ичкелетау-Сусамырского раз-

лома. Если учесть, что севернее субширотно ориентированной зоны выхода очага на поверхность афтершоки практически отсутствовали, то можно с уверенностью говорить о значимом падении к югу плоскости разрыва при главном толчке. Об этом же свидетельствует и интерпретация фокального механизма [Богачкин и др., 1997].

В целом же очаг Сусамырского землетрясения разместился в дизъюнктивном узле пересечения разломов близширотной тяньшанской (Арамсуйский взбросо-сдвиг) и северо-западной таласо-ферганской (Ичкелетау-Сусамырский сдвиг) ориентировок.

Исследования последних лет, проведенные О. К. Чедией с соавторами, [Chedia, et al., 2000] показали, что и ранее в этом очаге уже возникали сильнеешие землетрясения, имевшие место согласно радиоуглеродным определениям абсолютного возраста примерно 3500, 2750 и 1530 лет тому назад.

Зайсанское землетрясение в Восточном Казахстане

Это сейсмическое событие произошло 14 июня 1990 г. Оно имело магнитуду 6,8 и было сильнейшим на территории Алтая и всего Восточного Казахстана за историческое время. Большая глубина гипоцентра главного толчка (35–40 км) является причиной сравнительно скромного макросейсмического воздействия на поверхности. Землетрясение с наибольшей интенсивностью (8 баллов MSK-64) проявилось в восточной части Зайсанской впадины, к востоку от оз. Зайсан. Эта впадина разделяет горные массивы Рудного Алтая, располагающегося к северу, и Чингиза-Тарбагатай, лежащего южнее нее (рис. 11).

Сейсмодислокации Зайсанского землетрясения охватили территорию овальной формы площадью 70×30 км. Все деформации поверхности носили, по видимому, вторичный – вибрационный или сейсмогравитационный – характер. Возможно, лишь линейная субширотно вытянутая система трещин общей протяженностью более 20 км, прослеженная с перерывами от восточного берега оз. Зайсан в район села Ак-Арал и далее до автодороги г. Зайсан-пос. Буран (рис. 11-точка 3), может косвенно отражать на поверхности проекцию верхней кромки сейсмического очага. Поскольку на некоторых участках отдельные трещины этой системы подставляют друг друга кулисообразно, можно предположить наличие малоамплитудного правосдвигового смещения по ней в период землетрясения, что в какой-то мере согласуется с характером подвижки в очаге, следующей из расчетного фокального механизма главного толчка. Согласно этим данным, подвижка в очаге землетрясения представляла правый сдвиг по крутопадающей к северу плоскости запад-северо-запад-

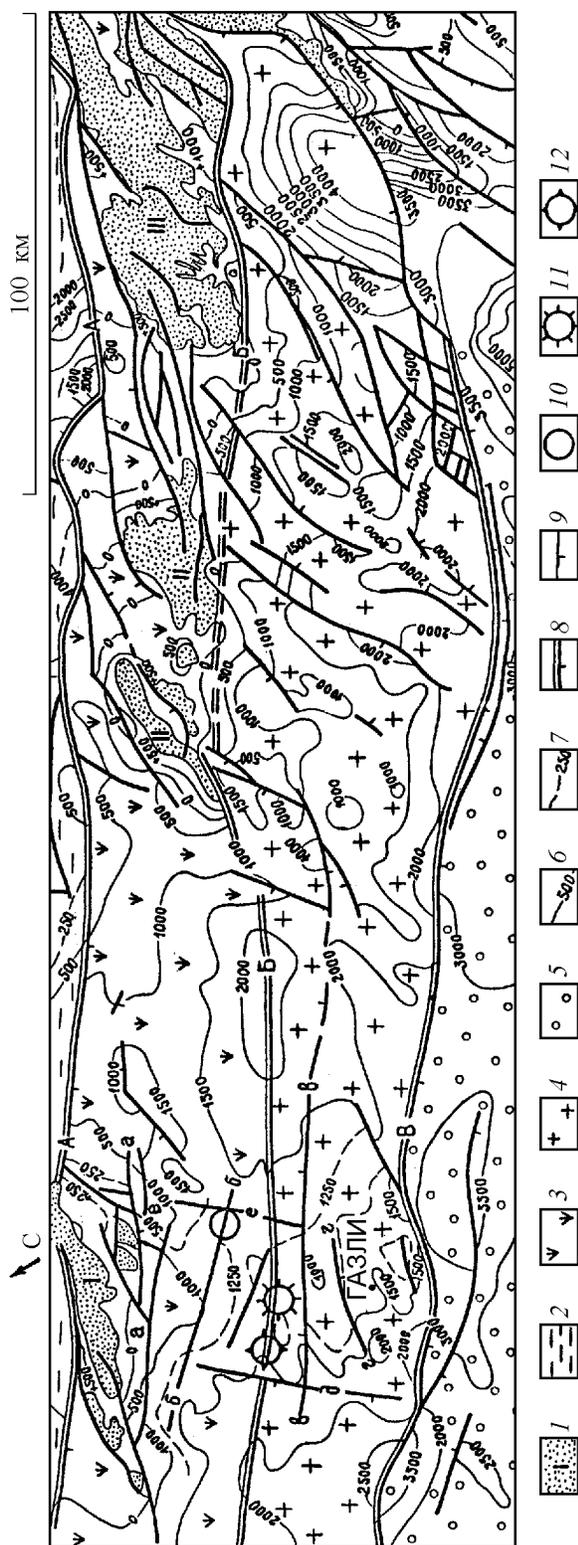


Рис. 8. Структурно-формационные зоны докембрийского фундамента Бухарской ступени Туранской плиты.

1 – выступы докембрийского фундамента (I – Кульджуктауский, II – Зирабулак-Зиаэтдинский, III – Каратюбинский); 2–5 – тектонические зоны с разным составом фундамента: 2 – Центральная-Кызылкумская, 3 – Кульджуктауская (Зеравшано-Гиссарская), 4 – Газли-Карагайская (Южно-Гиссарская), 5 – Таджикско-Афганская (Кугитанская); 6–7 – изолинии глубины залегания поверхности залегания фундамента (в метрах ниже уровня моря); 8 – межзональные разломы: А – Каратау-Зеравшанский, Б – Бухаро-Гиссарский (Южно-Тяньшанский), В – Учбаш-Каршинский (Южно-Гиссарский); 9 – прочие разломы; 10–12 – эпицентры Газлийских землетрясений: 10 – 8 апреля 1976 г., 11–17 мая 1976 г., 12–19 марта 1984 г.

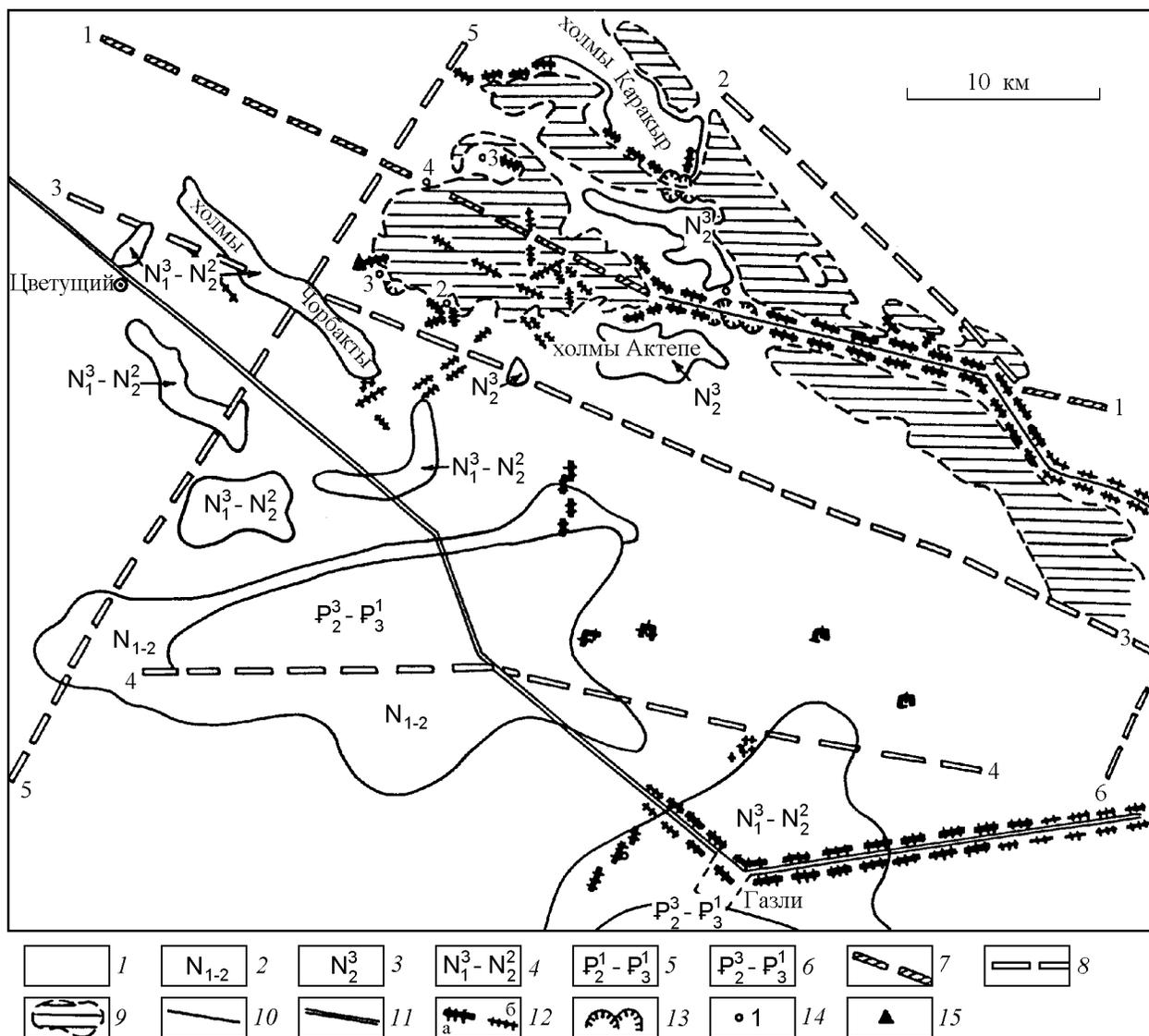


Рис. 9. Сейсмодислокации Газлийского землетрясения 1984 г.
 1 – четвертичные отложения; 2–4 – отложения неогена; 5, 6 – отложения палеогена;
 7 – региональный Бухаро-Гиссарский разлом фундамента (1); 8 – локальные разломы фундамента: Южный Шоркудукский (2), Каракырский (3), Газлийский (4), Тузкойский (5), Ромитанский (6); 9 – искусственные озера; 10 – водопроводящий канал Северный коллектор; 11 – дороги; 12 – участки проявления сейсмогенных трещин: а – интенсивная трещиноватость, б – слабая трещиноватость; 13 – оползни и осыпи, вызванные землетрясением; 14 – точки наблюдений; 15 – сейсмостанция ИФЗ АН СССР.

ного простирания с небольшой взбросовой составляющей северного крыла [Нурмагамбетов и др., 1996; Рогожин, Леонтьев, 1992].

В районе протяженной системы трещин и несколько южнее ее (точка 4 на рис. 11) отмечаются признаки максимальных сотрясений и максимального макросейсмического эффекта на поверхности. Мас-

совое растрескивание поверхности задокументировано на террасе р. Жарлы.

В целом овальная зона эпицентров афтершоков [Нурмагамбетов и др., 1996] хорошо коррелируется по местоположению с основным полем сейсмодислокаций, но располагается севернее зоны максимальных восьмибалльных сотрясений поверхности и

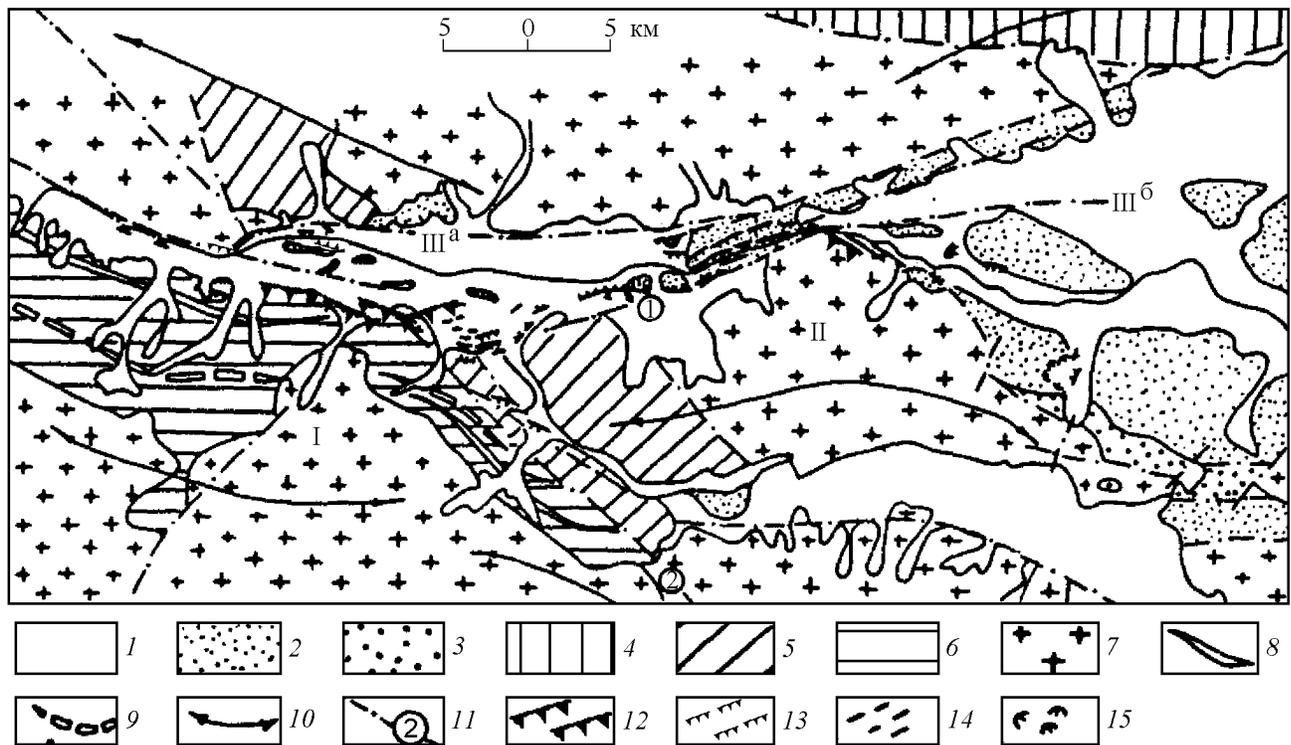


Рис. 10. Положение сейсмодислокаций Сусамырского землетрясения на геолого-тектонической схеме [Богачкин и др., 1997].

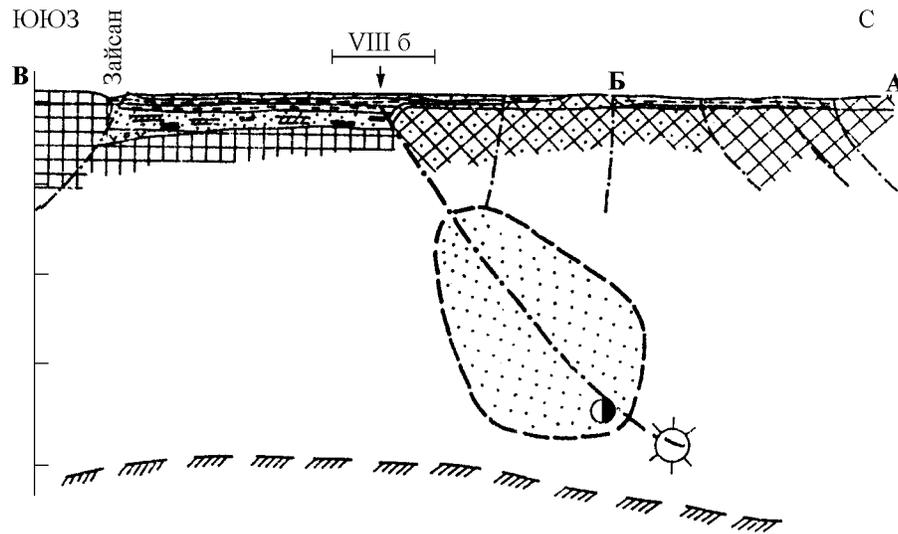
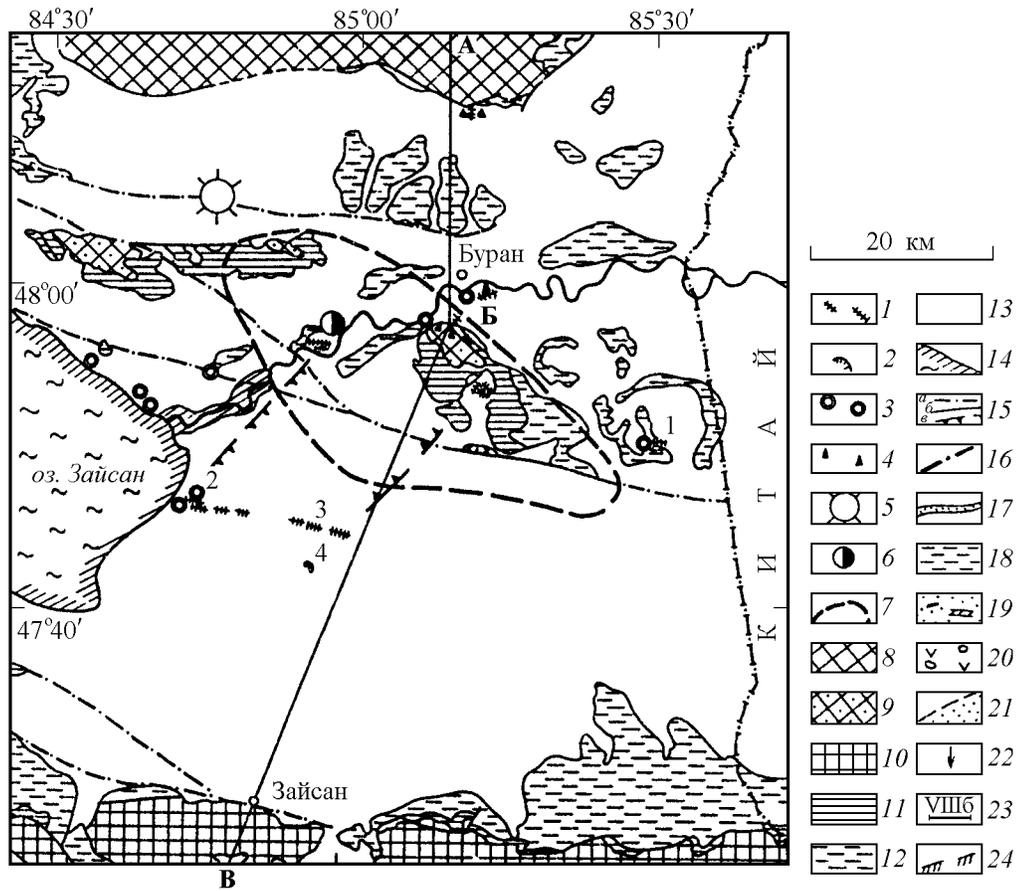
1 – четвертичные отложения; 2 – плиоценовые отложения; 3 – олигоцен-миоценовые отложения; 4–6 – тектонические зоны, сложенные палеозойскими породами: 4 – Макбальская зона вулканогенных разрезов, 5 – Сусамырская зона осадочных разрезов, 6 – Таласская зона осадочных разрезов; 7 – палеозойские гранитоиды; 8–9 – оси палеозойских антиклиналей (8) и синклиналей (9); 10 – оси новейших антиклиналей; 11 – разрывные нарушения (цифрами обозначены разломы: 1 – Арамсуйский, 2 – Ичкелетау-Сусамырский); 12–15 – сейсмодислокации: 12 – сеймотектонические взбросо-сдвиги, 13 – сейсмогравитационные трещины отседания склонов, 14 – вибрационные трещины, 15 – оползни. Новейшие структуры, упомянутые в тексте: I – поднятие Сусамыртау, II – Арамсуйский блок, III – Сусамырская впадина (IIIa – западная, узкая часть; IIIб – восточная часть).

вышеописанной линейной 20-километровой системы сейсмогенных трещин. Еще севернее, на северном борту Зайсанской впадины, располагался инструментальный эпицентр главного толчка. Для объяснения этой несогласованности основных проявлений очага землетрясения проанализированы особенности его сеймотектонической позиции и установлено, что очаг Зайсанского землетрясения был приурочен к известному Боко-Кокпектинскому, или Уленгуро-Зайсанскому, разлому, который является

границей между блоками с разным составом древнего фундамента. Сам очаг располагался в самых низах земной коры. Постепенное листрическое выглаживание сейсмогенерирующего разлома с глубиной к северу удовлетворительно объясняет более северное по отношению к линейной системе сейсмогенных трещин положение поля эпицентров афтершоков с учетом большой глубины их гипоцентров и еще более северное положение эпицентра главного толчка (рис. 11б).

Рис. 11. Схематическая геологическая карта (а) и разрез (б) плейстосейстовой зоны Зайсанского землетрясения [Рогожин, Леонтьев, 1992].

1–4 – сейсмодислокации Зайсанского землетрясения: 1 – трещины (цифры – точки наблюдения, упомянутые в тексте), 2 – система трещин на берегу р. Жарлы, 3 – грифоны, 4 – обвалы; 5, 6 – эпицентры (на разрезе – гипоцентры): 5 – главного толчка, 6 – сильнейшего афтершока; 7 – поле эпицентров афтершоков на карте; 8–10 – домезозойские



образования (древний фундамент): 8 – Рудно-Алтайского типа, 9 – Зайсанского типа; 10 – Чингиз-Тарбагатайского типа; 11–13 – осадочные породы: 11 – мела-палеогена, 12 – миоцен-плиоцена, 13 – плиоцен-четвертичные; 14 – контуры берегов оз. Зайсан; 15 – разломы: а – предположительные, б – прослеженные, в – ограничивающие поперечный прогиб на поверхности фундамента; 16–24 – на разрезе: 16 – поверхность Уленгуро-Зайсанского разлома; 17–20 – породы чехла Зайсанской впадины: 17 – плиоцен-четвертичные, 18 – мел-палеоген-миоценовые, 19 – пермо-триасовые и юрские, 20 – средневерхнекаменноугольные; 21 – облако гипоцентров афтершоков; 22 – линейная система сейсмогенных трещин; 23 – область восьмибальных сотрясений; 24 – граница М.

Поскольку в области развития вибрационных трещин иногда наблюдаются слабые следы трещин более ранней генерации, можно предположить, что в том же сейсмическом очаге и ранее возникали сильные землетрясения. Однако датировать их в 1990 г. так и не удалось.

Тем не менее, сведения о повторяемости сильных сейсмических толчков на Алтае все же имеются. В 1996 и 1998 гг. четырьмя траншеями были вскрыты видимые эскарпы и подошвы тел древних обвалов, которые рассматривались в качестве проблематичных сейсмодислокаций доисторических землетрясений на Горном Алтае (в долине р. Чуи, в Курайской и Чуйской впадинах). Этот регион кажется относительно спокойным в сейсмическом отношении на основании инструментальных сейсмологических наблюдений. Однако в ходе изучения этих структур было доказано, что, по крайней мере, пять сильных сейсмических событий (с магнитудой не менее 7,5) имели здесь место в течение голоцена (10000 лет). Согласно радиоуглеродным определениям возраста, можно заключить, что эти толчки произошли здесь примерно 230, 1000, 2400–2800, 4100–4500 и около 8000 лет назад, имели магнитуду порядка 7–8 и интенсивность примерно 9–10 баллов. Период повторяемости древних сейсмических событий составил, таким образом, от 1000 до 3000 лет [Рогожин и др., 1998].

4. Сильные землетрясения на восточной активной окраине Северной Евразии

Серьезная сейсмическая активизация наблюдалась в 1994–1999 гг. на восточной окраине Азиатского континента. Целый ряд катастрофических землетрясений произошел на Японских островах, на о. Тайвань и на восточной окраине нашей страны. Два сильнейших коровых землетрясения возникли на континентальном склоне Курило-Камчатской островной дуги в верхней части зоны Заварицкого-Беньофа: Шикотанское в 1994 г. на Южных Курилах и Кроноцкое в 1997 г. на Восточной Камчатке. Кроме того, в 1995 г. катастрофическое землетрясение возникло на севере о. Сахалин. Таким образом, все три зарегистрированных на востоке России события были приурочены к островодужным структурам северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.

Шикотанское землетрясение на Южных Курилах

Катастрофическое Шикотанское землетрясение 4 октября 1994 г. имело магнитуду $M_s=8,1$ и глубину

гипоцентра около 65 км. Землетрясение сопровождалось вторичными, сейсмогравитационными нарушениями поверхности на островах Итуруп, Шикотан и Кунашир, волной цунами и многочисленными афтершоками. Два самых сильных из них зарегистрированы 4 октября, через 2 часа после основного толчка с $M_s=6,7$ на глубине 33 км, и 9 октября с $M_s=7,6$ на глубине 52 км.

Очаг главного толчка был приурочен к верхней части сейсмофокальной зоны Заварицкого-Беньофа и располагался в верхней части приостровного склона к юго-востоку от островов Южнокурильской группы под крупной антиклинальной складкой, выраженной на поверхности дна в виде выходов пород плиоцена среди четвертичных осадков или обнажений акустического фундамента (рис. 12) [Шикотанское землетрясение..., 1995].

Выбор действующей в очаге плоскости на основании решения фокального механизма оказался довольно простым и ясным [Zakharova et al., 1997]. Из двух нодальных поверхностей выбрана та, что круто погружается в сторону океана и простирается в северо-восточном направлении параллельно островной дуге, оси желоба и главным линейным структурам на приостровном склоне. Подвижка, связанная с этой плоскостью, представляет крутой правосторонний взбросо-сдвиг, у которого взброшено крыло, обращенное к желобу. Поскольку протяженность очага с такой магнитудой составляет порядка 200 км при ширине 80 км [Ризниченко, 1976], то очаг оказывается параллелен упомянутой выше антиклинали, выраженной в рельефе дна, практически на всем ее протяжении, подстилает ее на глубинах примерно от 10 до 90 км, пересекая таким образом всю сейсмофокальную зону, нижнюю часть коры и всю подкоровую литосферу и внедряясь нижним окончанием в верхний астеносферный слой (рис. 13).

Альтернативная нодальная плоскость ориентирована почти поперек островной дуги. Это не позволяет принять ее в качестве рабочей поверхности в очаге Шикотанского землетрясения. Есть также и независимые сейсмологические и геологические данные в пользу такого выбора главной действующей плоскости. Так, облако эпицентров повторных толчков имеет овальную форму; длинная ось этого овала вытянута параллельно простирацию островной дуги. Распределение гипоцентров афтершоков в первые 26 часов после главного толчка обрисовало положение очаговой плоскости в недрах с крутым падением в сторону глубоководного желоба [Рогожин, Захарова, 1998; Katsumata et al., 1995].

Кроме того, полевые исследования на о. Шикотан позволили установить его опускание в виде единого целого блока на 0,5–0,6 м, последовавшее после главного толчка [Шикотанское землетрясение..., 1995].

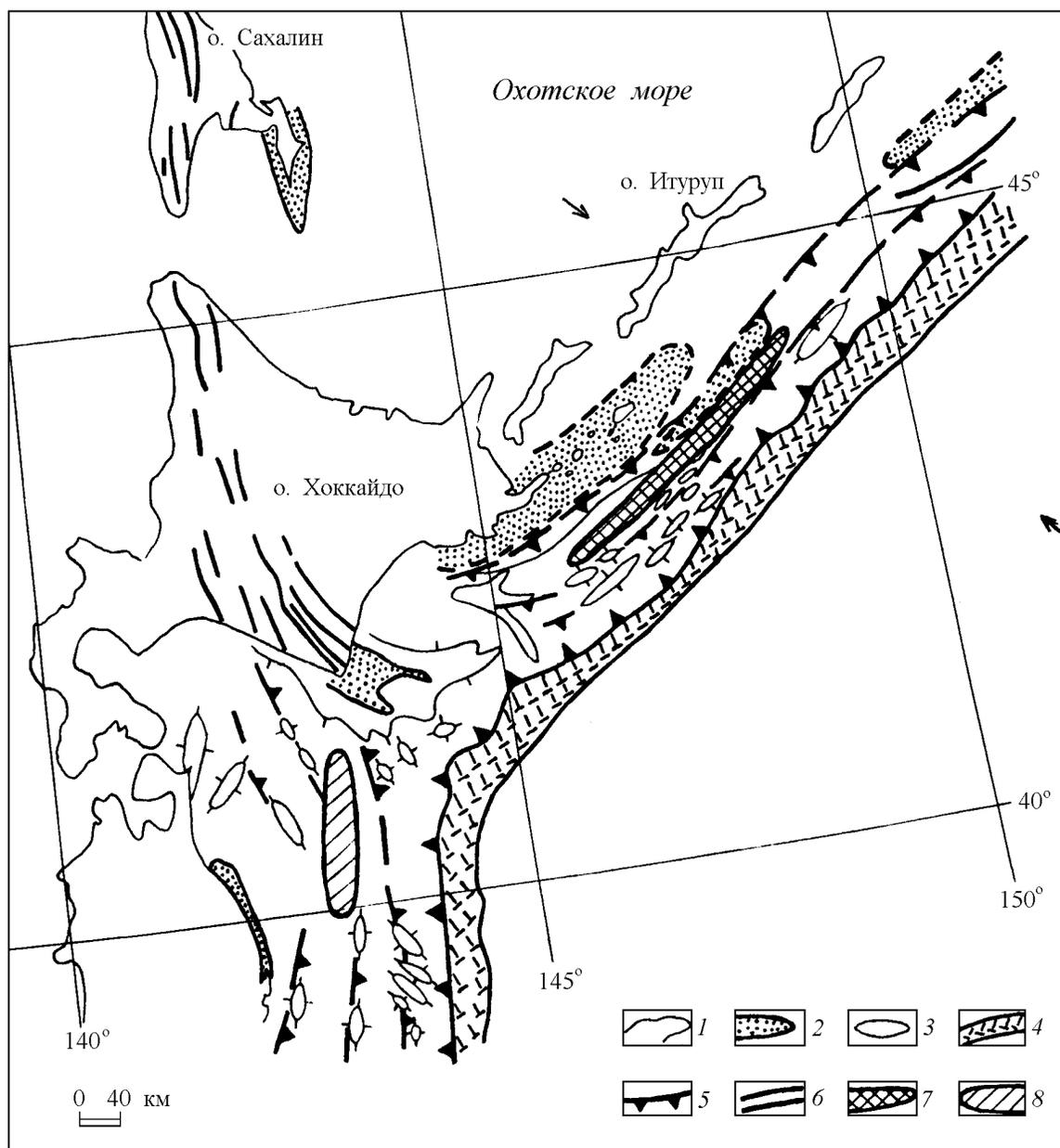


Рис. 12. Схематическая тектоническая карта Южных Курил и Северной Японии. 1 – острова; 2 – выходы акустического фундамента на морском дне; 3 – подводные антиклинали на приостровном склоне; 4 – глубоководные желоба; 5 – главные взбросы на приостровном склоне (зубчиками обозначено висячее крыло); 6 – другие разломы; 7–8 – очаги сильнейших землетрясений 1994 г.: 7 – Шикотанского, 8 – у восточного побережья о. Хонсю. Стрелки – концы разреза на рис. 13.

Эта необратимая деформация поверхности свидетельствует об относительном опускании северо-западного крыла действующего разрыва в очаге и относительном воздымании юго-восточного [Katsumata et al., 1995]. Материалы геодезических наблюдений, проведенных японскими исследователями на о. Хоккайдо, свидетельствуют о значимом северо-

восточном смещении восточной части острова. Эти вертикальные и горизонтальные движения земной поверхности хорошо соответствуют характеру подвижки в очаге по первой из описанных, круто падающей плоскости.

Таким образом, Шикотанский сейсмический очаг имел природу внутриплитного, секущего относи-

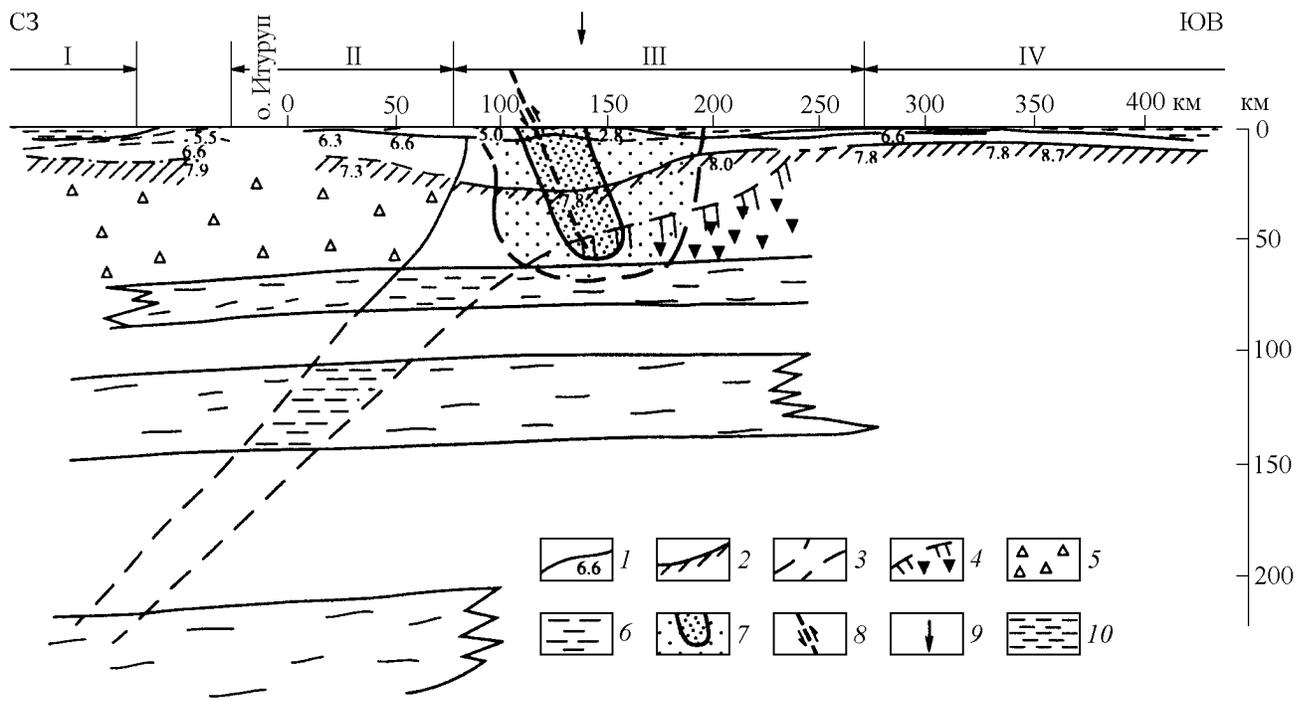


Рис. 13. Фрагмент сводного разреза земной коры по геотранверсу Сихотэ-Алинь-Вал Зенкевича [Родников, 1979; Шикотанское землетрясение..., 1994].

1 – сейсмические границы и средние сейсмические скорости, км/с; 2 – граница М; 3 – сейсмофокальная зона; 4–5 – слои с аномально: 4 – высокими и 5 – низкими значениями сейсмической скорости в верхней мантии; 6 – астеносферные слои в верхней мантии (в сейсмофокальной зоне штриховка сгущена); 7 – облако гипоцентров афтершоков Шикотанского землетрясения (более густой крап – зона сгущения гипоцентров); 8 – плоскость сейсмогенерирующей подвижки в разрезе, стрелки – смещение крыльев; 9 – положение эпицентра Шикотанского землетрясения; 10 – вода. Римские цифры на рисунке обозначают: I – Курильская котловина Охотского моря; II – Южно-Курильская островная дуга; III – Курило-Камчатский желоб; IV – Вал Зенкевича.

тельно зоны Беньофа сейсмического события по классификации японских сейсмологов [Katsumata et al., 1995].

Нефтегорское землетрясение на северном Сахалине

27 мая 1995 г. на севере острова Сахалин произошло сильнейшее за всю историю наблюдений в данном районе коровое землетрясение с $M_s=7,6$ [Zakharova et al., 1998], оно стало и самым сильным на территории Евразии в 1995 г. Главный толчок сопровождался многочисленными афтершоками [Нефтегорское землетрясение..., 1996]. Эпицентр главного толчка находился вблизи поселка Нефтегорск, который и принял на себя основную тяжесть последствий катастрофы (рис. 14). Землетрясение ощущалось в эпицентральной области с интенсивностью 8–9 баллов (MSK).

Очаг землетрясения вышел на дневную поверхность в виде системы сейсморазрывов общей протяженностью около 40 км (рис. 14). Смещение крыльев представляло собой правосторонний сдвиг, на отдельных участках имеющий взбросовую составляющую. Максимальная амплитуда правого сдвига отмечалась в центральной части протяженной системы сейсморазрывов и составляла около 8 м, максимальная амплитуда взброса достигала 2 м [Нефтегорское землетрясение..., 1995]. Взброшенным было в основном западное крыло сейсморазрыва. Во многих местах отмечены зеркала скольжения, даже в рыхлых отложениях, свидетельствующие о взбросо-сдвиговом характере сейсмогенной подвижки. Амплитуда сдвиговых смещений определялась по смещению форм рельефа и особенно четко по деформациям старых следов колес и автомобильных дорог.

Система первичных сейсмодислокаций состояла

из магистрального сейсморазрыва протяженностью 35 км, простирающегося в юго-юго-запад – северо-северо-восточном направлении, и нескольких оперяющих разрывов, осложняющих его в районе северного дистального окончания (рис. 14). Ориентировка оперяющих разрывов, также имеющих праводвиговую кинематику, была как северо-восточная, так и северо-северо-западная.

Кроме первичных, широкое развитие получили вторичные – вибрационные сейсмодислокации. Так, отмечались многочисленные участки разжижения приповерхностных песков и излияния их во время главного толчка на поверхность по трещинам в зоне магистрального сейсморазрыва. Наблюдались также грифоны и цепочки жерл мелких грязевых вулканов. Следы древних разжижений грунта обнаружены также вблизи поверхности земли в траншеях.

Магистральный сейсморазрыв возник в зоне хорошо и давно известного Верхне-Пильтунского геологического разлома (рис. 14), по морфологии представляющего правосторонний сдвиг-взброс, по данным структурного бурения и сейсморазведки круто (под углом порядка 60–70°) погружающегося к запад-северо-западу. Разлом в прошлом демонстрировал явную геологическую активность. В результате криповых движений со скоростью несколько сантиметров в год не раз отмечалось заклинивание бурового инструмента и даже обрыв буровой колонны на разведочных и структурных скважинах. Зона разлома отчетливо дешифрируется на средне- и крупномасштабных космofотоснимках. Разлом сопровождается серией активных брахиморфных антиклиналей, выраженных в рыхлых песчано-глинистых породах миоцена, оси которых срезаны и смещены по поверхности Верхне-Пильтунского разлома (рис. 14).

Вертикальные смещения во время Нефтегорского землетрясения в зоне сейсморазрыва были характерны только для тех участков, где развиты эти брахиантиклинали. На междускладчатых отрезках сейсмодислокация имела вид чистого правостороннего сдвига. Антиклинали в результате сейсмогенной подвижки по разлому несколько увеличили свою высоту.

Изучение приповерхностного строения сейсморазрыва в траншеях показало, что сильные сейсмические события здесь происходили и ранее. Радиоуглеродный анализ возраста погребенных под разжиженными в прошлом песками палеопочв и древних горизонтов современной почвы, нарушенных ископаемыми сейсморазрывами, приводит к выводу, что приблизительно 1000, 1400 и 1800 лет тому назад в этом же очаге происходили землетрясения, вероятно, даже более сильные, чем Нефтегорское [Рогожин, 1998].

Учитывая данные геологического обследования плейстосейстовой зоны, а также материалы изучения афтершоков телеметрической сетью временных сейсмических станций [Нефтегорское землетрясение..., 1995], из двух альтернативных нодальных плоскостей, полученных при решении фокального механизма, в качестве действующей можно уверенно выбрать поверхность близмеридионального простирания, круто погружающуюся на запад. Сейсмогенерирующая подвижка по ней представляла практически чистый правосторонний сдвиг. В то же время и вторая нодальная плоскость северо-западной ориентировки также была активизирована, поскольку вдоль одного из линеаментов такого простирания отмечалось сгущение эпицентров повторных толчков [Нефтегорское землетрясение..., 1995]. Следовательно, сейсмический очаг оказался вписанным в дизъюнктивный узел, образованный взаимно пересекающимися разрывными нарушениями.

Кроноцкое землетрясение на восточной Камчатке

Сильнейшее Кроноцкое землетрясение 5 декабря 1997 г. возникло в районе, расположенном к юго-востоку от полуострова Кроноцкий в акватории Тихого океана на северо-западном борту Курило-Камчатского глубоководного желоба. Магнитуда этого сейсмического события составила 7,7 [Кроноцкое землетрясение..., 1998]. Землетрясение было хорошо изучено с сейсмологической точки зрения. Начиная с момента главного толчка, камчатская сейсмологическая сеть регистрировала повторные толчки. В то же время изучение сейсмодислокаций на поверхности было проведено лишь во время одного вертолетного облета плейстосейстовой области [Кроноцкое землетрясение..., 1998].

В прежние годы геофизическими методами было подробно исследовано строение земной коры и верхней мантии восточной части Камчатского полуострова. В результате оказалось возможным составить представление о структуре среды, в которой возник очаг. Очаг землетрясения был приурочен к верхней части сейсмофокальной зоны Заварицкого-Беньофа.

Согласно данным по решению фокального механизма (СМТ) [Кроноцкое землетрясение..., 1998], главная ось сжатия полого погружается под желоб и ориентирована с юго-востока на северо-запад. Ось растяжения круто наклонена к северо-востоку. Из двух нодальных плоскостей в качестве действующей выбирается та, которая характеризуется юго-западным простиранием (азимут 228°) и падением на северо-запад под углом 29°, поскольку она ориентирована согласно с основными геологическими структурами материкового склона и вдоль островной дуги. Подвижка предстает в виде практиче-

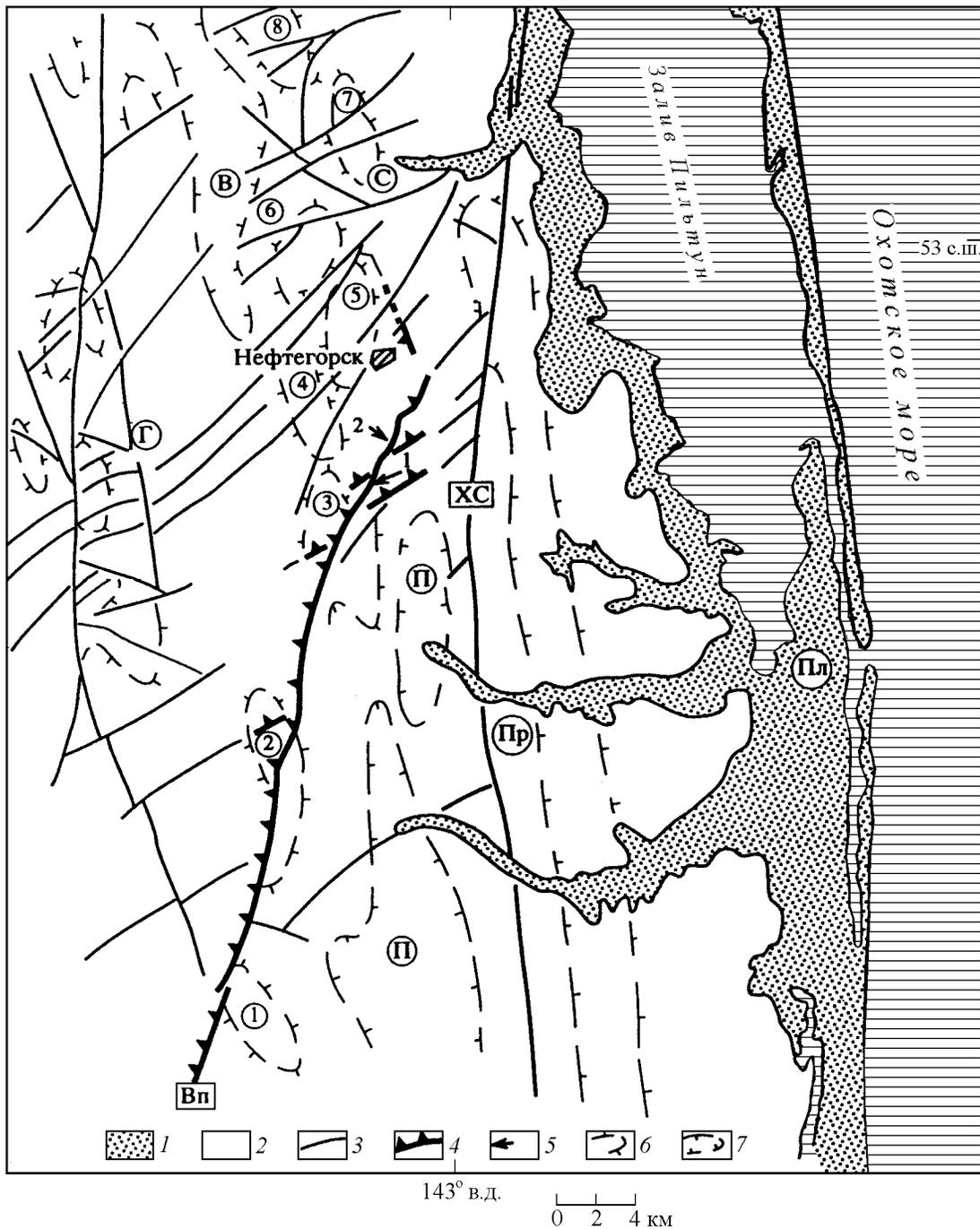


Рис. 14. Схематическая геологическая карта очаговой области Нefтегорского землетрясения [Нефтегорское землетрясение..., 1995].

1-2 – отложения: 1 – четвертичные, 2 – неогеновые; 3 – разломы; 4 – сейсморазрыв землетрясения (зубчиками показано направление падения поверхности сместителя); 5 – положение и номера траншей; 6-7 – складки: 6 – антиклинальные (цифры в кружках: 1 – Таконская, 2 – Верхнепильтунская, 3 – Среднепаромайская, 4 – Южно-Кенигская, 5 – Кенигская, 6 – Малосабинская, 7 – Сабинская, 8 – Западно-Сабинская); 7 – синклинальные. Крупные складчатые структуры (буквы в кружках): группы антиклиналей: Г – Гыргыланьинская, С – Сабинская, Пр – Паромайская; синклинали: В – Волчинская, П – Среднепильтунская; Пл – Пильтунская впадина. Крупные разломы (буквы в квадратах): Вп – Верхнепильтунский, ХС – Хоккайдо-Сахалинский.

ски чистого пологого надвига. Чтобы проверить правильность такого выбора действующей плоскости и представить себе положение и размеры очага Кроноцкого сейсмического события, необходимо воспользоваться результатами изучения повторных толчков.

Согласно работе [Кроноцкое землетрясение..., 1998], поле эпицентров афтершоков в целом представляет собой неправильный овал размерами 250 км на 100 км, длинная ось которого вытянута с юго-запада на северо-восток параллельно простиранию полуострова и глубоководного желоба, что хорошо согласуется с ориентировкой выбранной нодальной плоскости (рис. 15). В пределах этого овала отчетливо выделяются две зоны с максимальной концентрацией эпицентров: первая длиной около 150 км и шириной до 70 км располагается в северной части эпицентральной области, в районе материкового склона у мыса Кроноцкий и имеет ориентировку длинной оси с юго-запада на северо-восток, а вторая зона плотного распределения эпицентров несколько смещена к югу, имеет длину 100–120 км, ширину – 50–70 км, и ее длинная ось простирается с юго-востока на северо-запад (вкост глубоководного желоба) в центральной части Кроноцкого залива.

Результаты массового определения глубин гипоцентров афтершоков в северо-восточной части облака позволяют представить его строение в разрезе, как вдоль, так и вкост очаговой зоны [Кроноцкое землетрясение..., 1998]. Повторные толчки охватили всю земную кору и небольшую верхнюю часть подкорового слоя литосферы от поверхности дна до глубин 40 км (рис. 16). Облако гипоцентров подстилает материковый склон желоба практически на всю его ширину, причем в северо-западной части отмечаются наиболее глубокофокусные афтершоки, а в направлении желоба они фиксируются на все меньших глубинах. Поэтому облако гипоцентров повторных толчков распространяется от поверхности дна вглубь, все более опускаясь в направлении от желоба к полуострову. В разрезе северная часть облака афтершоков имеет, таким образом, клиновидную форму.

Полого заглубляющийся нижний край зоны повышенной плотности распределения гипоцентров афтершоков в подошве всего облака соответствует в целом положению в пространстве плоскости подвижки в очаге. Ориентировка плоскости подвижки параллельна в этом случае простиранию Курило-Камчатской дуги и глубоководного желоба, а падение – к северо-западу – под углом 30° . Эти параметры хорошо согласуются с положением в пространстве выбранной нодальной плоскости, получаемой из решения фокального механизма (см. выше).

Вторая, южная зона сгущения эпицентров афтершоков (рис. 15), по ориентировке своей длинной оси не согласуется ни с одной из нодальных плоскостей, полученных при решении фокального механизма. На разрезе, заданном вдоль приконтинентального склона желоба, эта зона выглядит сравнительно узкой полосой, проникающей в недра практически вертикально на всю мощность коры и даже в верхнюю часть подкоровой литосферы.

Важно, что эта плоскость совпадает по положению с крупным транскамчатским Кроноцким разломом, настолько значительным, что его океанический (юго-восточный) сегмент, трассирующийся с северо-запада на юго-восток в центральной части Кроноцкого залива, даже смещает в виде правостороннего сдвига структуры глубоководного желоба. Эпицентры афтершоков Кроноцкого землетрясения практически не распространялись южнее зоны этого разлома. Таким образом, Кроноцкий разлом не только оказался структурой, на которой сконцентрировалось большое количество повторных толчков, но и послужил южной границей всей очаговой области.

Сейсмический очаг Кроноцкого землетрясения оказался, следовательно, вписанным в дизъюнктивный узел, образованный взаимно пересекающимися разрывными нарушениями камчатского и транскамчатского простирания, а главная действующая плоскость сейсмогенной подвижки отвечает представлениям об очагах межплитного (субдукционного) типа.

5. Структура и размеры очагов рассмотренных землетрясений

На основании изложенных материалов, собранных для сильных землетрясений в разных тектонических зонах Северной Евразии в последние полтора десятилетия XX века, можно сделать ряд новых заключений о структуре сейсмических очагов и условиях их возникновения в недрах Земли.

Очаги изученных землетрясений имеют размеры, близкие к тем, которые на основании анализа большого сейсмологического материала выявлены для сейсмических событий с разной магнитудой *Ваковым* [1992], *Ризниченко* [1976], *Шебалиным* [1997] и др. Умеренное по силе землетрясение ($M_s=5,7$) – Кумдагское – характеризуется наличием одной сравнительно небольшой плоскости подвижки в очаге (длина и ширина – соответственно 20×10 км), а амплитуда этой подвижки измеряется первыми десятками сантиметров.

Более сильное сейсмическое событие (Спитакское с магнитудой 6,8) характеризуется значительно

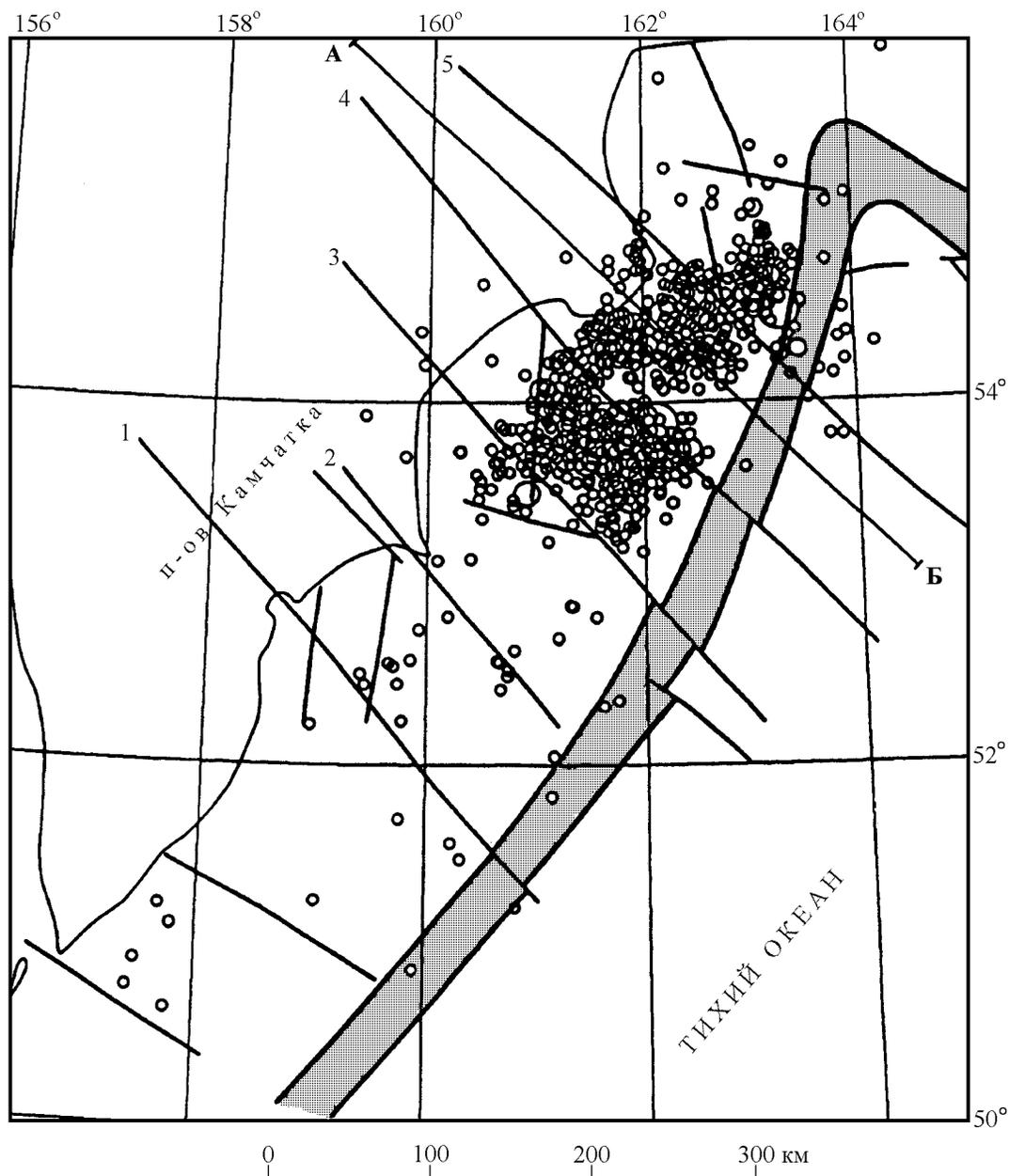


Рис. 15. Схема поперечных разломов на материковом склоне восточной Камчатки с показом эпицентров представительных ($K > 8$) афтершоков Кроноцкого землетрясения 5.12.1997 г. и других сейсмических толчков за первые 4 недели после главного толчка по данным Камчатской ОМСП (составили Е. А. Рогожин и А. И. Лутиков).

Кружками показаны эпицентры афтершоков и других сейсмических толчков; тонкая линия – контур побережья Камчатки; затуманенная область – глубоководный желоб; толстые прямые линии – крупнейшие поперечные разломы (1 – Петропавловский, 2 – Шипунский, 3 – Кроноцкий, 4 – Утхолотско-Кроноцкий, 5 – Северокроноцкий). Линия АБ – геофизический разрез (см. рис. 16).

большими размерами очага (49×14 км) и большей амплитудой смещения (до 200 см). Облако афтершоков, поверхностные остаточные деформации и данные о механизме смещения наводят на мысль о при-

урочности очага к дизъюнктивному узлу и распространении подвижки вдоль сочленяющихся или пересекающихся разломов, образующих этот узел.

Еще более сильные из рассматриваемых сейсмиче-

СЗ

п-ов Камчатка

ЮВ

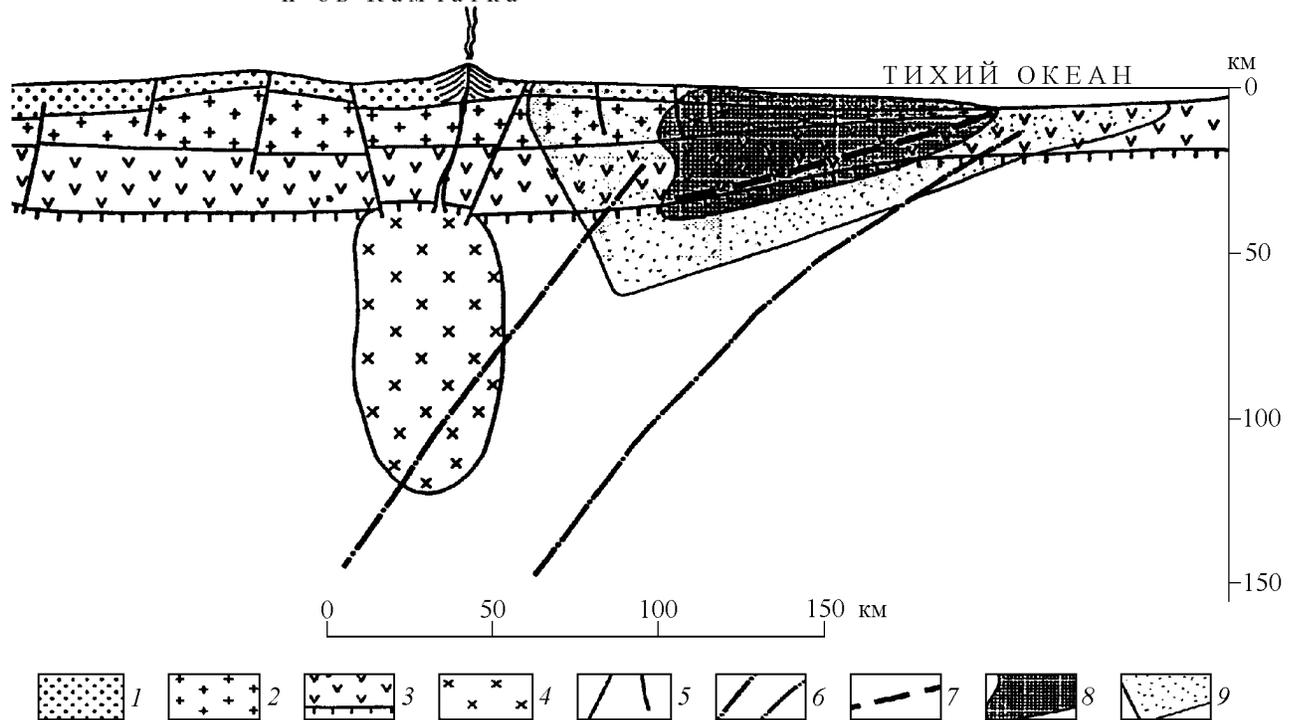


Рис. 16. Схематический геофизический разрез вкост полуострова Камчатка, материкового склона и глубоководного желоба в районе очаговой области Кроноцкого землетрясения.

1-3 – геофизические слои земной коры: 1 – осадочный, 2 – гранито-гнейсовый, 3 – гранулитобазитовый (линия с зубчиками в подошве – раздел Мохо); 4 – расплавленный материал в верхней мантии под зоной вулканической активности; 5 – крупнейшие разломы; 6 – контуры зоны Бенъофа; 7 – сейсмогенерирующая плоскость в очаге Кроноцкого землетрясения; 8-9 – облако гипоцентров афтершоков: 8 – плотная зона, 9 – разреженная зона.

ских событий с $M_s=6,9-7,6$ (Зайсанское, Газлийские, Сусамырское, Рачинское, Нефтегорское) имеют размеры очагов $45-80 \times 15-30$ км и амплитуду подвижки 2-7 м и даже более. Их проявления совершенно определенно свидетельствуют о сложном тектоническом устройстве очагов. Сейсмогенерирующие подвижки охватывают участки плоскостей разнонаправленных разломов (вертикальных, наклонных, а иногда и горизонтальных срывов) вблизи узлов их пересечения. В случае Газлийских землетрясений плоскости сейсмогенерирующих подвижек оконтурили в недрах грани объемного блока коры.

Наиболее обширны очаги сейсмических событий, происшедших в верхней части зоны Заварицкого-Бенъофа на активной окраине Азии в Курило-Камчатской дуге ($M_s=7,7-8,1$). Здесь четко различаются очаги внутриплитного и межплитного типов, размеры их составляют $200-250 \times 60-70$ км, а амплитуда сейсмогенной подвижки достигает 10 м, а возможно и более.

Очаги таких землетрясений пересекают земную кору на всю мощность и проникают в подкоровую литосферу. Строение их на глубине представляется сложным; в основном они приурочены к разломным лопастям крупных дизъюнктивных узлов или охватывают обширные объемные блоки литосферы.

Заключение

Поскольку в настоящей работе рассматриваются, по большей части, примеры только очень сильных землетрясений, магнитуда которых близка к M_{max} для каждого из регионов возникновения, то очевидно, что подвижки по главной действующей плоскости в очаге каждого из них отражают главные сеймотектонические тенденции движений в породивших их сейсмоактивных зонах. Поэтому пространственное представление о строении сейсмического очага для каждого из описанных сейсми-

ческих событий может служить основой для районирования подвижных поясов по типам характерных сейсмогенных подвижек. Так, для центральной части Малого Кавказа (Памбак-Севанская зона, Спитакское землетрясение) характерны взбросо-правосдвиговые смещения по плоскости круто погружающейся к северу. При этом наблюдается взбрасывание Памбакской складчатой зоны на Мисхано-Зангезурский срединный массив.

Для южного склона Большого Кавказа (Кахетинско-Лечхумская зона, Рачинское землетрясение) типичны взбросо-надвиговые смещения с севера на юг, от горного сооружения к Закавказским депрессиям. При этом подвижка в очаге отражает более общий тектонический процесс – пододвигание Грузинской глыбы под складчатую зону южного склона Большого Кавказа.

Западно-Туркменская впадина (Челекен-Кумдагская зона, Кумдагское землетрясение) сотрясается землетрясениями с крутым правосдвиговым характером очага. Такой же тип сейсмогенных смещений наблюдался и при многих других сильнейших землетрясениях Южной Туркмении: Красноводского (1895), Казанджикского (1946), Гермабского (1926), Ашхабадского (1948). Для горно-складчатых сооружений Центральной Азии: Тянь-Шаня и Алтая (Сусамырское и Зайсанское землетрясения) – обычны взбросо-правосдвиговые смещения по широтным и запад-северо-западным разломам.

Очаг Нефтегорского землетрясения 1995 г. приурочен к активной зоне разломов, нарушающей Сахалино-Японскую островную дугу на активной континентальной окраине Северной Евразии. По морфокинематике сейсмогенерирующей подвижки это землетрясение может быть квалифицировано в качестве правостороннего крутопадающего сдвига-взброса трансформной природы. Сейсмогенная подвижка по этой трансформной зоне отражает тенденцию современных тектонических движений в пограничной зоне Евразийской плиты и Охотоморской микроплиты.

Очаги Шикотанского и Кроноцкого землетрясений располагались под материковым склоном глубоководного желоба Курило-Камчатской островной дуги. Сейсмогенерирующая подвижка первого сейсмического события представляла собой крутопадающий к юго-востоку взбросо-сдвиг, секущий литосферу на всю ее мощность и проникающий в верхний астеносферный слой. При этом взброшенным оказывается та часть материкового склона, которая располагается ближе к глубоководному желобу, а островное крыло – относительно опущено. Это характерный сейсмический очаг внутриплитного типа. Подвижка в очаге второго землетрясения (Кроноцкого) представляет собой прак-

тически чистый надвиг. При этом надвинутым в сторону желоба оказывается континентальное (камчатское) крыло разрыва, а сама плоскость подвижки, полого рассекая земную кору на всю ее мощность, по своему пространственному положению четко соответствует падению сейсмофокальной зоны Заварицкого-Беньофа. Такие очаги относятся к межплитному типу. Очаги того и другого типов отражают процесс современного деформирования материкового склона при взаимодействии Тихоокеанской плиты и островной дуги.

Чем больше данных о сильных землетрясениях с детально изученным строением очагов будет собрано, тем более детальным и подробным будет районирование областей по типам сеймотектонических подвижек.

Полученные результаты способствуют также лучшему пониманию тонкой внутренней структуры очагов сильных землетрясений. На их основе можно сделать целый ряд выводов.

1. Расположение сеймотектонических остаточных деформаций на поверхности, афтершоков в толщах коры, а также другие проявления изученных сильных землетрясений свидетельствуют о приуроченности их очагов к зонам крупнейших глубинных разломов (шовным зонам).

2. Сейсмогенерирующие разломы часто демонстрируют заметную криповую подвижность за несколько лет до сильного землетрясения.

3. Умеренные по силе сейсмические события $M < 6,0$ (например, Кумдагское) характеризуются сравнительно простым строением очага, который может быть представлен как единая плоскость подвижки в зоне крупного разлома.

4. Более сильные землетрясения с магнитудами 6,0 и более (Спитакское, Рачинское, Нефтегорское, Сусамырское) демонстрируют приуроченность очагов к местам сочленения или пересечения крупных разломов. При этом первичные сейсмодислокации и облака афтершоков обрисовывают плоскости разломов, образующих такие дизъюнктивные узлы.

5. Наиболее сложна структура очаговых зон серий сильных землетрясений (Газлийский высокомагнитудный рой). Проявления этих сейсмических событий на поверхности и на глубине свидетельствуют об объемной структуре очаговых зон и распространении очагов отдельных землетрясений таких серий вдоль границ крупных сейсмогенных блоков, а также наклонных и субгоризонтальных тектонических, геологических и геофизических разделов, ограничивающих эти блоки снизу.

6. Структура высокомагнитудных сейсмических очагов в верхней части зоны Заварицкого-Беньофа отличается большой сложностью и может быть отнесена на основании положения основной сейсмоге-

нерирующей плоскости к межплитному или внутриплитному типу.

7. Таким образом, будучи в целом приуроченными к зонам крупных разломов, сейсмические очаги с нарастанием энергии землетрясения становятся все более сложными структурно. То есть в природе существуют и сравнительно просто устроенные и очень сложные очаги землетрясений. В то же время размеры очагов изученных землетрясений увеличиваются с ростом магнитуды (табл. 1) и приблизительно соответствуют известным статистическим оценкам.

8. Очаги сильных и сильнейших землетрясений представляют собой устойчивые структуры в геологической среде; их положение обусловлено, по-видимому, особым сочетанием геолого-геофизических условий.

9. Сейсмические толчки время от времени повторяются в одних и тех же очагах, причем кинематика сейсмогенерирующей подвижки от землетрясения к землетрясению может изменяться.

10. Средний период повторения этих толчков в основном зависит от геолого-тектонической позиции очаговых зон: в подвижных системах альпийского (Средиземноморского и Тихоокеанского) пояса он составляет несколько сотен лет, в альпийских срединных массивах и эпипалеозойских орогенах – несколько тысяч лет, а на молодых (и, по-видимому, на древних) платформах – несколько десятков тысяч лет.

Благодарности. Автор выражает благодарность всем коллегам, участвовавшим вместе с автором в разные годы в сборе фактического материала в зонах описанных землетрясений: С. С. Арефьеву, Б. А. Борисову, Б. М. Богачкину, Л. Н. Рыбакову, С. Г. Платоновой, С. Л. Юнге и др., а также А. Ф. Грачеву и Л. И. Иогансон за внимание к рукописи и ценные замечания.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований и Международного научно-технического центра (проекты РФФИ 99-05-64582 и ISTC 1121).

Литература

Арефьев С. С., Аптекман Ж. Я., Афимьина Т. В. и др., Каталог афтершоков Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г., *Изв. АН СССР, Физика Земли*, (11), 60–73, 1991.

Арефьев С. С., Плетнев К. Г., Татевосян Р. Э. и др., Рачинское землетрясение 1991 г.: результаты сейсмологических наблюдений, *Изв. РАН, Физика Земли*, (3), 12–23, 1993.

Балакина Л. М., Механизм очагов Рачинского землетрясения, *Физика Земли*, (3), 42–52, 1993.

Белоусов Т. П., Чичагов В. П., Сейсмодислокации и природа очага Рачинского землетрясения 1991 г. на юге Большого Кавказа, *Физика Земли*, (3), 53–63, 1993.

Богачкин Б. М., Корженков А. М., Мамыров Э. и др., Структура очага Сусамырского землетрясения 1992 г. на основании анализа его геологических и сейсмологических проявлений, *Физика Земли*, (11), 3–18, 1997.

Ваков А. В., Геометрические параметры и магнитуда очагов землетрясений при различных типах подвижек, *Вопр. инженерной сейсмологии*, Вып. 33, с. 40–53, Наука, Москва, 1992.

Варущенко С. И., Варущенко А. Н., Клиге Р. К., *Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени*, 240 с., Наука, Москва, 1987.

Газлийские землетрясения 1976 и 1984 гг., 328 с., Изд-во Фан Уз. ССР, Ташкент, 1986.

Захарова А. И., Габсатарова И. П., Старовойт О. Е., Чепкунас Л. С., Основные параметры очага Рачинского землетрясения и его афтершоков, *Физика Земли*, (3), 24–41, 1993.

Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 г., 292 с., Изд-во Камчат. гос. акад. рыбопромышленного флота, Петропавловск-Камчатский, 1998.

Нефтегорское землетрясение 27 (28) 05. 1995 г., Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений, Информационно-аналитический бюллетень, Специальный выпуск, 236 с., Москва, 1995.

Нурмагамбетов А., Садыков А., Тимуш А. В. и др., Зайсанское землетрясение 14 июня 1990 г., *Землетрясения в СССР в 1990 году*, с. 54–60, ОИФЗ РАН, Москва, 1996.

Ризниченко Ю. В., Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент, *Исследования по физике землетрясений*, с. 9–27, Наука, Москва, 1976.

Рогожин Е. А., *Тектоника очаговых зон сильных внутриконтинентальных землетрясений, Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии*, Вып. 1, с. 217–227, ИФЗ РАН, Москва, 1993.

Рогожин Е. А., Сейсмическая история основных типов тектонических структур Северной Евразии в голоцене, *Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты, Материалы совещания*, т. II, с. 115–117, Геос, Москва, 1998.

Рогожин Е. А., Богачкин Б. М., Альпийская и новейшая тектоника района Рачинского землетрясения, *Физика Земли*, (3), 3–11, 1993.

Рогожин Е. А., Богачкин Б. М., Нечаев Ю. В. и др., Новые данные о древних сильных землетрясениях Горного Алтая, *Физика Земли*, (3), 75–81, 1998.

Рогожин Е. А., Захарова А. И., Тектоническая природа сейсмической активизации 1994–1996 гг. на восточной окраине Азии, *Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты, Материалы совещания*, т. II, с. 118–121, Геос, Москва, 1998.

Рогожин Е. А., Леонтьев А. Н., Зайсанское землетрясение 1990 г.: деформации на поверхности и тектоническая позиция очага, *Физика Земли*, (9), 3–15, 1992.

Рогожин Е. А., Филип Э., Геолого-тектоническое изучение очаговой зоны Спитакского землетрясения, *Физика Земли*, (11), 3–17, 1991.

- Родников А. Г., *Островные дуги западной части Тихого океана*, 152 с., Наука, Москва, 1979.
- Шебакин Н. В., *Избранные труды*, 542 с., Изд-во Ак. горн. наук, Москва, 1997.
- Шикотанское землетрясение 1994 г.*, Эпицентральные наблюдения и очаг землетрясения, Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений, Информационно-аналитический бюллетень, Специальный выпуск, 136 с., Москва, 1995.
- Baljinnyam I., Bayasgalan A., Borisov B., et al., Ruptures of Major Earthquakes and active Deformation in Mongolia and its surroundings, *Geol. Soc. Am. Memoir*, 181, 97 p., 1993.
- Chatzipetros A., Pavlides S., and Mountrakis D., Understanding the 13 May 1995 Western Macedonia Earthquake: A Paleoseismological Approach, *J. Geodynamics*, 26, (2-4), 327-339, 1998.
- Chedia O., Mihel G., and Michailiev V., About Temps of the Holocene tectonic movements and estimation of seismic lull periods length for the Central Tien Shan, *J. of Earthquake Prediction Research*, 2000, (in press).
- Deng Q., Zhang P., Xu Xiwei, et al., Paleoseismology of the northern piedmont of Tianshan Mountains, Northern China, *J. of Geophysical Research*, 101, (B3), 5895-5920, 1996.
- Ge Shumo, Bo Mexiang, Zheng Fuwan, and Luo Fuzhong, The Koktogay-Ertay Fault, Xinjiang, China, *J. of Earthquake Prediction Research*, 5, (4), 470-506, 1996.
- Harrison R. W., and Schultz A., A Strike-slip faulting at the thebes gap, Missouri and Illinois: Implication for New Madrid Tectonism, *Tectonics*, 13, (2), 246-257, 1994.
- Jonson A. M., and Fleming R. W., Formation of left-lateral fractures within the Summit ridge shear zone, 1989 Loma Prieta, California, Earthquake, *J. of Geophysical Research*, 98, (B12), 21,823-21,837, 1993.
- Katsumata K., Ichiyanadi M., Miwa M., and Kasahara M., Aftershock distribution of the October 4, 1994 M_w 8.3 Kuril island earthquake determined by a local seismic network in Hokkaido, Japan, *Geoph. Research Letters*, 22, (11), 1321-1324, 1995.
- Meghraoui M., Philip H., Albarede F., and Cisternas A., Trench investigations through the trace of the 1980 El Asnam thrust fault: Evidence for paleoseismicity, *BSSA*, 78, (2), 979-999, 1988.
- Rogozhin E. A., Large-scale gravitational ground ruptures as the result of Racha Earthquake (Georgia, 1991), Proceedings of 7-th International IAEG Congress, Balkema, Rotterdam/Brookfield, p. 1961-1969, 1994.
- The San Andreas Fault System, California*, USGS Professional Paper 1515, Washington, 283 p., 1990.
- Wald D., Heaton T., and Wald L., Rupture analysis of the Northridge earthquake from modeling strong motion recordings, *Earthquakes & Volcanoes*, 25, (1), 42-47, 1994.
- Zakharova A. I., Poigina S. G., Rogozhin E. A., and Starovoit O. E., Earthquakes in Eurasia in 1994, *J. of Earthquake Prediction Research*, 6, (3), 400-419, 1997.
- Zakharova A. I., Poigina S. G., Rogozhin E. A., and Starovoit O. E., Earthquakes in Eurasia in 1995, *J. of Earthquake Prediction Research*, 7, 196-214, 1998.

(Поступила в редакцию 15 ноября 1999.)