

ВЫЯВЛЕНИЕ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ОЧАГОВ И ДОЛГОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ¹

В.И. Уломов

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва, ulomov@ifz.ru
2007

АННОТАЦИЯ

Северный Кавказ характеризуется самой высокой сейсмичностью в европейской части России. Выявление здесь потенциальных сейсмических очагов и долгосрочный прогноз сильных землетрясений имеют чрезвычайное значение для оценки сейсмической опасности и сейсмического риска в этом густонаселенном и промышленно развитом регионе страны. Объектом исследований явились сопредельные с этой территорией сейсмогенные структуры Иран–Кавказ–Анатолийского и Центрально–Азиатского регионов, обуславливающие особенности региональной сейсмичности и геодинамическое взаимодействие с сопредельными областями Скифской и Туранской платформ. Исследования пространственно-временного и энергетического развития сейсмогеодинамических процессов вдоль основных сейсмогенерирующих структур этих регионов выявили закономерности в сейсмическом режиме, в последовательности возникновения сейсмических событий различной магнитуды и в миграции сейсмической активизации, позволяющие определять интервалы времени (годы) и районы возникновения предстоящих крупных землетрясений. Показано, что Иран–Кавказ–Анатолийский, Центрально–Азиатский регионы и области перехода от горных сооружений к Скифской и Туранской платформам представляют собой единую сейсмогеодинамическую систему. Выявлены особенности в развитии глобальных сейсмогеодинамических процессов. Определены наиболее вероятные места потенциальных очагов землетрясений с магнитудой $M = 7.0 \pm 0.2$ и $M = 7.5 \pm 0.2$ на Северном Кавказе и возможный сейсмический эффект от них.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема возникновения крупных землетрясений на равнинных территориях и в областях перехода от горных сооружений к платформам, несмотря на многочисленные примеры таких сейсмических событий, до сих пор остается во многом нерешенной. Особую актуальность она приобретает для густонаселенного юга европейской части России, представленного сейсмоактивными горными сооружениями Северного Кавказа и относительно стабильной в геодинамическом отношении Скифской плитой, где пока известны лишь слабые и умеренные местные землетрясения. Вместе с тем, на Туранской плите, смежной со Скифской и аналогичной ей по глубинному строению и истории геологического развития, относительно недавно имели место крупнейшие для платформы 9–10-балльные Газлийские землетрясения с магнитудами $M=7.0$ и 7.3 – в 1976 г. и с $M=7.2$ – в 1984 г. [Уломов, 1986]. (Здесь и далее магнитуда M соответствует магнитуде M_s , определенной по поверхностным сейсмическим волнам, а сейсмическая интенсивность – шкале MSK-64.)

Скифскую и Туранскую молодые платформы часто рассматривают как единую Скифско–Туранскую плиту (СТП), поскольку их роднит общее эпигерцинское геологическое происхождение и сходство глубинного строения. Сейсмические проявления на территории СТП в значительной мере обусловлены динамикой земной коры и всей литосферы сопредельных с ней с юга и востока Иран–Кавказ–Анатолийского и Центрально–Тяньшаньского сейсмоактивных регионов, которые, в свою очередь, подвержены интенсивному геодинамическому воздействию со стороны Аравийской и Индийской литосферных плит [Уломов, 1986].

Наиболее высокий сейсмический потенциал свойственен переходным (фронтальным) областям, где концентрируются большие геодинамические напряжения, разрядка

¹ Уломов В.И. Выявление потенциальных очагов и долгосрочный прогноз сильных землетрясений на Северном Кавказе // "Изменение окружающей среды и климата. Природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Монография в 8 томах (Ред. акад. Н.П.Лаверов, коллектив авторов) .Том 1 "Сейсмические процессы и катастрофы" (Отв. ред. акад. А.О.Глико): М.: ИФЗ РАН. 2008, 404 стр. илл. С. 127-146, илл.

которых реализуется очень крупными тектоническими подвижками. Примерами могут служить Красноводское землетрясение 1895 г. с $M=7.9$, Ашхабадское 1948 г. с $M=7.3$ и относительно недавнее землетрясение 2000 г. с $M=7.3$ в отрогах Большого Балхана, произошедшие на юго-западе Туранской плиты. Традиционным примером крупнейших платформенных сейсмических явлений давно стали три Нью-Мадридских землетрясения 1811–1812 гг. с $M\approx 8.0$, возникшие в течение двух месяцев в долине р. Миссисипи, в США. К таким же сейсмическим событиям относится и катастрофическое землетрясение $M=7.8$, полностью разрушившее в 1976 г. крупный город Таньшань на востоке Китая и повлекшие за собой многочисленные человеческие жертвы. Из недавних можно назвать крупное землетрясение с $M=7.6$, случившееся в 2005 г. на территории Пакистана, у северной границы Индийской литосферной плиты.

Цель настоящих исследований – детальное изучение региональной сейсмичности, пространственно-временного и энергетического развития сейсмических процессов вдоль основных линеаментных сейсмогенерирующих структур Иран–Кавказ–Анатолийского и Центрально–Азиатского регионов и области перехода от горных сооружений к Скифской и Туранской платформам. Одной из главных задач является экстраполяция сейсмогеодинамических процессов на территорию Северного Кавказа и Предкавказья, выявление здесь мест потенциальных очагов крупных землетрясений и их долгосрочный прогноз.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЕ И ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ СЕЙСМОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

В основу описанных ниже исследований положены новые представления о сейсмогеодинамике сейсмоактивных регионов, пространственно-временной и энергетической упорядоченности их сейсмогенерирующих структур, полученные ранее для Средней Азии, а также в процессе работ по сейсмическому районированию территории Северной Евразии и разработки методов долгосрочного прогноза сейсмической опасности [Уломов, 1993 а, б, 1998, 1999, 2003, 2004; Уломов, Шумилина, 1999; Уломов и др., 1999, 2005, 2006].

Термин «сейсмогеодинамика» (СГД) был предложен автором в середине 60-х годов прошедшего столетия [Уломов, 1967]. В отличие от сейсмотектоники, изучающей преимущественно статику и геометрическую связь сейсмических очагов с тектоникой, сейсмогеодинамика рассматривает природу сейсмичности как результат движения земной коры и всей литосферы с учетом их глубинного строения, прочностных свойств, иерархической разломно-блоковой структуры, напряженно-деформированного состояния и процессов разрушения на разных масштабных уровнях – от локальных очагов отдельных землетрясений до региональных и глобальных сейсмогенерирующих структур. При этом ключевую роль играет пространственно-временное развитие сейсмической активизации (деформационные волны, миграция очагов землетрясений и др.)

Наряду с сейсмогеодинамическими построениями, выполненными ранее для Средней Азии [Уломов, 1972, 1974], в настоящей работе основное внимание уделяется Иран–Кавказ–Анатолийскому региону и контактирующим с ним краевым частям Скифской и Туранской молодых платформ.

Северный Кавказ, являясь частью протяженной Крым–Кавказ–Копетдагской зоны Иран–Кавказ–Анатолийского сейсмоактивного региона, характеризуется высокой сейсмической опасностью. Здесь известны землетрясения с магнитудой около $M=7.0$ и сейсмическим эффектом в эпицентральной области интенсивностью $I_0=9$ баллов и выше. Наиболее активна восточная часть Северного Кавказа – территории Дагестана, Чечни, Ингушетии и Северной Осетии. В западной части имеются исторические сведения о катастрофическом Понтикапейском землетрясении, произошедшего в 63 г. до н. э. в районе Керченского пролива. Многочисленные сильные и ощутимые землетрясения отмечены в районе Анапы, Новороссийска, Сочи и на других участках Черноморского побережья, а также в акватории Черного и Каспийского морей.

Как видно на рис. 1, наиболее опасной на юге России является территория в полосе шириной от 200 до 300 км вдоль всей государственной границы, где с различной степенью вероятности возможны сейсмические сотрясения интенсивностью 8, 9 и 10 баллов. Чрезвычайно высокую сейсмическую угрозу местной инфраструктуре и экологии представляет собой Черноморское побережье, где также возможны 8–9-балльные и более сильные землетрясения.

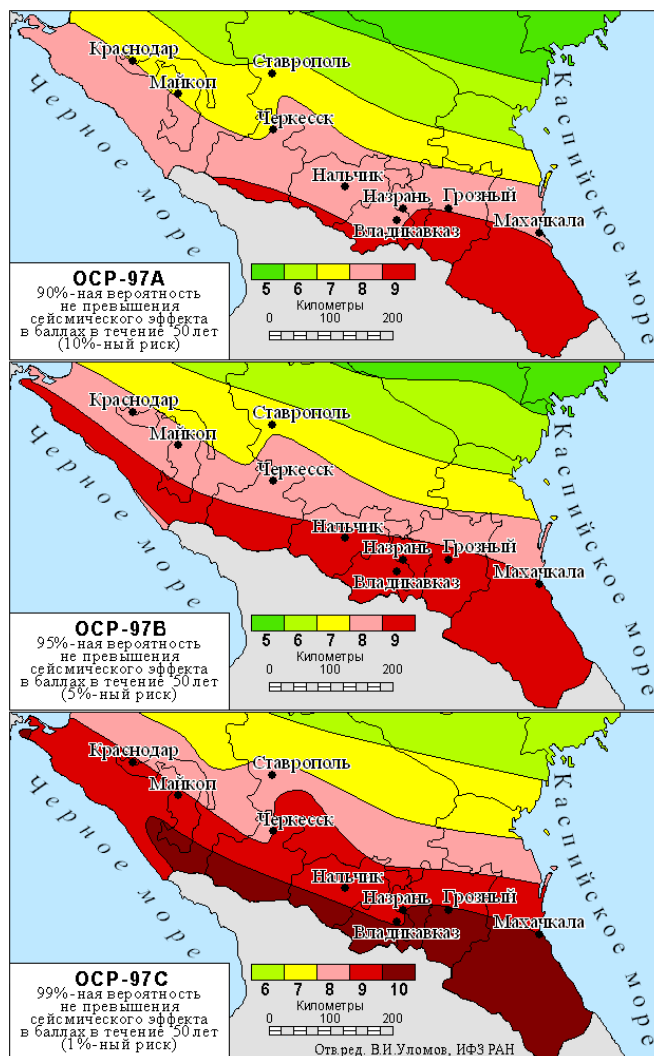


Рис. 1. Фрагменты карт ОСР-97 – общего сейсмического районирования территории Российской Федерации, иллюстрирующие степень сейсмическую опасности на территории Северного Кавказа и в Предкавказье. Показаны зоны разной прогнозной сейсмической интенсивности (баллы), границы субъектов РФ и их столицы.

Исходные данные и методика исследований

Изучению геодинамики и сейсмичности Иран–Кавказ–Анатолийского региона и Центрального Тянь-Шаня посвящено множество публикаций, в том числе и автора этих строк. Как показали исследования, основные сейсмогенерирующие структуры сейсмоактивных регионов представлены линейными элементами, протяженность и глубина простирающихся которых обуславливают величину максимальных возможных землетрясений. Сейсмолинейные элементы характеризуются наиболее высокой упорядоченностью расположения сейсмических очагов и достаточно ярко выраженными процессами миграции сейсмической активности вдоль них, что позволяет оценивать сейсмический потенциал соответствующих структур и совершенствовать методы долгосрочного прогноза сейсмической обстановки.

Исследования пространственно-временного развития СГД-процессов проводились вдоль профилей, изображенных на рис. 2 в виде полос, охватывающих наиболее четко структурированную сейсмичность и соответствующие ей линеаментные структуры.

Протяженность каждой из полос составляет от 1500 до 2500 км и согласуется с размером соответствующих сейсмогенерирующих структур – сейсмолинеаментов. Ширина полос (около 200 км) обусловлена динамическим влиянием магистрального разлома и отклонениями от их осей очагов землетрясений меньших магнитуд. Эллипсами показаны очаги всех известных на рассматриваемой территории землетрясений с $M=6.8$ и выше, сгруппированных (нормированных) по интервалам 0.5 ± 0.2 единицы магнитуды (т.е. 7.0 ± 0.2 , 7.5 ± 0.2 , 8.0 ± 0.2 , 8.5 ± 0.2) и изображенных в их реальной ориентации и протяженности. Условными кружками уменьшающегося диаметра нанесены эпицентры землетрясений с магнитудой от $M=6.7$ до $M=4.5 \pm 0.2$. Шаг в 0.5 единицы магнитуд был выбран не случайно. Ранее автором было показано, что такой шаг магнитуд хорошо отражает иерархию блоковой структуры земной коры и всей литосферы, обусловленную разломообразованием слоистой среды, толщина слоёв которой удваивается с глубиной (см. ниже) [Уломов, 1988].

Выбор профилей базировался на наиболее четко структурированной сейсмичности линеаментных структур, а также на сведениях о региональной разломно-блоковой тектонике, дешифрировании космических снимков и анализе геофизических полей, прежде всего, поля изостатических аномалий силы тяжести, и их градиентов.

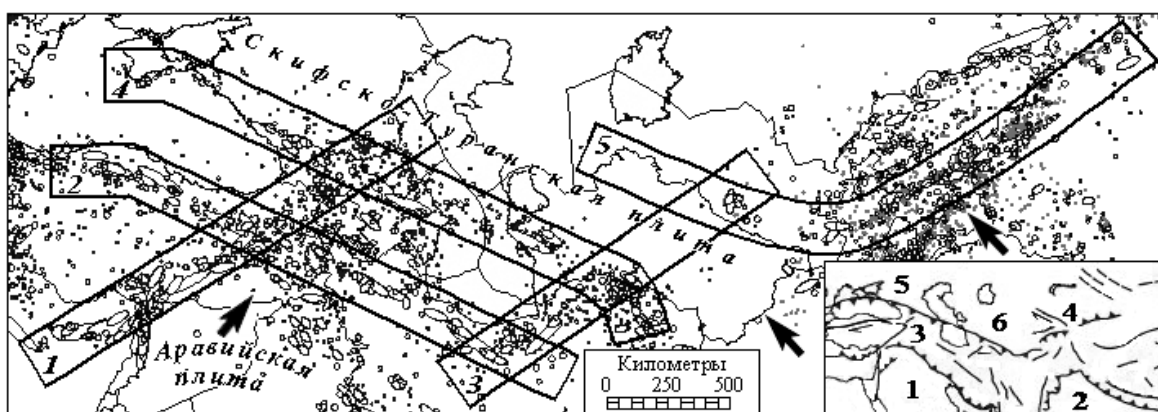


Рис. 2. Расположение профилей (полос), вдоль которых изучалось пространственно-временное и энергетическое развитие СГД-процессов: 1 – Кипр–Кавказ, протяженность 1870 км; 2 – Анатолия–Эльбурс, 2270 км; 3 – Эльбурс–Туран, 1520 км; 4 – Крым–Копетдаг, 2500 км; 5 – Южный Тянь-Шань, 2520 км. Стрелками указано направление сжимающих сил, действующих со стороны Аравийской и Индийской литосферных плит. На врезке справа изображены основные геоструктуры на исследуемой территории: 1 – Аравийская плита, 2 – Индийская плита, 3 – Иран–Кавказ–Анатолийский регион, 4 – Центральный Тянь-Шань, 5 – Скифская плита, 6 – Туранская плита.

Простираение практически всех рассматриваемых профилей имеет уверенное геолого-геофизическое и сейсмологическое обоснование. Некоторым исключением может быть профиль Эльбурс–Туран (3), выделенный целиком лишь после Газлийских землетрясений 1976 г. До этих событий автором была обозначена лишь его северо-восточная часть в пределах Туранской плиты [Уломов, 1972, 1974].

Как видно на рис. 2, профили Кипр–Кавказ (1) и Эльбурс–Туран (3) вытянуты вдоль направления действия геодинамических сил со стороны Аравийской плиты, а три других – Анатолия–Эльбурс (2), Крым–Копетдаг (4) и западная часть Южного Тянь-Шаня (5) – поперек них. При этом западная часть последнего профиля является продольной по отношению к направлению сил, действующих со стороны Индийской плиты (стрелки справа). Соответствующие геодинамические воздействия испытывают Скифская и Туранская части СТП, контактирующие с горными сооружениями Крым–Кавказ–Копетдагской реликтовой зоны субдукции. Как будет показано ниже, такая ориентация линеаментных

структур в значительной степени предопределяет особенности их сейсмогеодинамического развития.

Исследования сейсмического режима в пределах каждого из профилей осуществлялось на основе выборок из сводного каталога всех известных сейсмических событий, принадлежащих соответствующему профилю и оцененных по их представительности (полноте и достоверности) как по времени, так и по магнитуде. Для изучения миграции очагов землетрясений их эпицентры проектировались на продольные оси профилей, а расстояние до них отсчитывалось от западных концов последних. Долгосрочный прогноз крупных землетрясений осуществлялся путем анализа кумулятивных графиков, характеризующих накопление во времени числа соответствующих сейсмических событий, нормированных по интервалам магнитуд.

Ниже приведены сведения о крупных землетрясениях в каждом из рассматриваемых профилей. Местоположение и год возникновения некоторых из них указаны на одной из результирующих карт.

Профиль Кипр–Кавказ (1) является ключевым для оценки сейсмической опасности на Северном Кавказе и в Предкавказье. Он начинается от Кипра, совпадает с простиранием Восточно-Анатолийского разлома и пересекает в северо-восточном направлении Кавказ, достигая акватории Каспийского моря. Сеймотектоника этого сегмента центральной части Альпийского–Гималайского складчатого пояса была объектом многих исследований и достаточно хорошо изучена в сейсмическом отношении [Бунэ и др., 1976; Уломов, Шумилина, 1999; Уломов, Данилова и др., 2006, 2007]. Практически вдоль всего профиля очаги землетрясений расположены в пределах земной коры. Заглубленные до 100–150 км гипоцентры имеют место в районе Кипра, а также на участке пересечения этого профиля с профилем Анатолия–Эльбурс в районе города Эрзинджан, в восточной Турции, и под Большим Кавказом. Сведения о сильных землетрясениях с $M > 7.0$ в юго-западной части профиля собраны за период, превышающий 3 тыс. лет (с 1356 г. до н.э.). За исторический период (526–1114 гг.) здесь выявлено четыре землетрясения с $M \geq 7.8$ (526 г., $M = 7.9$; 859 г., $M = 8.0$; 1046 г., $M = 7.8$; 1114 г., $M = 8.0$). Этот участок, по историческим данным, один из самых активных в пределах изучаемой территории. Вместе с тем обращает на себя внимание, что с 1900 г. здесь пока не произошло ни одного землетрясения с магнитудой $M \geq 6.8$. Последние сильные землетрясения с $M = 7.3$ и с $M = 7.0$ возникли в восточной Турции в 1872 и 1893 гг. В то же время за период 1900–2004 гг. заметно активизировалась северо-восточная часть профиля (севернее 38°N), где имели место многочисленные землетрясения с $M \geq 6.8$ в 1905, 1924, 1939, 1966, 1971 гг., случившиеся на территории Турции, а в 1988 и 1991 гг. – в Армении (Спитак) и Грузии (Рача–Джава). Самым крупным было Эрзинджанское землетрясение 1939 г. с $M = 7.8$. Характерной особенностью проявления сейсмичности вдоль всего рассматриваемого профиля явилось интенсивное высвобождение сейсмической энергии на протяжении семи столетий (500–1200 гг.), сменившееся таким же по продолжительности относительным сейсмическим затишьем (1200–1900 гг.).

Профиль Анатолия–Эльбурс (2) практически на всем своем протяжении характеризуется высоким сейсмическим потенциалом. Сейсмичность и сеймотектоника его западной части, а также миграционные процессы, широко освещены в многочисленных научных публикациях о Северной Анатолии. Здесь в 1419, 1457, 1481, 1509 и 1668 гг. имели место сильные землетрясения с $M = 7.5$ –8.0. Каталог сейсмических событий XX в. включают в себя Эрзинджанское землетрясение 1939 г. ($M = 7.8$), а также землетрясения 1942 г. ($M = 7.0$), 1943 г. ($M = 7.3$) и 1944 г. ($M = 7.3$), трассирующие Северо-Анатолийский разлом. В 1999 г. на западном окончании профиля, в районе Измит, произошли два землетрясения с $M = 7.5$ и 7.2, повлекшие за собой большие разрушения и многочисленные жертвы.

Иранская часть профиля так же четко прослеживается очагами крупных землетрясений. В пределах профиля отмечено пять таких сейсмических событий – в 856 г. ($M = 8.1$), 958 г. ($M = 8.0$), 1046 г. ($M = 7.8$), 1668 г. ($M = 8.0$) и в 1939 г. ($M = 7.8$). Землетрясение 1046 г., как и 1939 г., произошло на пересечении с профилем Кипр–Кавказ (1). Здесь же отме-

чены заглубленные (>50 км) очаги слабых землетрясений. На территории Северного Ирана этот профиль трассируется очагами землетрясений с $M=8.0-8.1$, случившимися в 856 и 958 гг., а также землетрясениями 1042, 1550, 1608, 1721 и 1780 гг. с $M=7.5\pm 0.2$. Аналогичные сейсмические события имели место относительно недавно – в 1976 г. ($M=7.5$, Калдиран, на границе Турции и Ирана) и в 1990 г. ($M=7.4$, Рудбар, Иран). Они как бы заполнили существовавшие до этого момента «бреши» между очагами землетрясений прошлых веков.

Профиль Эльбурс–Туран (3) в какой-то мере условный. Структуры в его северо-восточной части, почти ортогонально секущие северо-западное продолжение Южного Тянь-Шаня, как уже упоминалось, были впервые выделены и описаны автором в 1972–1974 гг. [Уломов, 1972, 1974], а затем подтвердились и Газлийскими землетрясениями [Уломов, 1986]. Здесь уместно заметить, что исследования сейсмичности Туранской плиты в 1965–1974 гг., т.е. задолго до Газлийских землетрясений, позволили на основе деформационных наблюдений успешно осуществить их долгосрочный прогноз [Каржаув, Уломов, 1966; Уломов, 1974], который подтвердился спустя 10 лет после первой (1966 г.) и через два года после последней (1974 г.) публикации. По отношению к простиранию основных альпийских геоструктур этот профиль является поперечным, пересекает три продольных профиля (2, 4, 5) и распадается на три участка, характеризующихся различной сейсмической активностью. Первый, наиболее активный, простирается от Эльбурса до Копетдага, включительно, где он пересекается с продольным профилем Крым–Копетдаг (4). Следующий по сейсмическому потенциалу участок расположен на его пересечении с профилем Южный Тянь-Шань (5), где в 1976 и 1984 гг. в одном и том же очаге произошли три Газлийские землетрясения. Не исключено, что в случае продления этого профиля на северо-восток, вплоть до хребта Каратау, в его пределы попадут и очаги менее крупных сейсмических событий, в том числе Чиилийского землетрясения 1929 г. с магнитудой около $M=6.5$. Наконец, третий участок профиля Эльбурс–Туран заключен между первыми двумя и характеризуется относительной геодинамической стабильностью, хотя и здесь встречаются эпицентры незначительных сейсмических событий. Наиболее сильные землетрясения в пределах всего этого профиля произошли в 856 г. ($M=8.1$) и 958 г. ($M=8.0$) на его пересечении с профилем Анатолия–Эльбурс (2). К пересечению с профилем Крым–Копетдаг (4) относятся крупные исторические землетрясения ~2000 г. до н.э. ($M=7.1$), 10 г. н.э. ($M=7.1$) и 943 г. ($M=7.6$). Сейсмическими событиями таких же магнитуд являются Гифанское землетрясение 1929 г. и Ашхабадское 1948 г. В результате последнего практически полностью была уничтожена столица Туркменистана с почти стотысячным населением.

Профиль Крым–Копетдаг (4) так же можно отнести к наиболее важным в решении задач по прогнозу сейсмической обстановки на Северном Кавказе. Этот профиль наиболее детально исследован нами в работах [Уломов и др., 1999; 2002; Уломов, 2003; Уломов и др., 2005]. Как и профиль Анатолия–Эльбурс (2), он является поперечным к направлению действующих геодинамических сил со стороны Аравийской плиты, и включает в себя два оффшорных участка – прибрежную северо-восточную область Черного моря и центральную часть Каспия. Этот профиль, в целом достаточно четко прослеживаемый по геолого-геофизическим и сейсмологическим данным, можно разделить на четыре части. Западная часть простирается от Крыма до середины Большого Кавказа и характеризуется относительно малым числом умеренных землетрясений при наличии палеосейсмологических свидетельств об очень крупных древних сейсмических событиях (с $M=7.0$ и более). Сюда же следует отнести и сильное Ялтинское землетрясение 1927 г. с $M=6.8$ и другие аналогичные по величине сейсмические события, в том числе Анапское землетрясение 800 г. до н.э. ($M=6.5$), два Керченских землетрясения – 63 г. до н.э. ($M=6.4$, Понтикапейское), 275 г. ($M=6.4$) и Нижнекубанское 1879 г. ($M=6.0$). Имеются сведения о сейсмических событиях 1100 и 1750 гг. с $M=7.0\pm 0.2$, случившихся на северо-западе Большого Кавказа. В XX в. здесь произошли Тебердинское землетрясение 1905 г. ($M=6.4$), Чхалтинское 1963 г.

($M=6.4$) и Рача-Джавское 1991 г. ($M=6.9$) в местах, где ранее землетрясений подобной величины не было отмечено.

Следующей частью является сейсмически активная восточная половина Большого Кавказа, включающая в себя область пересечения этого профиля с профилем Кипр–Кавказ (1). Третий, оффшорный, участок занимает центральную часть Каспийского моря, а четвертый относится к Копетдагу и области пересечения с профилем Эльбурс–Туран (3). Очаги землетрясений расположены преимущественно в земной коре и лишь отдельные возникают на глубинах до 50 и даже 100 км в акватории Каспийского моря, в Копетдаге и в восточной части Большого Кавказа.

Самые крупные землетрясения вдоль этого профиля произошли по обе стороны от Каспийского моря: в 1668 г. ($M=7.8$) – в районе Шемахи, в юго-восточных отрогах Большого Кавказа, и в 1895 г. на западе Туркмении, южнее города Красноводск ($M=7.9$). В XX – начале XXI вв. здесь же возникли Казанджикское 1946 г. ($M=7.0$) и Балханское 2000 г. ($M=7.3$) землетрясения. На Копетдагском участке профиля за исторический период известны землетрясения 943 г. ($M=7.6$), 1209 г. ($M=7.4$), 1389 г. ($M=7.3$), 1405 г. ($M=7.6$). В XX в. возникли Гифанское (Гермабское) 1929 г. ($M=7.2$) и Ашхабадское 1948 г. ($M=7.3$) землетрясения. В 1902 г. по другую сторону Каспия произошло очередное Шемахинское землетрясение ($M=6.9$). Активен в сейсмическом отношении участок в акватории Каспийского моря, соединяющий полуострова Челекен и Апшерон. Здесь в 1911, 1931, 1935, 1986 и 1989 гг. произошли землетрясения с $M=6.0$ – 6.5 .

Профиль Южный Тянь-Шань (5) по выразительности начертания и высокой сейсмической активности внутрикоровых землетрясений занимает первое место в Средней Азии [Уломов, 1974]. Он простирается на 2500 км от западных окраин Китая до Аральского моря и, возможно, значительно дальше. Сейсмичность Южного Тянь-Шаня, как и всей территории Средней Азии, внимательно стала изучаться лишь с конца XIX в. Самое крупное из известных в пределах Южного Тянь-Шаня землетрясений произошло в 1902 г. в Кашгарии, на границе Таджикистана и Китая, и имело магнитуду $M=7.8$. Здесь же в 1955 и 1985 гг. возникли землетрясения с $M=7.1$ и 7.0 . На противоположном, западном, окончании активной части этого профиля, в отрогах Гиссарского хребта, в 1907 г. произошли практически одновременно два Каратагских землетрясения с $M=7.4$ и 7.3 . До возникновения в 1976 и 1984 гг. на северо-западном продолжении Южного Тянь-Шаня Газлийских землетрясений местоположение очагов Каратагских событий представлялось границей между сейсмоактивным орогеном и практически асейсмичной Туранской плитой. К крупным землетрясениям относятся Хаитское 1949 г. ($M=7.4$) на территории Таджикистана и близкое ему по магнитуде ($M=7.3$) землетрясение 1949 г. на западе Китая. В 1974 г. на границе Таджикистана и Китая случилось Маркансуйское землетрясение с $M=7.3$. В 1978 г. южнее Ферганской долины произошло Алайское землетрясение с $M=6.8$. Оно примечательно тем, что было официально предсказано прогностической службой Узбекистана за два дня до своего возникновения. Этот удачный краткосрочный прогноз, наряду с известным прогнозом Хайченского землетрясения 1975 г. китайскими геофизиками, занесен в annales ЮНЕСКО.

Сейсмический режим линеаментов

На рис. 3 приведены графики повторяемости землетрясений, имевших магнитуду от 4.0 ± 0.2 до 8.0 ± 0.2 и произошедших в пределах каждого из рассматриваемых профилей. Вдоль оси абсцисс отложены значения M в интервалах ± 0.2 и с шагом 0.5 единицы магнитуды, вдоль оси ординат – десятичные логарифмы среднегодового числа N соответствующих сейсмических событий. Жирными точками показана наблюдаемая частота возникновения таких землетрясений. Прямые линии, полученные методом максимального правдоподобия, аппроксимируют точечные значения и описываются уравнениями, приведенными на каждом из графиков.

Ранее, в работе [Уломов, Шумилина, 1999] было показано, что практически во всех регионах Северной Евразии крупные землетрясения возникают гораздо чаще, чем это «положено» им по экстраполяции графиков в сторону больших магнитуд. Причем наибольшие отклонения от экспоненты вверх обычно наблюдаются в интервале $M = 7.0 \pm 0.5$. После магнитуды $M = 7.5$ значения частоты событий вновь приближаются к логлинейной прямой, увеличивая угол своего наклона. Это же нашло отражение почти на всех графиках рис. 3. Природа такого явления может быть объяснена с позиций разломообразования в среде, которая с глубиной меняет свои плотностные, прочностные и динамические свойства. В случае однородной среды ее дробление подчинялось бы фрактальным закономерностям, и логарифмические графики были бы действительно прямолинейными.

Аномальным в этом отношении выглядит пониженное значение величины наблюдаемой повторяемости землетрясений с $M = 8.0 \pm 0.2$ вдоль профиля Анатолия–Эльбурс, что может указывать на дефицит таких землетрясений в его пределах и на повышенную вероятность их возникновения в ближайшем будущем. В таблице справа на рис. 3 для каждого из профилей приведены расчетные средние значения периодов повторяемости землетрясений с $M = 7.0 \pm 0.2$, 7.5 ± 0.2 и 8.0 ± 0.2 , вычисленные по соответствующим уравнениям.

Как видно, углы наклона b отрезков аппроксимирующих прямых имеют вполне реалистичные значения, что указывает на правомерный выбор размеров площадей рассматриваемых профилей. Несколько заниженной выглядит величина $b = -0.7$ для профиля Анатолия–Эльбурс, что можно объяснить менее надежной представительностью здесь слабых сейсмических событий, по сравнению с землетрясениями больших магнитуд.

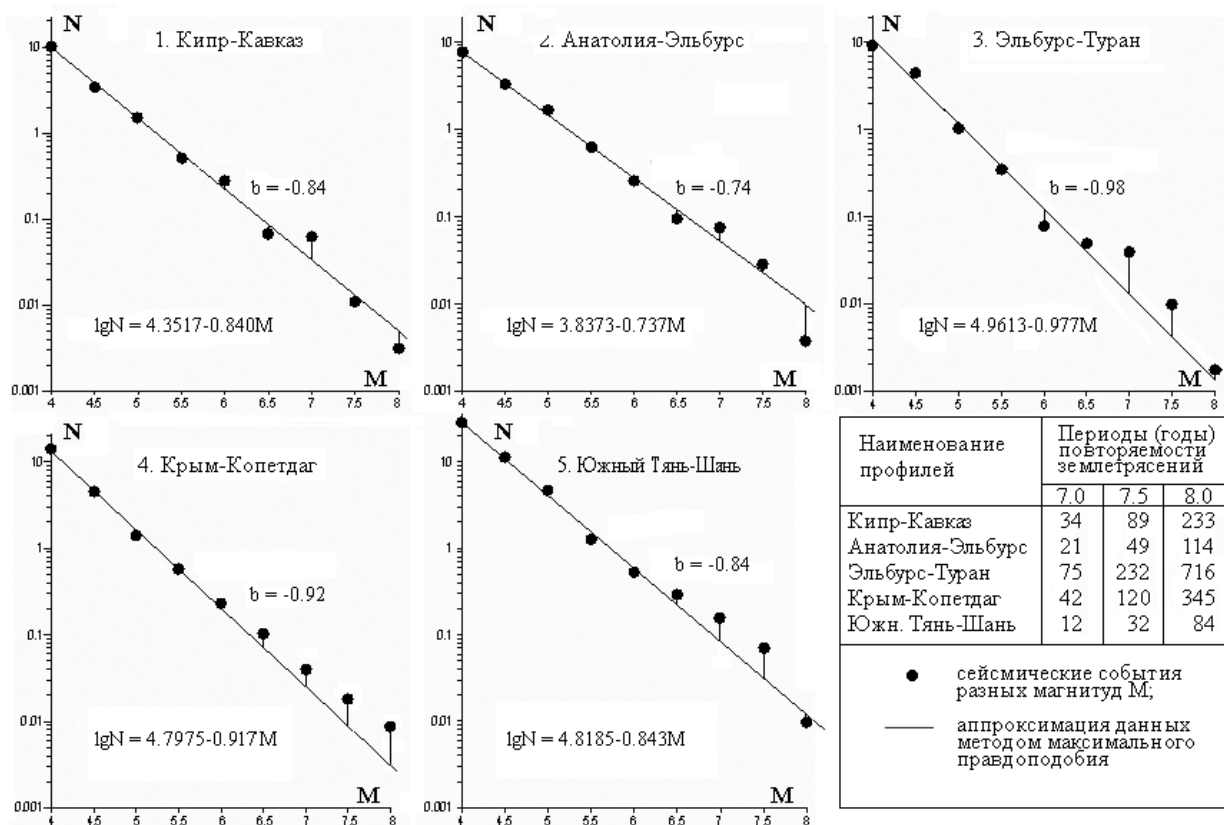


Рис. 3. Интервальные графики повторяемости землетрясений с $M = 4.0 \pm 0.2 \div 8.0 \pm 0.2$ внутри каждой из рассматриваемых полос 1 – 5. Справа внизу показаны условные обозначения и периоды повторяемости наиболее крупных землетрясений с $M = 7.0 \pm 0.2$, 7.5 ± 0.2 и 8.0 ± 0.2 .

Миграция сейсмической активизации

Изучению миграции сейсмической активизации в разные годы было посвящено много публикаций. Одними из первых их авторами были ташкентские ученые М.П.Репников и Н.В.Васильковский [Васильковский, Репников, 1940]. Позже появились и другие

публикации на эту тему [Бутовская, Коньков, Нерсесов, Уломов и др., 1961; Уломов, 1967, 1988; Губерман, 1979; Никонов, 1984; Маламуд, Николаевский, 1989; и др.], в том числе и за рубежом. Аналогичные исследования были развиты нами на примере линейных сейсмогенных структур Иран–Кавказ–Анатолийского и Центрально-Азиатского регионов. Миграция сейсмических очагов была объяснена с позиций распространения вдоль сейсмических линейных деформационных волн, провоцирующих землетрясения [Уломов, 1974, 1986, 1988 а, б, 1993 а,б; Уломов В.И., Полякова Т.П., Медведева Н.С., 2002; Уломов, Данилова и др., 2006, 2007].

На рис. 4 представлено пространственно-временное распределение сейсмических очагов с $M=7.0\pm 0.2$, 7.5 ± 0.2 и 8.0 ± 0.2 , возникавших в течение весьма продолжительного интервала времени вдоль профилей Кипр–Кавказ, Анатолия–Эльбурс, Эльбурс–Туран и Крым–Копетдаг.

Вдоль оси абсцисс отложены расстояния, начиная с западных концов каждого из профилей, а по оси ординат – время (годы) возникновения сейсмических событий. Кружками разного диаметра помечены моменты возникновения всех известных землетрясений с магнитудой 7.0 ± 0.2 (меньший размер), 7.5 ± 0.2 (средний) и 8.0 ± 0.2 (максимальный). Возле наиболее крупных и значимых для анализа событий указан год их возникновения. Пунктирными стрелками показано направление вероятной миграции, а сплошными – более надежные тренды, которые детально рассмотрены ниже.

Профиль Кипр–Кавказ (1) характеризуется достаточно плотной и наиболее продолжительной последовательностью землетрясений, по сравнению с другими профилями. За рассматриваемый период времени основная масса сейсмических событий возникала в окрестностях очагов наиболее крупных землетрясений 526 и 859 гг. В 1046 г. очаговая область сместилась к северу, а затем вновь возвратилась к югу. Далее наблюдалось некоторое рассеяние сейсмических событий, вплоть до 1616 г., после чего наступило 136-летнее затишье, а следом за ним вновь возникла плотная последовательность землетрясений с наиболее ярко выраженной миграцией в северо-восточном направлении.

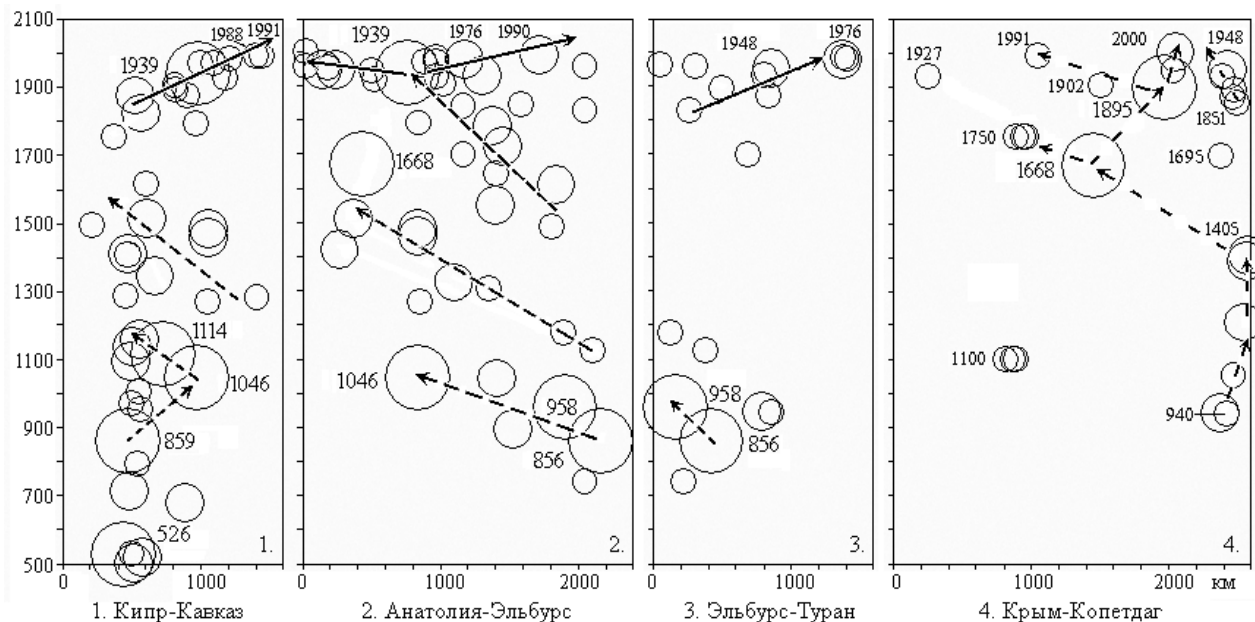


Рис. 4. Пространственно-временное распределение очагов землетрясений и явление миграции сейсмической активизации вдоль профилей Кипр–Кавказ, Анатолия–Эльбурс, Эльбурс–Туран и Крым–Копетдаг.

Профиль Анатолия–Эльбурс (2), как и предыдущий, содержит пять самых крупных событий с $M=8.0\pm 0.2$, хотя и уступает ему по протяженности. Здесь за период с 742 г., т.е. с момента первого землетрясения с $M \approx 7.0$, до самого крупного за последнее время Эрзинджанского землетрясения 1939 г. с $M=7.8$ прослеживаются три периодически повторяющиеся кластера миграции сейсмических событий, имеющих, примерно, одинаковую

400-летнюю продолжительность (740–1100, 1100–1500, 1500–1939 гг.), но несколько различную скорость миграции – 7, 4 и 3 км/год, соответственно. Каждая из последовательностей, начинаясь на юго-востоке, завершается наиболее крупным землетрясениями с $M \approx 8.0$ на северо-западе. Первая и третья из них имеют одинаковую протяженность и заканчиваются в эпицентральной области землетрясений 1046 и 1939 гг. На западном окончании наиболее протяженной второй последовательности в 1668 г. возникло одно из самых крупных здесь землетрясений с $M = 8.0 \pm 0.2$. Спустя 270 лет после него, что соответствует среднему периоду повторяемости таких событий вдоль этого профиля, произошло Эрзинджанское землетрясение, спровоцировавшее две ветви миграции – северо-западную, Анатолийскую, и юго-восточную, в сторону Эльбурса.

Профиль Эльбурс–Туран (3), как уже отмечено, является в какой-то мере гипотетичным. Характерная его черта – отсутствие землетрясений рассматриваемых магнитуд в течение продолжительного интервала времени – с 1177 г. по 1695 г., т.е. свыше 500 лет. Если для Турана такая историческая информация из-за низкой заселенности территории может отсутствовать, то для территории Ирана это выглядит аномально. В последующий период самыми крупными землетрясениями вдоль профиля (3) были катастрофическое Ашхабадское 1948 г. с $M = 7.3$ и Газлийские 1976 и 1984 гг. с $M = 7.0, 7.3$ и 7.2 .

Профиль Крым–Копетдаг (4) так же характеризуется разнородным распределением сейсмических очагов. Сведения о Шемахинском землетрясении 1668 г. с $M = 7.8$ во многом гипотетичны и признаются не всеми сейсмологами. Подозрительными являются и данные о тройном землетрясении с $M = 7.0$ в 1100 г. Что касается кластера очагов землетрясений, возникших в интервале 940–1405 гг. в восточном окончании профиля, то сомнений в их достоверности значительно меньше. Однако и здесь наблюдается почти 450-летнее (1405–1851 гг.) отсутствие крупных землетрясений. Несмотря на то, что миграционные процессы для широкого диапазона магнитуд в этой части рассматриваемого профиля обсуждались в работе [Уломов, Кузин и др., 2005], все возможные пути миграции вдоль него показаны пунктиром. С некоторой уверенностью можно говорить о юго-восточном тренде в сторону Казанджикского землетрясения 1946 г. ($M = 7.0$) и относительно недавнего землетрясения с $M = 7.3$ в отрогах Большого Балхана, на западе Туркмении. Не исключено, что с Красноводским землетрясением 1895 г. связано и Ашхабадское 1948 г., и другие сейсмические события в его окрестностях, сближенные во времени. Весьма обособленно расположен очаг Ялтинского землетрясения 1927 г. ($M = 6.8$) на западном окончании профиля.

Сейсмогеодинамическая модель миграционных процессов

Как показывают исследования, перестройка существующих и возникновение новых структурно-динамических связей в иерархии геоблоков и очагов землетрясений приводят к явлениям самоорганизации и к упорядоченному развитию сейсмических процессов. Этому в значительной мере способствует иерархическая структура слоисто-блоковой среды, предопределяющая ее особую реакцию на деформационные воздействия. Так, если эти воздействия слабые, то сейсмический режим в том или ином конкретном регионе почти стационарен и характеризуется хаотическим возникновением слабых землетрясений. При увеличении вынуждающих сил СГД-система переходит в качественно новое и более организованное состояние. На макроскопическом уровне возникает самоорганизация, обусловленная кооперативным взаимодействием иерархии геоблоков, очагов землетрясений и геодинамических процессов. В результате формируются деформационные волны, имеющие солитонную природу и распространяющиеся в межблочных швах фрактально построенной среды. Их роль в «сейсмической погоде» литосферы можно уподобить деятельности метеорологических солитонов – циклонов и антициклонов, диктующих ту или иную погодную обстановку в воздушной оболочке Земли. По аналогии с метеорологией, литосферные геосолитоны названы автором геонами – G-волнами [Уломов, 1988a].

Физические представления о геодинамической природе наблюдаемых миграционных процессов, предложенные и обсуждаемые в работах [Уломов, 1967, 1989, 1993а, б], иллюстрирует рис. 5. В его верхней части показано перемещение правого борта разлома F под давлением приложенных к нему сил (три крупные стрелки). Поскольку одновременное перемещение пород вдоль всего разлома практически невозможно по энергетическим причинам, перенос напряжений и деформаций осуществляется как бы по частям – в виде локализованных (солитоноподобных) деформационных волн – геонов (G). Именно они обеспечивают динамику взаимодействующих геоблоков и направленность развития СГД-процессов в разломно-блоковой структуре земной коры и всей литосферы. Распространяясь вдоль разломов, геоны последовательно перемещают их борта. При своем движении они создают и разрушают разнообразные зацепы пород вдоль разлома, провоцируя тем самым возникновение очагов землетрясений.

В средней части рис. 5 показана динамика разлома F, поясняющая природу континуально-дискретного перемещения его правого борта. Эта модель продолжает развитие «теории упругой отдачи» Дж. Рейда [Reid, 1911], объясняющей механизм отдельного сейсмического очага, но распространяет ее на всю взаимосвязанную совокупность множества сейсмических очагов вдоль протяженного активного разлома или системы разломов. На аналогию в развитии СГД-процессов внутри отдельных очагов и в крупных сейсмогенных зонах было указано в книге [Уломов, 1974], где проиллюстрировано, что каждое

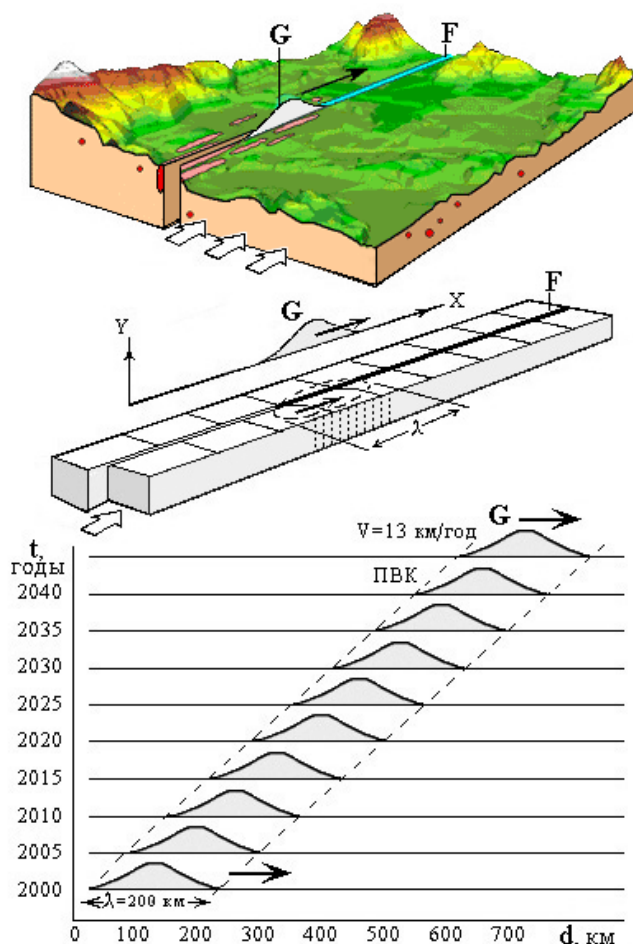


Рис. 5. Перемещение вдоль разлома F деформационной волны G, обуславливающей миграцию области сейсмической активизации.

отдельное землетрясение со своими афтершоками является моделью крупной тектонической зоны и ее поведения во времени.

Область, о контуренная пунктирным эллипсом в центральной части рис. 5, по изгибу параллельных линий, которыми помечена поверхность этой модели, сходна с представлениями Дж. Рейда о процессе разрыва в отдельном очаге. В нашем же случае – это область наибольших упругих напряжений и деформаций на локальном участке протяженного разлома, возникшая в результате последовательного перемещения его правого борта.

Ближний участок разлома, вдоль которого уже переместился геон G и произошли спровоцированные им землетрясения, показан смещенным участком правого борта разлома и сдвинутыми отрезками параллельными линиями, условно помеченных на «земной» поверхности.

Дальний, не потревоженный еще подвижками (т.е. «склеенный») участок разлома, изображен жирной линией. Пунктирным эллипсом и вертикальной штриховкой показана область λ уплотняющейся толщи, которая постепенно, со скоростью V, продвигается вдоль разлома. Такому перемещению способствуют как медленный крип, так подвижки в

очагах землетрясений, возникающих в пределах этой области, названной нами областью сейсмической активизации (ОСА) [Уломов, 1988а,б].

Кинематические параметры движущегося геона напоминают распространение обычных сейсмических волн, но перемещаются они значительно медленнее – со скоростью от единиц до десятков км/год. Движение геона так же характеризуется годографом (нижняя часть рис. 5), представляющим собой полосу, соответствующую длине λ волны геона и названную автором пространственно-временным каналом (ПВК).

Зная скорость V перемещения геона, можно осуществлять долгосрочный прогноз местоположения ОСА, а также оценивать величину магнитуды и предсказывать интервал времени (годы), в течение которого с определенной вероятностью должны произойти предстоящие землетрясения. Более строгий математический аппарат к изучению формирования структуры очаговой сейсмичности и распространения G-волн может быть применен с современных позиций теории фракталов, перколяции и синергетики, в том числе на основе фрактальной решеточной модели (РМ) сейсмогенеза [Уломов, 1987а,б; 1988].

Таким образом, геон проявляется на земной поверхности локализованной областью уплотняющегося (в случае сжимающих геодинамических напряжений) или разуплотняющегося (в случае растяжения) объема геологической среды, перемещающейся вдоль бортов разломов. Сейсмогеодинамический потенциал геона (M_G), обусловленный размерами и геодинамикой соответствующей разломно-блоковой структуры, определяется магнитудой возникающих в его пределах максимальных возможных землетрясений (M_{max}). Вероятность возникновения сейсмических очагов с M_{max} наиболее высока в центре геона. Однако они могут происходить и в любой другой его части (фронтальной, тыловой), в зависимости от стадии подготовки и механизма подвижки в потенциальных очагах.

Для иллюстрации упорядоченности пространственно-временного развития СГД-процессов, обусловленной движением геонов, на рис. 6 в укрупненном масштабе приведены фрагменты графиков рис. 4 для продольных профилей Кипр–Кавказ и Эльбурс–Туран, миграция вдоль которых после 1820 года выражена более отчетливо. Тонким пунктиром оконтурены соответствующие ПВК, а жирным показаны генерализованные годографы (оси ПВК) перемещения соответствующих G-волн, характеризующиеся скоростью V (км/год) миграции сейсмической активизации и длиной λ (км) деформационной волны. Величина этих параметров указана на каждом из графиков рис. 6.

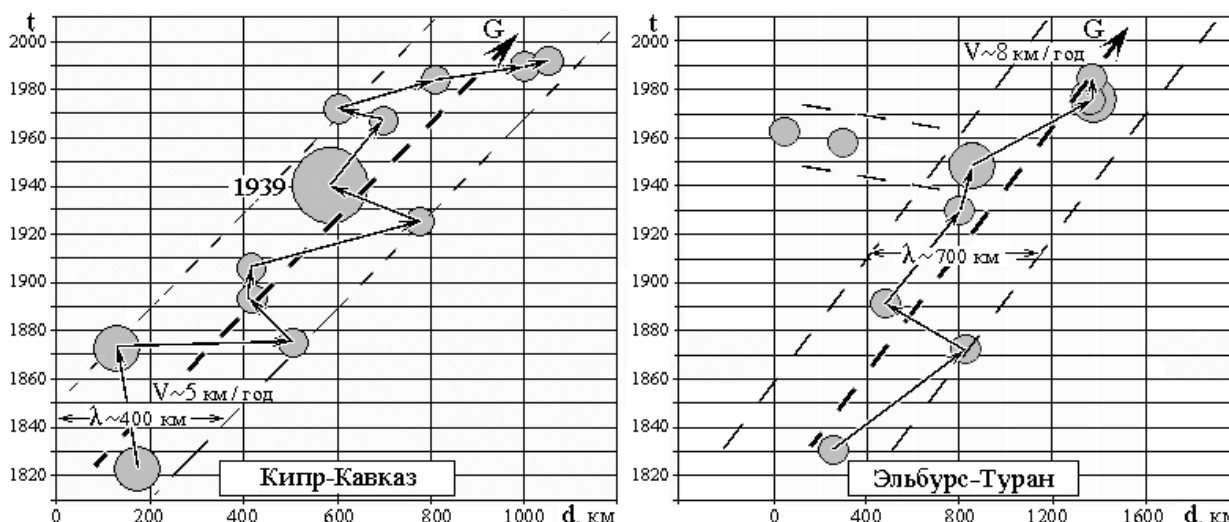


Рис. 6. Миграция сейсмической активизации вдоль профилей Кипр–Кавказ и Эльбурс–Туран. Кружки меньшего диаметра соответствуют магнитуде $M=7.0 \pm 0.2$, среднего – $M=7.5 \pm 0.2$ и максимального – $M=8.0 \pm 0.2$.

Как видно, наиболее ярко процесс миграции очагов наблюдается вдоль профиля Кипр–Кавказ. Соответствующий ПВК характеризуется относительно небольшой длиной волны ($\lambda=400$ км) и невысокой скоростью перемещения геона ($V=5$ км/год). Здесь на протяжении почти 250 лет прослеживается четкая (особенно после землетрясения 1939 г.) миграция в се-

веро-восточном направлении всей совокупности очагов землетрясений рассматриваемых магнитуд. Два последних землетрясения с $M=7.0\pm 0.2$ произошли на территории Армении (Спитак, 1988 г.) и Грузии (Рача–Джава, 1991 г.). Местоположение очага землетрясения на территории Грузии фактически было предсказано в работе [Уломов, 1988б], где был описан район возникновения очередного (после Спитакского) сейсмического события такой величины. Там же было впервые указано на то, что потенциально опасная область простирается и на восточную часть Северного Кавказа. Эта угроза сохраняется по сей день и растет с каждым годом.

Примечательно, что не менее четко проявилась сейсмическая миграция в том же северо-восточном направлении и вдоль профиля Эльбурс–Туран, несмотря на высказанные выше оговорки о его условности.

Последовательность возникновения крупных землетрясений

Последовательное накопление сейсмических событий в достаточно узких интервалах магнитуд (± 0.2 единицы M) на территории каждого из рассматриваемых профилей и их прогноз на будущее иллюстрирует рис. 7.

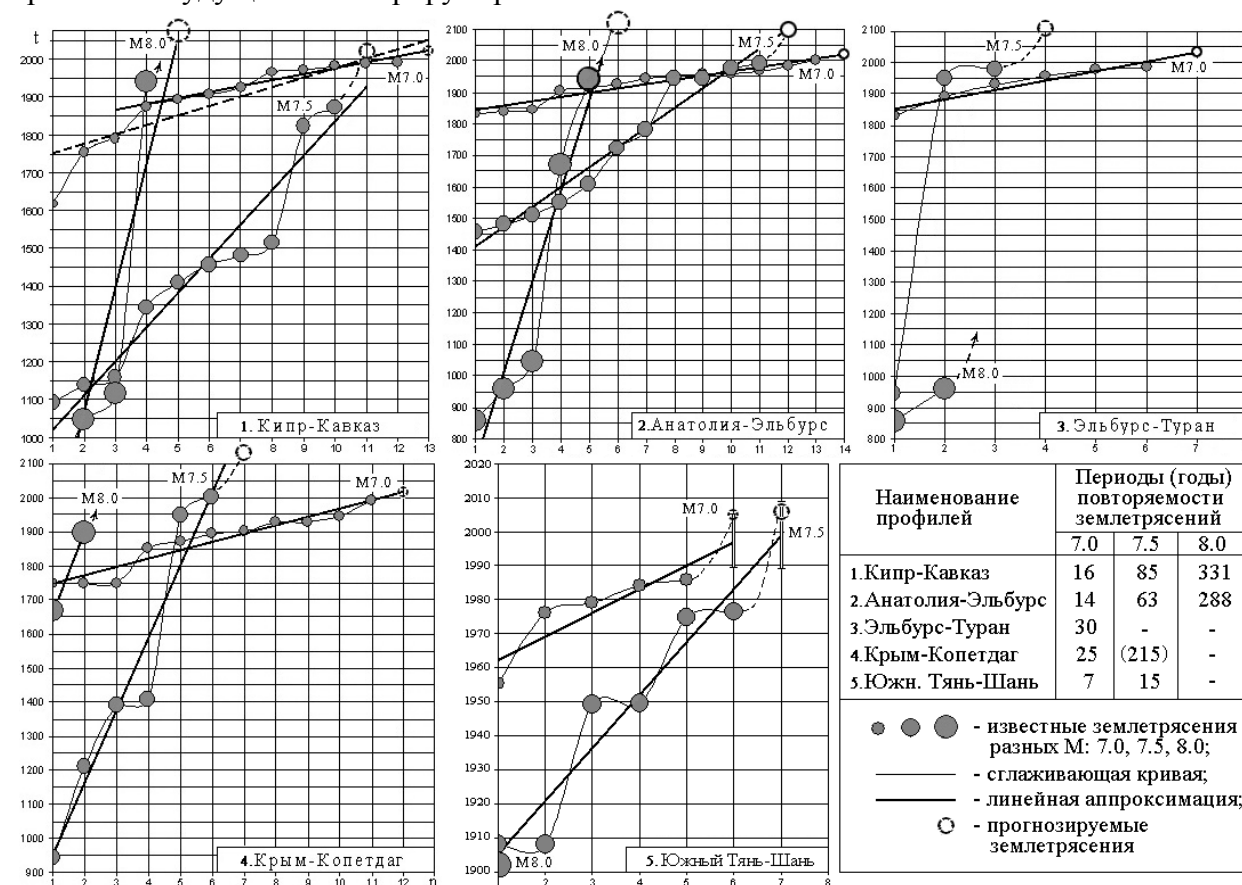


Рис. 7. Последовательности возникновения сейсмических событий в интервалах магнитуд $M=7.0\pm 0.2$, 7.5 ± 0.2 и 8.0 ± 0.2 вдоль профилей Кипр–Кавказ, Анатолия–Эльбурс, Эльбурс–Туран, Крым–Копетдаг и Южный Тянь–Шань.

По аналогии с годографами, вдоль оси ординат каждого из графиков отложено время (t , годы), а по оси абсцисс – порядковые номера землетрясений в каждой из хронологических последовательностей. Прямые линии аппроксимируют всю совокупность событий соответствующих магнитуд, а кривые получены на основе сплайновой интерполяции исходных точечных данных. Углы наклона прямых линий, определяют величину средних периодов повторяемости землетрясений данных магнитуд в каждой из последовательностей событий. Значения этих периодов приведены в сводной таблице на этом же рисунке. Темными кружками показаны уже произошедшие землетрясения, белыми – прогнозируе-

мые, время возникновения которых вычисляется на основе экстраполяции сплайнов или аппроксимирующих прямых.

Если бы сейсмические события возникали равномерно во времени, то все они располагались бы строго вдоль прямых линий, и предсказывать время возникновения очередных землетрясений было бы несложно. Вместе с тем, хотя реальная картина и не столь идеальна, но и она характеризуется ярко выраженными закономерностями. Чем выше аппроксимирующая линия (или ее участок), тем выше скорость накопления событий, т.е. выше частота их появления и, соответственно, меньше период повторяемости. И наоборот, более крутые участки соответствуют понижению скорости накопления и более редкому возникновению землетрясений. Поэтому и с ростом магнитуды графики становятся круче, а с ее уменьшением – положе.

Как видно, практически всем сплайновым кривым свойственно волновое начертание, отражающее общую геодинамику всего региона и отдельных его частей, в состав которых входят рассматриваемые профили. Так, вслед за увеличением частоты повторения землетрясений наблюдается более редкое их возникновение, а иногда и продолжительное сейсмическое затишье, что в целом может быть обусловлено перемещением деформационных волн региональной и субрегиональной протяженности.

Другим обстоятельством, на которое следует обратить внимание, является пересечение графиками оси ординат. Так, если углы их наклона объективно отражают средние долговременные (а в случае кривых – кратковременные) изменения величин периодов повторяемости землетрясений соответствующих магнитуд и могут использоваться при построении традиционных графиков повторяемости, то абсолютный уровень графиков накопления событий по оси времен несколько искусственен, поскольку определен выбором представительных исходных данных, обусловленным полнотой используемых каталогов землетрясений. Это демонстрируется на примере профиля Кипр–Кавказ для графика $M=7.0\pm 0.2$, который построен в двух вариантах – менее надежном, начинающемся с 1616 г. (пунктир), и более уверенном – с 1874 г. (сплошная линия). Аномальный спад графика в интервале 1616–1874 гг. иллюстрирует неполноту этой части каталога. Более надежный график указывает на 20-летний прогностический срок (с 2013 по 2036 гг.) наиболее вероятного возникновения землетрясения с магнитудой $M=7.0\pm 0.2$ на этом профиле. Кстати, адекватный выбор интервала представительности (репрезентативности) каталогов землетрясений заданных магнитуд является ещё одним достоинством графиков накопления сейсмических событий.

Продолжая анализировать графики вдоль профиля Кипр–Кавказ, следует обратить внимание на 133-летнее отсутствие здесь землетрясений с $M=7.5\pm 0.2$. Последнее из них случилось в 1872 г. на юге Турции. Вероятность возникновения следующего достаточно высока. Нельзя исключить и более продолжительное сейсмическое затишье, как это уже наблюдалось между 1513 и 1824 гг. после часто возникающих до этого момента землетрясений с $M=7.5\pm 0.2$. Сказать что-либо более определенное о прогнозе сейсмических событий с $M=8.0\pm 0.2$ вдоль рассматриваемого профиля сейчас трудно. Последним из них было Эрзинджанское землетрясение 1939 г. До этого, как видно, после двух аналогичных землетрясений 1046 г. ($M=7.8$) и 1114 г. ($M=8.0$) в юго-восточной Турции, на протяжении более 800 лет таких событий не наблюдалось.

Профиль Анатолия–Эльбурс характеризуется достаточно высокой информативностью. Землетрясения вдоль него происходят весьма равномерно во времени, хотя и здесь можно обнаружить некоторую синусоидальность в сплайновой аппроксимации исходных данных. Высока вероятность возникновения в ближайшее время землетрясения с $M=7.0\pm 0.2$. Для событий с $M=7.5\pm 0.2$, возможно, начался подъем сплайнового графика, и более вероятное время возникновения такого землетрясения заключено в интервале 2056–2146 гг. Землетрясение с $M=8.0\pm 0.2$, по-видимому, ожидается не ранее 2100 г, но из-за большого разброса данных (2003–2311 гг.) может быть реализовано и в ближайшее время.

Профиль Эльбурс–Туран (3) самый неоднородный в сейсмическом отношении, и прогнозирование развития сейсмических процессов вдоль него затруднительно. Наиболее упорядоченно развивается поток сейсмических событий с $M=7.0\pm 0.2$. С некоторой степенью надежности можно судить о вероятности возникновения такого землетрясения в интервале 2017–2050 гг. О прогнозе событий с $M=7.5\pm 0.2$, и тем более с $M=8.0\pm 0.2$, говорить пока не приходится.

Профиль Крым–Копетдаг (4) характеризуется достаточно хорошей корреляцией в последовательности сейсмических событий с $M=7.0\pm 0.2$ и 7.5 ± 0.2 . Последние из них произошли относительно недавно. Это Рача–Джавское землетрясение 1991 г. с $M=6.9$ на севере Грузии и землетрясение 2000 г. с $M=7.3$ в отрогах Большого Балхана на западе Туркмении, случившееся спустя 52 года после аналогичного по магнитуде Ашхабадского землетрясения 1948 г. в той же сейсмогенной структуре. В отличие от достаточно равномерно происходящих событий с $M=7.0\pm 0.2$, четыре последних землетрясения с $M=7.5\pm 0.2$ возникали парами с интервалом, превышающим 500 лет. Первая пара относится к 1389 г. ($M=7.3$) и 1405 г. ($M=7.6$), вторая – к 1948 и 2000 гг. В ближайшие годы вдоль этого профиля более вероятны землетрясения с $M=7.0\pm 0.2$. О событиях с $M=8.0\pm 0.2$ сказать что-либо пока затруднительно.

Группирование землетрясений с $M=7.5\pm 0.2$ свойственно также профилю Южный Тянь-Шань (5), где отчетливо наблюдаются периодически возникающие парные сейсмические события. Это двойные Каратагские землетрясения 1907 г. с $M=7.4$ и 7.3 , Китайское 1949 г. с $M=7.3$ и Хаитское с $M=7.4$, Маркансуйское 1974 г. с $M=7.3$ и наиболее крупное Газлийское землетрясение 1976 г. с такой же магнитудой. Можно также заметить, что возникновение двух последних пар произошло на фоне уменьшения частоты событий с $M=7.0\pm 0.2$, описываемых сплайновой кривой. Что касается прогноза, то время очередных землетрясений указанных магнитуд в Южном Тянь-Шане уже давно истекло. Поскольку из событий с магнитудой $M=8.0\pm 0.2$ известно только одно – Кашгарское землетрясение 1902 г. ($M=7.8$), выявить какой-либо тренд для таких событий невозможно.

Очевидно, что во всех рассмотренных случаях прогнозы относятся ко всей площади того или иного профиля. Вместе с тем, с учетом сейсмической миграции и выявления местоположения потенциальных очагов можно более определенно говорить о конкретном месте и интервале времени ожидания прогнозируемого землетрясения.

СЕЙСМОГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Иерархический подход к прогнозу землетрясений

Землетрясения возникают в дискретной слоисто-блоковой среде, структура и динамика которой предопределены предыдущими геологическими эпохами и в конечном итоге обусловлены неоген-четвертичными и современными геодинамическими движениями. Связь крупных динамически активных геоструктур и сейсмичности четко выражена не только в глобальном масштабе в стройной геометрии литосферных плит, но и на региональном уровне в виде упорядоченной фрактальной иерархии геоблоков и разделяющих их линеаментов, отражающих разломно-блоковую тектонику и пространственное распределение очагов землетрясений разных магнитуд [Садовский, 1979; Садовский, Писаренко, 1991; Уломов, 1974, 1993а].

Исследования по сейсмическому районированию и долгосрочному прогнозу землетрясений показали, что подготовки крупных сейсмических событий следует рассматривать как систему, охватывающую разномасштабные иерархические уровни сейсмогеодинамической активизации. Чем крупнее сейсмические очаги и, соответственно, чем выше магнитуда генерируемых ими землетрясений, тем крупнее и объемы геологической среды, ответственные за их подготовку. Поэтому при изучении очаговой сейсмичности, сейсмического режима и при оценке сейсмической опасности той или иной территории всегда необходимо исходить из соответствующих размеров конкретных и генетически взаимо-

связанных геоструктур. Для наиболее крупных сейсмических очагов протяженность таких структур может достигать тысячи, а ширина – сотни километров. Так, исходной структурной единицей, определяющей величину максимального возможного землетрясения ($M_{\max} \approx 9$), является генетически единый в сейсмогеодинамическом отношении регион размером около 3 тыс. км.

Во временном отношении развитие сейсмических и сейсмогеодинамических процессов также исследуется с иерархических позиций. Чем выше магнитуда изучаемых землетрясений, тем более продолжительный отрезок времени следует рассматривать при анализе сейсмического режима. Упорядоченным образом представлена и иерархия солитоноподобных деформационных волн сейсмогеодинамической активизации – геонов, распространяющихся вдоль разломов соответствующих рангов.

По аналогии с метеорологией, в зависимости от пространственно-временных масштабов исследуемых объектов и времени, обычно рассматриваются «сейсмический климат», статистически свойственный тому или иному региону в целом, и «сейсмическая погода», заметно изменяющаяся во времени (рис. 8). Климату соответствует сейсмическое районирование, предсказывающее места и максимальный сейсмический эффект, ожидаемый при землетрясениях. Поскольку в этом случае оценка сейсмической опасности основывается не на прогнозе каждого отдельного сейсмического события, а на сейсмическом эффекте, создаваемом их совокупностью, знание времени возникновения таких событий как бы и не требуется. Однако вероятностный подход, на основе которого составлены новые карты общего сейсмического районирования территории Северной Евразии – ОСР-97, так или иначе предполагает наличие фактора времени в виде вероятности проявления тех или иных сейсмических событий в течение заданных временных интервалов [Уломов, Шумилина, 1999].

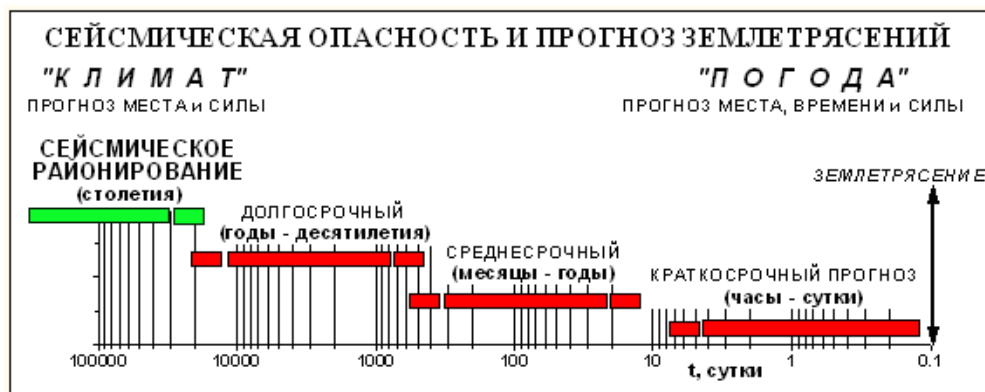


Рис. 8. Категории (типы) прогноза землетрясений. Вдоль оси абсцисс в логарифмическом масштабе указано время, измеряемое в сутках. Отсчет времени – справа налево, т.е. от момента возникновения прогнозируемого землетрясения, помеченного двойной стрелкой. Горизонтальные полосы показывают продолжительность времени (указано в скобках) реализации того или иного прогноза.

Прогноз сейсмической погоды, наряду с предсказанием места, магнитуды и силы конкретного землетрясения, должен в явном виде включать в себя и прогноз времени [Соболев, 1992].

Обычно рассматривают три категории таких прогнозов (см. рис. 8):

- долгосрочный прогноз, когда землетрясение прогнозируется на достаточно большой площади, а время его ожидания растянуто на годы и десятилетия;
- среднесрочный прогноз, когда землетрясение прогнозируется на относительно небольшой площади, а время ожидания измеряется месяцами и несколькими годами;
- краткосрочный прогноз, когда момент возникновения землетрясения должен предсказываться с точностью до нескольких суток и даже часов, а место – в конкретном пункте.

Как видно, прогностические интервалы времени, будучи представленными в логарифмическом масштабе (ось абсцисс на рис. 8), примерно равны друг другу, что также

указывает на самоподобие этих величин, аналогичное иерархии в других физических параметрах, характеризующих иерархическое дробление среды, размеры сейсмических очагов, магнитуды землетрясений, размеры областей, ответственных за их подготовку и реализацию, и др.

Среди приведенных типов прогноза наиболее «продвинутыми» являются сейсмическое районирование и долгосрочный прогноз крупных землетрясений. Что касается среднесрочного и краткосрочного предсказания времени возникновения землетрясений, то здесь хуже всего дело обстоит с краткосрочным прогнозом, несмотря на накопленный в течение многих десятилетий экспериментальный материал по самым разнообразным предвестникам.

Очевидно, что успешное решение проблемы сейсмического прогноза в ее широком понимании самым непосредственным образом связано не только с научными достижениями в каждой из названных категорий, но и с увязыванием всех этих исследований между собой. Соответствующей должна быть и стадийность (этапность) прогностических наблюдений: от сейсмического районирования – к долгосрочному и среднесрочному прогнозу, а затем – к идентификации потенциальных очагов землетрясений и к поиску их предвестников.

Можно сделать еще одно сравнение методологии прогноза сейсмической и метеорологической погоды. Так, в метеорологии благодаря довольно быстрому перемещению циклонов и антициклонов в атмосфере лучше всего удаются краткосрочные прогнозы, а долгосрочные весьма ненадежны. В сейсмологии же, наоборот, из-за чрезвычайно низких скоростей перемещения геонеров, предсказать в краткосрочном плане время возникновения землетрясения пока практически невозможно. Что касается долгосрочного прогноза, то для него медленное развитие сейсмогеодинамических процессов не является препятствием.

Долгосрочный сейсмогеодинамический прогноз крупных землетрясений

Обобщение всего комплекса полученных данных изображено на рис. 9, где в отличие от рис. 2 приведена лишь западная часть профиля Южный Тянь-Шань, расположенная на Туранской плите. Тем не менее, как уже показано, анализировалась сейсмогеодинамика всего этого линеамента. Как и на рис. 2, эллипсами изображены очаги всех известных землетрясений с $M=7.0\pm 0.2$, 7.5 ± 0.2 , 8.0 ± 0.2 , 8.5 ± 0.2 в их реальной ориентации и протяженности. Возле некоторых из них указаны год и магнитуда землетрясения. Две крупные черные стрелки на рис. 9 показывают направление геодинамического давления со стороны Аравийской и Индийской (с юго-востока, на карте) литосферных плит, а меньшие по размеру стрелки соответствуют «вынужденным» перемещениям участков земной коры под напором этих плит. Светлыми стрелками показано «противодействие» Скифско–Туранской плиты этим геодинамическим воздействиям. Протяженные пунктирные стрелки иллюстрируют направление миграции вдоль сейсмолинеаментов сейсмической активизации, описанной выше.

Выявленные региональные закономерности в пространственно-временном и энергетическом развитии сейсмических процессов, как и формы рельефа земной поверхности, обусловленные геодинамическим взаимодействием литосферных плит, позволяют рассматривать Иран–Кавказ–Анатолийский и Центрально–Азиатский регионы, а также области перехода от горных сооружений к Скифской и Туранской платформам, как единую сейсмогеодинамическую систему. Вместе с тем, при генетическом сходстве Скифской и Туранской частей СТП, где под чехлом платформенных осадочных образований залегают породы сильно дислоцированного герцинского фундамента, горные территории Иран–Кавказ–Анатолийского и Центрально–Азиатского сейсмоактивных регионов существенно различаются по своим прочностным и геодинамическим свойствам. Так, Южный и Центральный Тянь-Шань, сформировавшиеся за новейшее время, имеют эпиплатформенное происхождение и сложены достаточно консолидированными породами Туранской плиты,

в то время как сооружения Крыма, Кавказа и Копетдага представлены наиболее молодыми и более податливыми механическим воздействиям альпийскими структурами. Последнее обстоятельство указывает на то, что эти структуры могут служить своеобразным демпфером, поглощающим определенную долю деформаций при передаче давления на Предкавказье, Скифскую плиту и весь юг Восточно-Европейской платформы. С другой стороны, давление на Центрально-Азиатский регион и Туранскую плиту со стороны Индостана, по-видимому, гораздо значительнее, по сравнению с давлением со стороны Аравийской плиты на альпийские структуры Крым-Кавказ-Копетдагского региона.

Всем этим могут быть обусловлены и различия в сейсмогеодинамике отдельных частей рассматриваемой территории. Так, профили 1 и 3, будучи поперечными к простиранию геологических структур и продольными по отношению к направлению действующих сил со стороны Аравийской плиты, характеризуются преимущественно однонаправленной миграцией деформационных волн, провоцирующих срывы зацепов в очагах готовящихся землетрясений и предопределяющих направление сейсмической миграции. За рассматриваемый интервал исторического времени такой миграции свойственно северо-восточное направление. Наиболее четко это проявляется вдоль профиля Кипр-Кавказ, являющегося основополагающим в оценке сейсмической опасности на Северном Кавказе и в Предкавказье.

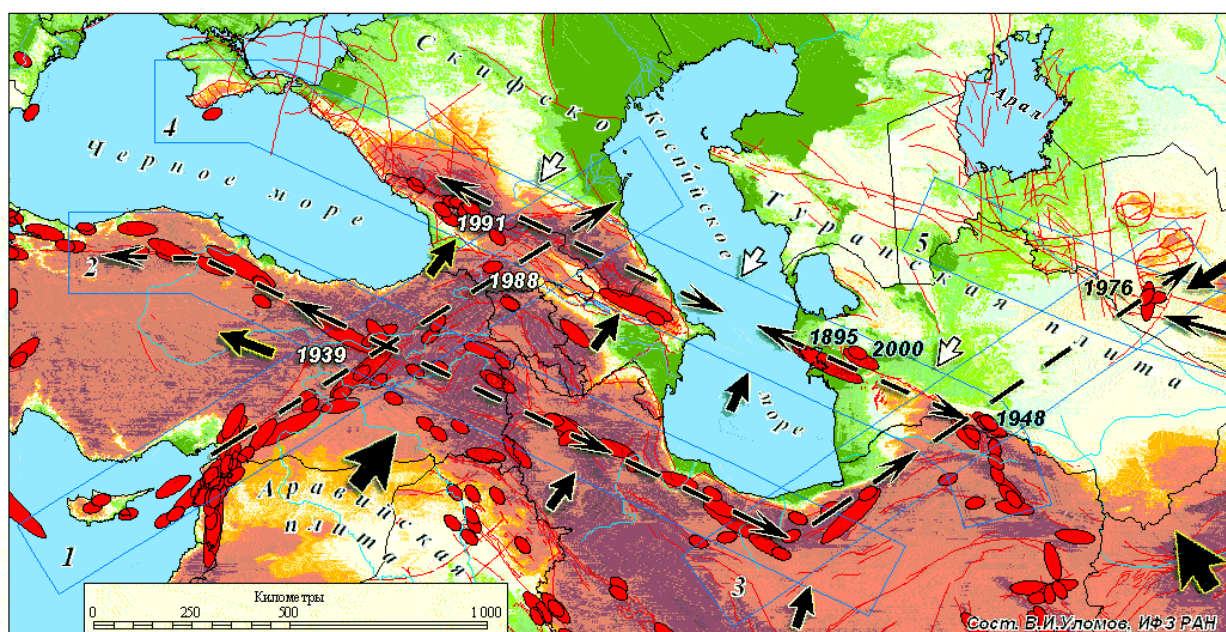


Рис. 9. Сейсмичность и сейсмогеодинамика рассматриваемой территории. На фоне рельефа земной поверхности изображены очаги известных землетрясений разных магнитуд. Эллипсы самой большой протяженности соответствуют очагам землетрясений с $M=8.5\pm 0.2$ (см. очаг западнее Кипра), следующие по размеру эллипсы – очагам с $M=8.0\pm 0.2$, $M=7.5\pm 0.2$ и $M=7.0\pm 0.2$. Тонкими линиями разной длины изображены тектонические разломы; 1÷5 – профили (полосы), вдоль которых изучалось пространственно-временное и энергетическое развитие СГД-процессов (см. рис. 2). Остальные пояснения в тексте.

Геологические структуры вдоль профилей 2 и 4, ортогональные направлению давления со стороны Аравийской плиты, как бы испытывают горизонтальное «расплющивание», обуславливающее разнонаправленную миграцию вдоль них сейсмической активизации. В сложных геодинамических условиях находится и профиль Южный Тянь-Шань (5). Здесь при четкой восточной миграции сейсмических очагов, наблюдавшейся с момента Каратагских землетрясений 1907 г. и описанной в монографии [Уломов, 1974], имеются казалось бы аномальные западные «выбросы» в виде очагов Газлийских землетрясений.

Что касается долгосрочного прогноза времени возникновения сильных землетрясений в пределах рассматриваемых профилей, то наиболее аргументированные результаты получены для профиля Кипр-Кавказ, для которого определен 20-летний интервал времени

(2013–2036 гг.) вероятного возникновения землетрясения с магнитудой $M=7.0\pm 0.2$. Наиболее же опасным участком представляется северо-восточное окончание этого профиля, т.е. восточная часть Северного Кавказа, о чем уже сообщалось нами ранее [Уломов, 1988б; 1993б]. Предшественниками прогнозируемому событию с $M=7.0\pm 0.2$, как по времени, так и в пространстве, были аналогичные ему по магнитуде Спитакское (1988 г.) и Рача–Джавское (1991 г.) землетрясения. Следует обратить также внимание на 133-летнее отсутствие на этом профиле землетрясений с $M=7.5\pm 0.2$. Не исключено, что и такое землетрясение может произойти в этой же части Северного Кавказа. Сказать что-либо определенное о прогнозе событий с $M=8.0\pm 0.2$ пока затруднительно.

Обнаруженные особенности развития сейсмических процессов, проявляющиеся в частности в группировании землетрясений и в «синусоидальной» форме функциональных кривых, описывающих последовательности сейсмических событий соответствующих магнитуд, свидетельствуют о существовании деформационных волн, охватывающих целые регионы.

Выявление потенциальных очагов землетрясений

Определение местоположения потенциальных очагов землетрясений и времени их очередной активизации до сих пор остается важнейшей проблемой сейсмологии. Одной из причин отставания этой области сейсмологических знаний является недостаточное использование физико-математических моделей, адекватно отражающих структурное и динамическое единство геофизической среды и протекающих в ней СГД-процессов. Вместе с тем изучение структуры локальной, региональной и глобальной сейсмичности обнаруживает ярко выраженные закономерности в пространственном и энергетическом (магнитудном) распределении очагов землетрясений.

Очаги землетрясений не рассеяны хаотично. Они возникают в наименее податливых медленным геодинамическим перемещениям участках разломов или сдвиговых зон, где в результате всякого рода зацепов эпизодически накапливаются упругие напряжения. Располагаясь довольно упорядоченно, сейсмические очаги отражают иерархию разломно-блоковой структуры, которая в свою очередь обусловлена упорядоченной слоистостью геологической среды. Очагами крупных землетрясений чаще всего оказываются участки пересечения разломных структур, их резких изгибов или иных препятствий (зацепов) медленным тектоническим движениям. Размеры образованных этими структурами геоблоков обуславливают верхний предел магнитуды землетрясений, а их количество, ранг и интенсивность тектонических перемещений, предопределяют частоту повторяемости землетрясений соответствующих магнитуд.

Ранги разломов и расстояния δ_j между их дизъюнктивными узлами, как и размеры геоблоков, обусловлены толщиной и прочностными свойствами соответствующих слоев, подвергшихся в геологические эпохи разломообразованию. Чем толще слой, расчлененный разломами на блоки, тем крупнее и протяженнее сами разломы, тем больше межразломные расстояния и крупнее образованные ими геоблоки, тем выше уровень магнитуды генерируемых ими землетрясений. И, наоборот, с уменьшением толщины слоев уменьшаются размеры, но увеличивается количество разломов, геоблоков и очагов землетрясений. Как показано автором, межузловые расстояния δ_j и, соответственно, размеры геоблоков имеют ярко выраженную тенденцию группироваться по рангам, примерно удваивая от ранга к рангу свои размеры в плане и по глубине. Это явление в свою очередь обусловлено регулярностью удвоения глубины залегания основных границ раздела в земной коре и верхней мантии, которых достигают разломы соответствующих рангов. Так, верхняя граница «гранитного» слоя расположена на глубине ≈ 10 км, граница Конрада – на 20–25, подошва земной коры – на 40–50, литосферы – 80–100, астеносферы – ≈ 200 , затем следуют граница на глубине ≈ 400 км и т.д. (К этому феномену «удвоения» можно добавить, что

даже почвы имеют подобное «удваивающееся» строение, и радиус внешнего ядра Земли занимает примерно половину радиуса планеты, и т.п.).

Для того, чтобы определить размеры областей, ответственных за величину максимальной магнитуды (M_{\max}) землетрясений, и тем самым оценить сейсмогеодинамический потенциал соответствующих геоблоков размером δ_j , было исследовано пространственное распределение межэпицентральных расстояний между очагами внутриконтинентальных землетрясений в диапазоне магнитуд – от $M=6.0\pm 0.2$ до $M=8.0\pm 0.2$. В результате было показано, что очаги землетрясений, квантованные по 0.5 единицы M , и расстояния между эпицентрами ближайших пар таких очагов изменяются примерно в два раза с каждым шагом в половину магнитуды. Например, протяженность L_M очагов землетрясений с магнитудой $M=6.5$ в среднем составляет около 25 км, с $M=7.0$ – ≈ 50 км, с $M=7.5$ – ≈ 100 км, с $M=8.0$ – ≈ 200 км и т.д. При этом величины преимущественных межэпицентральных расстояний δ_M , совпадающие с размерами δ_j соответствующих геоблоков, так же изменяются в два раза с каждым шагом в 0.5 магнитуды и, примерно, в 4 раза превышают размеры очагов L_M . Это позволяет полагать, что область геологической среды, ответственная за энергетику очага, имеет радиус, равный двойному размеру очага, т.е. четырем его радиусам. При этом отношения величин L и δ друг к другу не зависят от магнитуды, т.е. по отношению к ней являются инвариантом, отражая тем самым самоподобие (фрактальность) в иерархии размеров взаимодействующих геоблоков и очагов землетрясений.

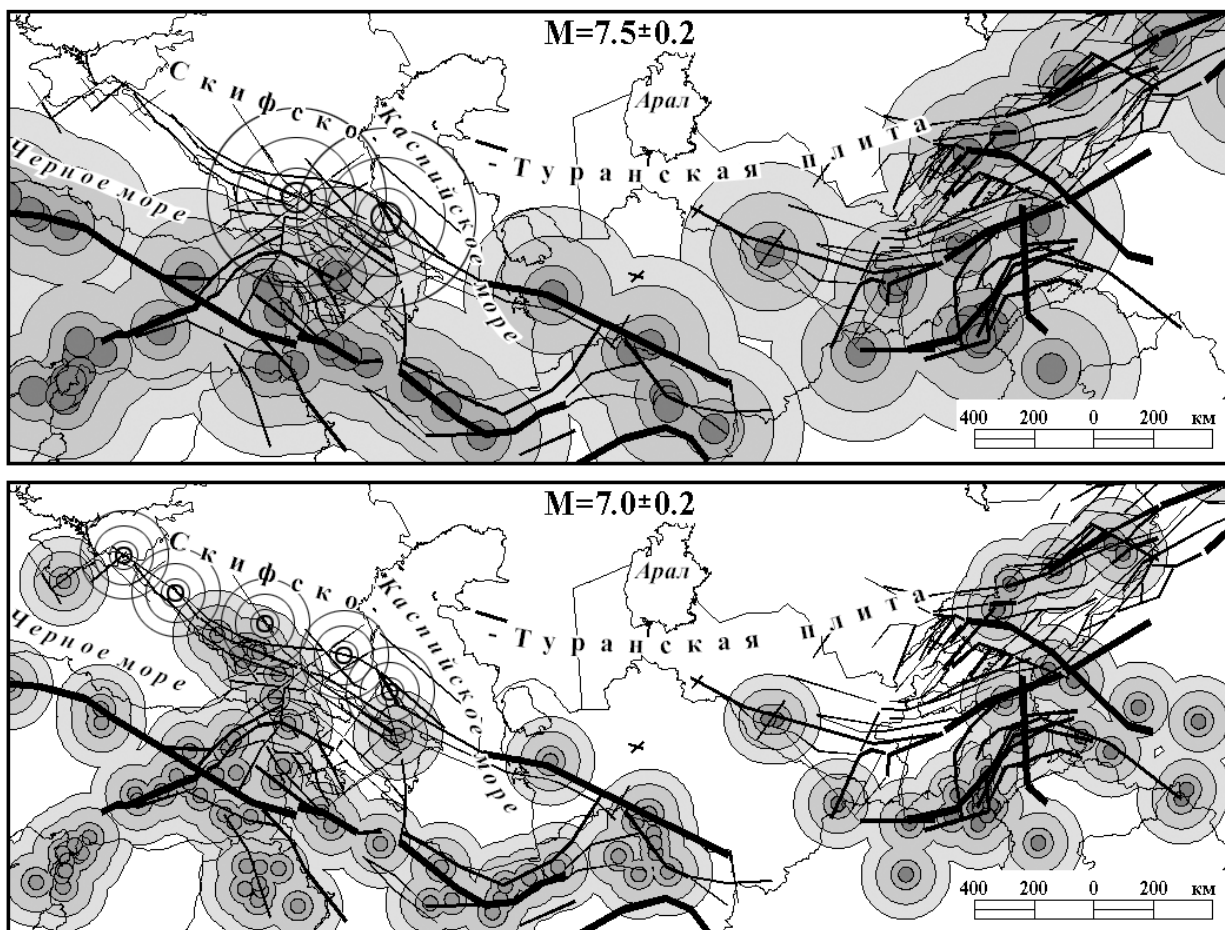


Рис. 10. Кластеризация очагов землетрясений разных магнитуд в Иран–Кавказ–Анатолийском и Центрально-Азиатском регионах и местоположение потенциальных сейсмических очагов на Северном Кавказе. Отрезками линий убывающей толщины показаны сейсмические линеаменты, генерирующие землетрясения с магнитудой от $M=8.0\pm 0.2$ до $M=6.0\pm 0.2$.

Все ранее выполненные автором исследования относятся главным образом к регионам герцинской, каледонской и более древней складчатости на территории Северной Евразии, подверженной неоген-четвертичной тектонической активизации. Структуры же альпийской складчатости до настоящего времени с подобных позиций нами не рассматривались. Это относится и к Иран–Кавказ–Анатолийскому региону.

С целью выявления на Северном Кавказе потенциальных сейсмических очагов с $M=7.0\pm 0.2$ и $M=7.5\pm 0.2$ на рис. 10 рассмотрено распределение эпицентров таких землетрясений в Иран–Кавказ–Анатолийском и Центральном–Азиатском регионах. Утолщающимися отрезками на картах нанесены все известные линеаменты, генерирующие землетрясения с магнитудами 6.0 ± 0.2 , 6.5 ± 0.2 , 7.0 ± 0.2 , 7.5 ± 0.2 и 8.0 ± 0.2 и использованные нами при создании карт сейсмического районирования – ОСР-97 [Уломов, Шумилина, 1999]. В настоящей работе, как и в статье [Уломов и др., 2006], эти линеаментные структуры объединены соответствующими полосами (профилями).

Центральными (самыми темными) кружками условно показаны очаги L_M землетрясений с $M=7.0\pm 0.2$ и $M=7.5\pm 0.2$ со средними размерами (диаметром) 50 и 100 км, вычисленными по обобщенным для территории Северной Евразии зависимостям. Вокруг каждого из эпицентров описаны окружности трех диаметров, равных одному, двум и трем размерам очага. Полученные круги, закрашенные в серый цвет разной интенсивности, позволяют наглядно представить соотношения размеров очагов L_M и их межэпицентральных расстояний δ_M , а также явления кластеризации – степени слияния на том или ином магнитудном уровне площадей соответствующих кругов. Так, нетрудно обнаружить, что в Иран–Кавказ–Анатолийском регионе такое слияние происходит на межэпицентральных расстояниях, почти в 2 раза меньших, по сравнению со Средней Азией [Уломов, 1988б, 1998а]. Не вдаваясь в строгие объяснения природы этих явлений, можно предположить, что альпийские структуры Иран–Кавказ–Анатолийского региона характеризуются более высокой удельной плотностью упругой энергии, реализующейся при одних и те же магнитудах в значительно меньших по величине объемах среды, по сравнению с эпиплатформенными структурами Тянь-Шаня.

На основе метода межэпицентральных расстояний, а также с учетом статистического разброса значений величин δ_M , на рис. 10 выделены потенциальные очаги землетрясений (ПОЗ) для территории Северного Кавказа. Как видно, очагов с магнитудой $M=7.5\pm 0.2$ два, а с 7.0 ± 0.2 – пять. Подобно реальным очагам, вокруг эпицентров ПОЗ так же описаны окружности диаметром, кратным размерам потенциальных очагов. В данном случае эти окружности могут служить и для оценки вероятности расположения эпицентров ПОЗ в указанных местах, поскольку согласно статистическим расчетам, например, круг радиусом трехкратного размера очага соответствует 95%-ной вероятности того, что эпицентр ПОЗ не выйдет за пределы этого круга.

Прогноз сейсмического эффекта

Ожидаемый сейсмический эффект от одного из потенциальных очагов землетрясений с $M=7.0$ в восточной части Северного Кавказа иллюстрирует рис. 11.

Очаги известных землетрясений с магнитудой от 6.0 ± 0.2 до 8.0 ± 0.2 показаны в той же легенде, что и на предыдущих картах. Протяженным прямоугольником оконтурен профиль Кипр–Кавказ, а пунктиром со стрелкой указано направление миграции сейсмической активизации вдоль него, по меньшей мере, за последние 200 лет. Изосейсты сейсмического эффекта изображены в идеализированной форме в виде концентрических окружностей, между которыми цифрами указана средняя величина сейсмической интенсивности в баллах, полученная расчетным путем. Показано, что сейсмический эффект в эпицентральной области может достичь 9 баллов. Сотрясения интенсивностью 3-4 балла будут ощущаться на всей территории Кавказа, а силой 3 и менее баллов – далеко за его пределами, в Крыму, северном Иране, на западе Турции и Туркмении. Произойти такое событие может в интервале 2013–2036 гг.

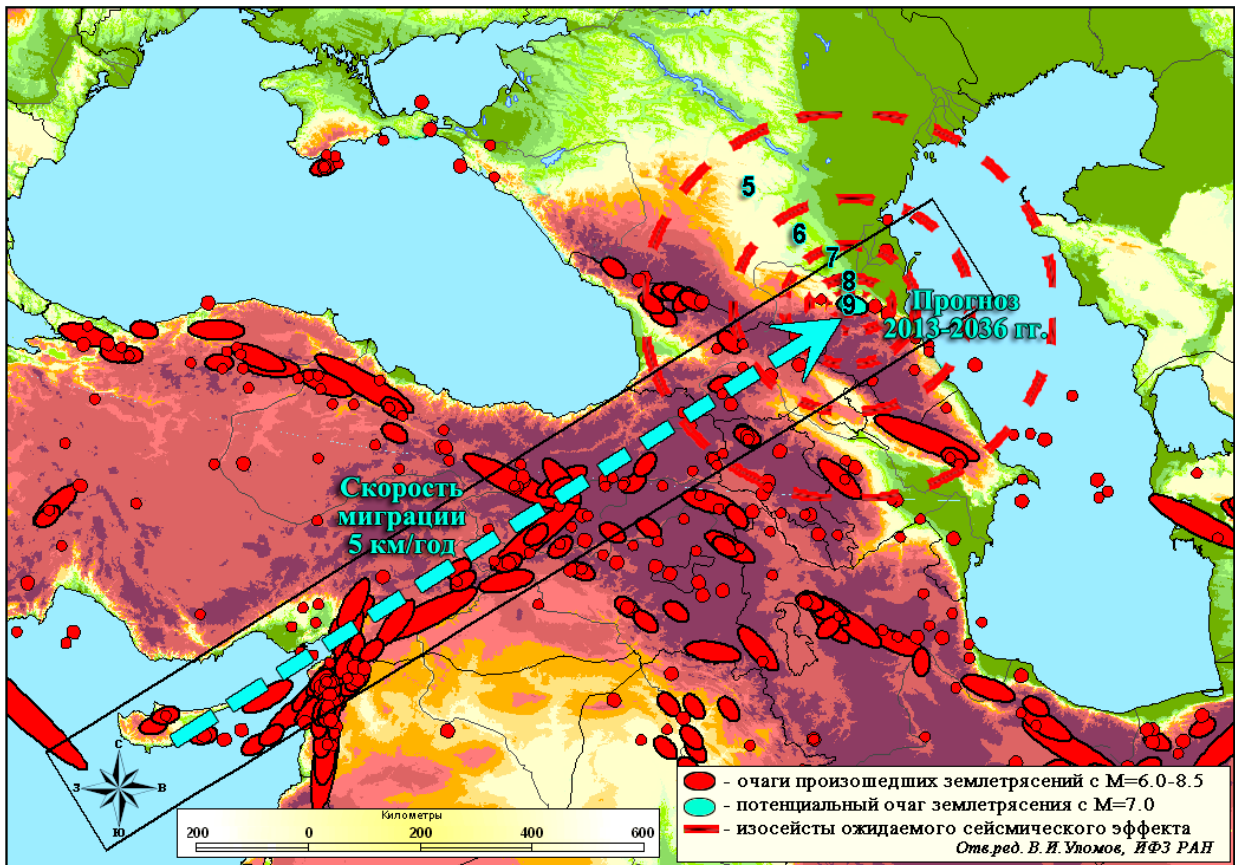


Рис. 11. Ожидаемый сейсмический эффект от одного из потенциальных очагов землетрясений с $M=7.0$ (6.8-7.2) в восточной части Северного Кавказа.

О развитии глобальных сейсмогеодинамических процессов

Немаловажно заметить, что особый научный и практический интерес в связи с разрабатываемой проблемой долгосрочного прогноза сильных землетрясений приобретают исследования взаимосвязи региональной сейсмогеодинамики с развитием глобальных сейсмогеодинамических процессов [Уломов, 2007 а,б]. Некоторые их особенности описаны ниже.

На основе нового методологического подхода к изучению развития глобальных сейсмогеодинамических процессов выявлены значительные изменения сейсмического режима Земли в период 1982–1993 гг., заключающиеся в уменьшении в три и более раз частоты возникновения крупных землетрясений, а также в интенсивной активизации планетарной сейсмичности после этого относительного сейсмического затишья. Совместные исследования особенностей развития сейсмогеодинамических и гидрогеодинамических процессов позволили автору обнаружить определенный синхронизм между изменениями сейсмического режима Земли и уровня водной поверхности в Мировом океане [Уломов, 2007 б]. Ранее, на примере Каспийского моря была обнаружена связь между изменениями региональной сейсмичности и уровня замкнутого водного бассейна [Уломов, 2003]. Предложена структурно-феноменологическая модель наблюдаемых явлений. В частности, показано, что согласованность сейсмических и гидрологических процессов можно объяснить особенностями сейсмогеодинамического режима зон субдукции литосферных плит мировых океанов [Уломов, 2007 а,б].

На рис. 12 приведены графики накопления сейсмических событий на всем земном шаре за последние 40 лет, начиная с 1965 г., а рис. 13 иллюстрирует глобальное распределение очагов рассматриваемых здесь землетрясений. За этот период времени в мировых каталогах не пропущено ни одного события с $M=7.0\pm 0.2$, 7.5 ± 0.2 , 8.0 ± 0.2 и 8.5 ± 0.2 во всем

диапазоне глубин сейсмогенерирующих структур. Следовательно, графики объективно отражают реальную ситуацию.

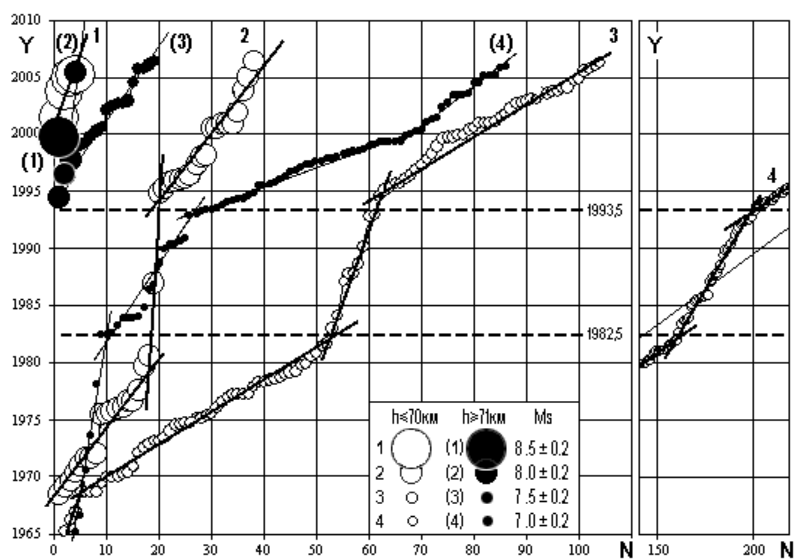


Рис. 12. Графики накопления сейсмических событий с $M=7.0\pm 0.2$, 7.5 ± 0.2 , 8.0 ± 0.2 и 8.5 ± 0.2 на земном шаре в период 1965–2005 гг. (из статьи [Уломов, 2007 а]).

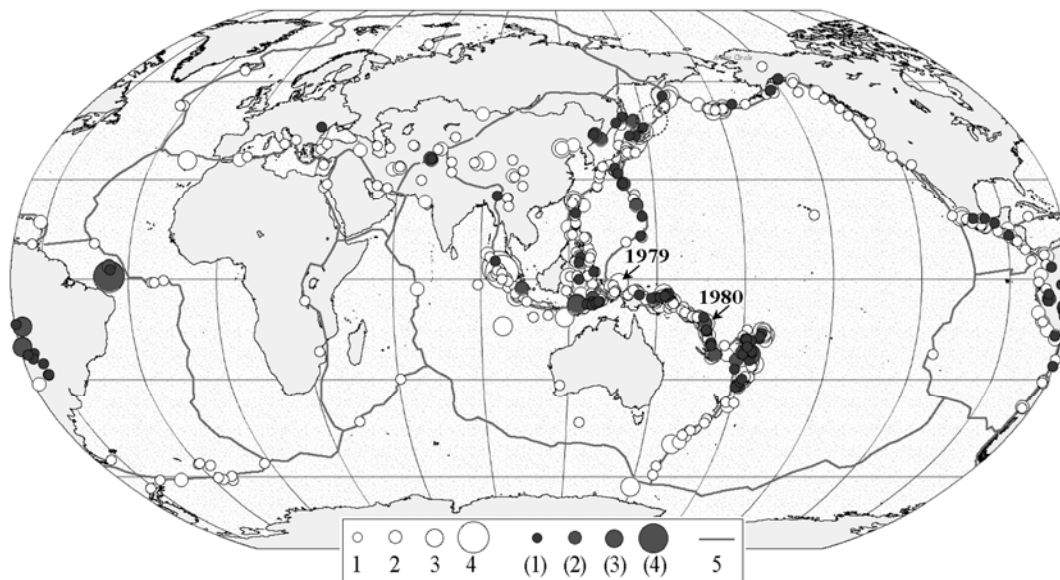


Рис. 13. Эпицентры крупных землетрясений, возникших на земном шаре в период 1965–2006 гг. (из статьи [Уломов, 2007 б]).

1 – 4 – землетрясения с магнитудами 7.0 ± 0.2 , 7.5 ± 0.2 , 8.0 ± 0.2 и 8.5 ± 0.2 и с гипоцентрами не глубже $h = 70$ км; в центральной части Курильской дуги пунктиром показан эпицентр землетрясения с $M=8.3$, случившегося 15 ноября 2006 г.; стрелками указаны эпицентры землетрясений с 8.0 ± 0.2 в 1979 и 1980 г., предшествующие сейсмическому затишью и быстрому падению уровня Мирового океана; (1) – (4) – землетрясения таких же магнитуд и глубиной очагов $h>70$ км; 5 – границы литосферных плит. Из государственных границ показана лишь граница России (на юге Сибири виден эпицентр Горно-Алтайского землетрясения 2003 г. с $M = 7.3$). В то время, когда статьи [Уломов, 2007 а, б] находились в печати, произошло еще два крупнейших землетрясения, подтвердивших обнаруженные явления. Очаг одного из них с $M=8.2$ возник 13.01.2007 г. в той же центральной части Курильской дуги, другое с магнитудой $M=8.1$ случилось 21.04.2007 г. у Соломоновых островов, в юго-западной части Тихого океана.

Как и на предыдущих аналогичных графиках, вдоль оси ординат отложены годы, вдоль оси абсцисс – порядковые номера в последовательности возникновения очередных землетрясений соответствующих магнитуд. Светлыми кружками показаны события с гипоцентрами не глубже $h=70$ км (назовем их условно мелкофокусными), черными – с $h>70$ км (т.е. глубокофокусные). Жирные отрезки аппроксимируют точечные данные о мелко-

фокусных землетрясениях, а тонкие – соответствуют последовательностям глубокофокусных событий. Справа, из-за очень большого числа землетрясений с $M=7.0\pm 0.2$, произошедших на глубине до 70 км, приведен лишь фрагмент такого графика. Для удобства сравнения, горизонтальный масштаб сжат примерно в 2.5 раза. Тонкая линия аппроксимирует здесь всю совокупность этих событий за период 1965–2005 гг., а построение отрезков жирных линий аналогично всем остальным графикам.

Анализ конфигурации графиков позволяет обнаружить чрезвычайно интересное явление, отражающее особенности развития глобальных сейсмогеодинамических процессов во времени. Прежде всего, бросается в глаза существенное замедление возникновения абсолютно всех мелко-фокусных событий в течение, примерно, 11-летнего промежутка времени – от середины 1982 г. до середины 1993 г., ограниченного на рисунке горизонтальным пунктиром. Такое замедление отчетливо видно и на фрагменте графика для $M=7.0\pm 0.2$ (справа на этом рисунке). Примечательно, что смена скорости накопления событий происходит довольно быстро, что выражается в резком изломе графиков. Причем как до, так и после выявленного аномального интервала, частота возникновения землетрясений не только значительно выше, но и имеет практически одну и ту же величину для событий соответствующих магнитуд.

С целью нормированного сравнения частоты возникновения землетрясений рассматриваемых магнитуд в приведенной таблице показано число событий за равные, 11-летние, интервалы времени – до, в период и после аномального сейсмического затишья. При этом всюду отсчет ведется от середины года, как и в аномальный период сейсмического затишья (1982.5–1993.5 гг.).

| Количество землетрясений разных магнитуд M в 11-летние интервалы времени до, в период и после сейсмического затишья | | | | |
|---|----------------|----------------|----------------|----------------|
| Глубина гипоцентров $h \leq 70$ км | | | | |
| У, годы | $M=7.0\pm 0.2$ | $M=7.5\pm 0.2$ | $M=8.0\pm 0.2$ | $M=8.5\pm 0.2$ |
| 1993.5–2005.5 | 141 | 39 | 17 | 4 |
| 1982.5–1993.5 | 40 | 9 | 1 | 0 |
| 1971.5–1982.5 | 111 | 36 | 12 | 0 |
| Глубина гипоцентров $h > 70$ км | | | | |
| 1993.5–2005.5 | 53 | 12 | 4 | 1 |
| 1982.5–1993.5 | 22 | 0 | 0 | 0 |
| 1971.5–1982.5 | 2 | 0 | 0 | 0 |

Как видно, в интервале 1982.5–1993.5 гг. землетрясения с $M=7.0\pm 0.2$ и $M=7.5\pm 0.2$ возникали в 3–4 раза, а с $M=8.0\pm 0.2$ – в 10 и более раз реже по сравнению с предыдущими и последующими 11-летними интервалами. Самые крупные сейсмические события с $M=8.5\pm 0.2$ и более, вообще отсутствовавшие в двух первых интервалах, начиная с 2001 г. по 2005 г. стали происходить практически ежегодно. В их числе катастрофические землетрясения у берегов Суматры 26 декабря 2004 г. с $M=8.8$ и 28 марта 2005 г. с $M=8.5$, сопровождавшиеся гигантскими цунами и многочисленными жертвами. До этого крупнейшим на земном шаре было землетрясение с $M=8.5$ на Аляске в 1964 г.

Другим не менее важным обстоятельством является то, что глубокофокусная сейсмическая активность возникла практически сразу же после всеобщего затишья мелкофокусной сейсмичности. При этом землетрясения с магнитудой $M=7.5\pm 0.2$ и выше до этого момента вообще не наблюдались, а в заключительный 11-летний интервал сразу же возникло 12 землетрясений с $M=7.5\pm 0.2$, четыре – $M=8.0\pm 0.2$ и одно с $M=8.5\pm 0.2$. События же с $M=7.0\pm 0.2$ происходили очень и очень редко. Так, если с середины 1993 г. и позже они возникали почти по 5 событий ежегодно, то в период сейсмического затишья их частота была в 2.5 раза, а то этого даже в 26.5 раза меньше.

Общая природа наблюдаемого явления может быть объяснена с позиций современных представлений о глобальной геодинамике литосферных плит, наиболее ярким проявлением которой и является сейсмичность. Так, события с $h > 70$ км (черные кружки) связаны с погружением литосферных плит в верхнюю мантию Земли в зонах субдукции, в островных дугах на периферии океанов, а мелкофокусные очаги (белые кружки) распространены в основном на континентах и в океанических рифтовых зонах. Вместе с тем, возникновение тех и других обусловлено единым сейсмогеодинамическим процессом, охватывающим всю планету в целом. Могут быть и другие объяснения. Однако наблюдаемое ярко выраженное относительное сейсмическое затишье является неопровержимым фактом, а его природа кроется в законах геодинамического развития планеты.

Любопытно, что выявленная 11-летняя продолжительность сейсмического затишья ассоциируется с известной периодичностью солнечной активности и других природных явлений практически во всех оболочках планеты, включая и биосферу.

Земле, как и всей Вселенной, развивающейся в сильно неравновесных условиях, свойственны явления самоорганизации. С этих позиций чередование роста упругих напряжений с их последующей разрядкой в виде медленных деформаций и быстрого сброса напряжений в очагах землетрясений, оказывается самым экономным самоорганизующимся режимом геодинамики, поскольку характеризуется наименьшими затратами энергии, складываясь из последовательного повторения однотипного явления как во времени, так и в пространстве. Геодинамическая система изменяет свое состояние непрерывно. В целом же Земля находится в динамическом равновесии, которому и способствует наблюдаемая периодичность.

Процессы накопления и разрядки геодинамических напряжений сменяют друг друга, отражая тем самым дискретно-континуальную природу динамики земной коры и всей литосферы. Эти процессы и явления находят своё отражение и в региональной сейсмогеодинамике.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Горные сооружения Иран–Кавказ–Анатолийского региона, Центрального Тянь-Шаня и сопредельная с ними Скифско–Туранская платформа представляют собой единую сейсмогеодинамическую систему, обуславливающую проявления сейсмичности на всей рассматриваемой территории и, в том числе, на юге европейской части России. Выявленные закономерности, указывающие на структурно-динамическое единство геологической среды и протекающих в ней геодинамических и сейсмических процессов, позволили разработать сейсмогеодинамическую модель Иран–Кавказ–Анатолийского региона, которая в свою очередь открыла новые возможности для долгосрочного прогноза сильных землетрясений на Северном Кавказе и в Предкавказье.

К таким закономерностям, прежде всего, относятся особенности в последовательности возникновения землетрясений в интервалах магнитуд $M=7.0\pm 0.2$, 7.5 ± 0.2 и 8.0 ± 0.2 и упорядоченная миграция сейсмической активизации вдоль наиболее ярко выраженных линейных структур на рассматриваемой территории, позволяющие определять интервалы времени (годы) и районы возникновения предстоящих крупных землетрясений.

На основе применения метода преимущественных межэпицентральных расстояний между очагами землетрясений разных магнитуд на Северном Кавказе выявлены места двух потенциальных очагов с $M=7.5\pm 0.2$ и пяти – с $M=7.0\pm 0.2$. В результате изучения особенностей развития сейсмогеодинамических процессов вдоль профиля Кипр–Кавказ показано, что с большой вероятностью очередное землетрясение с $M=7.0\pm 0.2$ может произойти в интервале времени между 2013 и 2036 гг. Наиболее вероятное местоположение его очага – приграничный район между Дагестаном и Чеченской Республикой. Такой же интервал времени можно принять и для проявления одного из двух потенциальных очагов с $M=7.5\pm 0.2$, сейсмический эффект от которого может быть значительно сильнее. Вероят-

ность его возникновения достаточно велика, поскольку при среднем периоде 85 лет повторяемости таких событий вдоль профиля Кипр–Кавказ вот уже 134 года здесь отсутствуют подобные землетрясения. Не исключено, что и это землетрясение произойдет на северо-восточном окончании профиля.

Исследования будут продолжены и распространены на Черноморское побережье Большого Кавказа и Предкавказье, где расположены объекты, имеющие общегосударственное значение, в числе которых крупнейшие курорты и Ростовская атомная станция. Получат развитие исследования взаимосвязи региональной и глобальной сейсмогеодинамики.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН «Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы», направление 1 «Сейсмические процессы и катастрофы» и Российского фонда фундаментальных исследований (грант 04-05-64912).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бунэ В.И., Скарятин В.Д., Полякова Т.П., Широкова Е.И.* Схема тектонических линейментов и распределение очагов землетрясений с $M \geq 6.3$ в центральном участке Альпийской складчатой области // ДАН СССР. 1976, 230, № 6, с. 1310-1313.
- Бутовская Е.М., Коньков А.Т., Нерсесов И.Л., Уломов В.И., Пак В.А., Тростянский Г.Д.* Сейсмичность Ферганской долины. Ташкент: Изд. АН Уз. ССР. 1961. 100 с.
- Васильковский Н.В., Репников М.П.* Тектоника и сейсмичность северо-восточной части Ташкентского района. Ташкент: УзФАН. 1940. С. 127.
- Губерман Ш.А.* Д-волны и землетрясения // Теория и анализ сейсмологических наблюдений (Вычислит. сейсмология, вып. 12). М.: Наука, 1979. С. 158-188.
- Каржауев Т.К., Уломов В.И.* Проявления современной тектоники и сейсмичность Кызылкумов // Узб. геол. ж. 1966. №3. С. 69-75.
- Маламуд А.С., Николаевский В.Н.* Циклы землетрясений и тектонические волны. Душанбе. 1989. 140 с.
- Николаевский В.Н.* Геомеханика и флюидодинамика // Москва: Недра. 1996. С. 447.
- Никонов А.А.* Землетрясения: прошлое, современность, прогноз / А. А. Никонов. М.: Знание, 1984. 191 с.
- Садовский М.А.* Естественная кусковатость горной породы // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247, №4. С. 829-831.
- Садовский М.А., Писаренко В.Ф.* Сейсмический процесс в блоковой среде. – М.: Наука, 1991. 96 с.
- Соболев Г.А.* Физика очага и прогноз землетрясений. М: Геоф. Центр РАН, ИФЗ РАН, 1992. 344 с.
- Соболев Г.А., Шестопалов И.П., Харин Е.П.* Геоэффективные солнечные вспышки и сейсмическая активность Земли // Физика Земли. 1998. № 7. С. 85-90.
- Уломов В.И.* Глубинная структура земной коры сейсмоактивной территории Западного Узбекистана // Глава 1. Сейсмичность Западного Узбекистана. Ташкент: ФАН. 1972. С. 6-18.
- Уломов В.И.* Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений. Ташкент: ФАН. 1974. 218 с.
- Уломов В.И.* О соотношении размеров очагов и областей подготовки землетрясений // ДАН УзССР. 1987а. №9. С. 39-40.
- Уломов В.И.* Решеточная модель очаговой сейсмичности и прогноз сейсмической опасности // Узб. геолог. ж. 1987б. № 6. С. 20-25.
- Уломов В.И.* Очаговая сейсмичность и долгосрочный прогноз землетрясений // Сб. Проблемные вопросы сейсмологии Средней Азии, 1988. Ташкент: ФАН. С. 32-87.
- Уломов В.И.* Глобальная упорядоченность сейсмогеодинамических структур и некоторые аспекты сейсмического районирования и долгосрочного прогноза землетрясений // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1. М.: ОИФЗ РАН, 1993а, С. 24-44.
- Уломов В.И.* Волны сейсмогеодинамической активизации и долгосрочный прогноз землетрясений // Физика Земли. 1993б. № 4. С. 43-53.
- Уломов В.И.* Моделирование зон возникновения очагов землетрясений на основе решеточной регуляризации // Физика Земли. 1998а. № 9. С. 20-38.
- Уломов В.И.* Синергетические явления в литосфере и синоптический прогноз сейсмической погоды // Структурная организация и взаимодействие упорядоченных социоприродных систем. Владивосток: Дальнаука. 1998б. С. 151-166.
- Уломов В.И.* Сейсмогеодинамика и сейсмическое районирование Северной Евразии // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4-5. С. 6-22.
- Уломов В.И., Шумилина Л.С.* Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97. Масштаб 1:8 000 000. Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. М.: ОИФЗ. 1999. 57 с.
- Уломов В.И., Полякова Т.П., Медведева Н.С.* Динамика сейсмичности бассейна Каспийского моря // Физика Земли. 1999. №12. С. 76-82.

- Уломов В.И., Полякова Т.П., Медведева Н.С. О долгосрочном прогнозе сильных землетрясений в Средней Азии и в Черноморско-Каспийском регионе // Физика Земли. № 4. 2002. С. 31–47.
- Уломов В.И. Объемная модель динамики литосферы, структуры сейсмичности и изменений уровня Каспийского моря // Физика Земли, 2003, №5. С. 5–17.
- Уломов В.И. О роли горизонтальных тектонических движений в сейсмогеодинамике и прогнозе сейсмической опасности // Физика Земли. № 9. 2004. С. 14–30.
- Уломов В.И., И.П.Кузин, О.Н.Соловьева, Т.П.Полякова, Н.С.Медведева. О миграционных сейсмогеодинамических процессах в Центральном Каспии и в сопредельных структурах Кавказа и Копетдага // Физика Земли. №2. 2005. С. 13-22.
- Уломов В.И., Т.И.Данилова, Н.С.Медведева. Некоторые особенности развития сейсмогеодинамических процессов в центральной части Альпийско-Гималайского пояса и Центральной Азии // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Выпуск 3: Материалы Всероссийского совещания. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. С. 93–97.
- Уломов В.И., Данилова Т.И., Медведева Н.С., Полякова Т.П. О сейсмогеодинамике линеаментных структур горного обрамления Скифско-Туранской плиты // Физика Земли. №7. 2006.
- Уломов В.И., Данилова Т.И., Медведева Н.С., Полякова Т.П., Шумилина Л.С. К оценке сейсмической опасности на Северном Кавказе // Физика Земли, №7, 2007. С. 31-45.
- Уломов В.И. О глобальных изменениях сейсмического режима Земли в период 1965–2005 гг. // Доклады академии наук, том 414, №3. Геофизика. С. 398-401. 2007а.
- Уломов В.И. О глобальных изменениях сейсмического режима и уровня водной поверхности Земли // Физика Земли, №9, 2007б.