

УДК 550.34

DOI: 10.23671/VNC.2014.3.55444

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПРАКТИЧЕСКОЙ РЕАЛИЗАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО МИКРОРАЙОНИРОВАНИЯ. ФАКТОРЫ, ФОРМИРУЮЩИЕ ИНТЕНСИВНОСТЬ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

© 2014 В.Б. Заалишвили, д.ф.-м.н., проф.

ФГБУН Центр геофизических исследований ВНЦ РАН и PCO-A, г. Владикавказ, Россия, 362002, ул.Маркова 93а, e-mail: vzaal@mail.ru

Установлены взаимосвязи амплитуд ускорений и спектров колебаний, особенности которых связаны с нелинейно-упругими и неупругими явлениями в грунтах при сильных воздействиях. Проведен анализ целого ряда факторов определяющих уровень сейсмической интенсивности. Показано, что созданы условия для составления карты сейсмического микрорайонирования не в традиционных единицах интенсивностей, а непосредственно в единицах ускорений. Расчетный и инструментально-расчетный методы сейсмического микрорайонирования уже дают возможность представлять результаты в виде ускорений. Следовательно, в дополнение к традиционно используемым приращениям интенсивности, необходимо получать результаты основного инструментального метода сейсмического микрорайонирования также в виде ускорений. Предложены универсальные показатели, которые можно использовать для учета ускорений в неявном виде, которые отличаются простотой получения и характеризуются большой общностью. Показана необходимость дальнейшего уточнения полученных показателей с целью стандартизации критериев.

Ключевые слова: сейсмическое микрорайонирование, ускорение, нелинейность грунтов, сейсмическое воздействие.

1. Об использовании величины ускорения грунтов при определении приращения расчетной интенсивности землетрясения в задачах СМР

Сейсмическое воздействие традиционно оценивают исключительно на основе данных инженерного макросейсмического обследования последствий сильных и разрушительных землетрясений. Являясь объективной характеристикой выделенной сейсмической энергии, результаты макросейсмического обследования, тем не менее, быть ее количественной мерой не могут. Только использование инструментальных средств регистрации позволяет наиболее полноценно оценить, как сейсмическую энергию, так и особенности ее распространения.

1.1. Количественная инструментальная оценка проявления сейсмического воздействия

Собственно результирующее движение грунтов по энергетическому потенциалу условно можно разделить на две группы: слабое движение от удаленного или слабого землетрясения и сильное движение от близкого или сильного землетрясения. Для оценки реальной сейсмической опасности необходимо оперировать параметрами сильного движения грунтов [Попова, 1977; Idriss, Seed, 1968 (a,b); Seed, et al., 1988]. Для этого в отсутствие сильного землетрясения необходимо получать записи в ближней зоне умеренного или слабого землетрясения [Castellany, Petrini,

1973], т.к. пики ускорения грунтов с расстоянием сильно затухают [Fukushima, Tanaka, 1990; Fukushima, Tanaka, 1991].

В то же время, анализ данных табл. 1 свидетельствует, что весьма близкое соседство с эпицентром высоких значений ускорения грунтов не показывает [Аки, 1967]. Некоторые авторы вообще отрицают статистические различия между сильными и слабыми землетрясениями [Tocher, 1958; Tocher and Bakun, 1973]. С другой стороны, на двух различных участках (Анкона) при рутинных землетрясениях с магнитудами $M = 3,4-4,5$ были получены записи колебаний грунтов с максимальными ускорениями грунтов от 0,2 до 0,6 g.

В ранних исследованиях традиционно считалось, что применение ускорений грунтов – простейший и лучший путь для характеристики опасности землетрясений. Особенно он был предпочтителен для специалистов по сейсмостойкому строительству, т.к. позволял непосредственно определять интенсивность землетрясения. При этом, как правило, использовались горизонтальные ускорения, хотя величина вертикальных ускорений также может быть значительной [Ohtahi, Kobayashi, 1990]. Весьма высокие значения ускорений впервые были зарегистрированы в б. СССР. Это – запись вертикального ускорения амплитудой $a = 1,3-1,4 g$ (Газли, 1976 г.). До этого было получено высокое горизонтальное ускорение в США 1,15-1,25 g (Пакойма, 1971 г.).

Относительно связи диапазона вариаций максимумов (пиков) ускорений с разрушительным потенциалом можно рассмотреть следующий пример.

При Мексиканском землетрясении с $M = 8,1$ (1985), максимальное ускорение грунтов в районах, где множество зданий было сильно повреждено и погибли тысячи людей, составило 0,17 g. Спустя 4 месяца, на северо-востоке штата Огайо (США) произошло землетрясение, которое произвело легкие повреждения (потолков и стекол). Грунтовое движение, записанное на грунтах – основаниях АЭС в районе г. Перри, в 17 км от эпицентра, составило 0,18 g. Никаких повреждений и даже ощущения события здесь не было. Записи в Мехико-Сити состояли из преобладающего длиннопериодного движения, которое продолжалось более 2 мин, а в г. Перри была зарегистрирована короткопериодная запись длительностью 1 с.

Отсюда, в качестве разрушительного потенциала воздействия достаточно уверенно можно бы использовать значение длительности движения грунта [Аптикаев, 1975; Barnhar et al., 1979; Kiremidjian, Shah, 1980], увеличение которой (при равных ускорениях грунтов) повышает сейсмическую опасность.

Таблица 1

Ускорения грунтов в ближней зоне землетрясения

Землетрясение	Время события, год	Интенсивность землетрясения, I , балл	Эпицентральное расстояние, r , миля	Ускорение, a , g
Эль-Центро	1940	XI	4	0,33
Плотина Гувера	1948	VI	4	0,12
Холлистер	1951	VI	3	0,04
Хавтори	1952	V	5	0,03
Артвин	1953	V	1	0,06
Сузин Бэй	1955	VII	5	0,12
Плотина Хебгена	1958	IV	1	0,04
Холлистер	1960	VI	4	0,07
Лонг Бич	1961	IV	1	0,03
Мост Вилера	1963	VI	5	0,06

Отдельные авторы [Kiremidjian, Shah, 1980] отмечают независимость динамических коэффициентов усиления от пиковых ускорений грунтов. Так, смещения и скорости частиц на рыхлых грунтах, как правило, превышают соответствующие показатели на скальных грунтах. В то же время ускорения рыхлых грунтов совпадают с ускорениями скальных грунтов. Разрушительный потенциал ускорения грунтов не особенно надежен на самых различных уровнях [Fukushima, Tanaka, 1990]. Так, при ускорении грунтов 0,44 g наблюдались весьма слабые повреждения [Evernden, Thomson, 1985; Omote, Yoshimura, 1973; Trifunac, 1973].

В последнее время все чаще используют в расчетах скорость колебаний грунтов, т. к. она позволяет непосредственно оценивать кинетическую энергию, поглощаемую исследуемым объектом.

Во всяком случае, главную ответственность за повреждение зданий при низких частотах колебаний (ниже 2 Гц) несет ускорение грунтов [Шейдеггер, 1981]. Совершенно непонятно, какая величина ускорения грунта является границей разделения слабых и сильных движений. Основоположник инженерной сейсмологии профессор Сюэхиро по результатам анализа записей разрушительного Японского землетрясения 1923 г. писал о возможном «чудовищном» ускорении на рыхлых грунтах р. Судимы равном $a = 0,3g$ [Сюэхиро, 1935].

Анализ показывает, что в сейсмической шкале *ММ* (модернизированной шкале Меркалли) с 1955-х гг. величина пиковых ускорений грунтов возросла, по крайней мере, в 5 раз и достигла для 7-9 баллов значений 0,1-0,55 g, соответственно [Поляков, 1978]. В то же время регистрация ускорений, превышающих g , делает применение указанного параметра в сейсмостойком строительстве, на первый взгляд, неопределенным и нецелесообразным. Отметим, что хотя использование пиковых ускорений, очевидно, предпочтительно для целей сейсмостойкого строительства, более реальным представляется применение некоторого эффективного его значения. Для участка Пакойма с проявленным ускорением $a = 1,15-1,25 g$, например, эффективное ускорение грунтов было оценено Ньюмарком в 0,75 g.

Отметим, что Хаузнер [Ньюмарк, Розенблют, 1980], исходя из некоторых предположений о физико-механических свойствах горных пород, пришел к выводу, что максимально возможное ускорение грунта может достигать 0,5 g. В то же время, на основе теоретических расчетов Амбрасейс показал, что возможны землетрясения с ускорением грунтов до 2 g. Вообще инженеры при обследовании эпицентральной зоны сильного землетрясения, как правило, приходили к выводу, что там должны были иметь место высокие ускорения. До того, как появились первые записи ускорений сильного движения, по перемещениям предметов и другими способами устанавливались соответствующие ускорения грунтов [Ambraseys, 1970]. Отметим, что по некоторым данным при землетрясении в Ассаме (1897) реальное ускорение грунтов значительно превышало 0,42 g, приведенное в табл. 2, и достигало 1,5 g [Ньюмарк, Розенблют, 1980]. О такой возможности писали также Фремд и Штейнберг [Фремд, Штейнберг, 1973; Zaalishvili. 1998].

Прошло почти 20 лет, и расчеты Амбрасейса подтвердились самым драматическим образом по результатам анализа записей целого ряда сильных землетрясений.

Так, в Иране (1990) были зарегистрированы пики ускорений грунтов 0,5 g, тогда как в эпицентре ускорение должно было быть порядка 0,7 g [Moinfar, Naderzadeh, 1994]. В Японии при Хоккайдойском землетрясении (1993), при главном толчке с магнитудой $M = 7,8$ ускорение достигало 0,4-0,9 g, и при сильнейшем афтершоке

того же землетрясения с магнитудой $M = 6,5$ было зарегистрировано максимальное ускорение $1,6 g$. В то же время амплитуда колебаний ускорения грунтов второй горизонтальной составляющей была в 4 раза меньше и составляла $0,4 g$ [Kudo, 1995]. Это давало повод сомневаться в истинности полученных данных. Наконец, регистрация ускорения грунтов при Нортриджском землетрясении с величиной $1,82 g$ (США, 1994) окончательно подтвердила вывод об отсутствии резкой внешней границы в шкале ускорений [Finn Liam et al., 1994]. Это тем более справедливо, что при Нахаинском землетрясении (Канада, 23.12.1986) ускорение грунтов достигало $2,37 g$ [Петров, 1997].

Таблица 2.

Пиковые значения ускорения грунтов

Землетрясение	Время события, год	Пиковое ускорение грунтов a, g
Неаполь	1857	0,3
Ахаия	1862	0,37
Мино-Авари	1891	0,43
Ассам	1897	0,42
Сан-Франциско	1906	0,2
Мессина	1908	0,2
Танго	1927	0,47
Огасима	1934	0,73
Нанкан	1946	0,47
Итаичи	1949	0,95

В то же время, опыт показывает, что при оценке сейсмической опасности нельзя надежно определять интенсивность землетрясения в данном пункте одной постоянной величиной ускорения, зависящей от магнитуды и эпицентрального расстояния. В этой связи отметим, что повреждения застройки были весьма незначительны на участке, где было зарегистрированное высокое ускорение $1,6 g$ [Kudo, 1995]. Автор объясняет это нелинейностью движения грунта. Такое же явление наблюдалось и при Нортриджском землетрясении в районе с ускорением $1,82 g$ [Trifunac, Todorovska, 1998].

В случае землетрясений с данными магнитудой и эпицентральной расстоянием ускорения грунтов оказываются распределенными по логнормальному закону. Непостоянство ускорения сильно влияет на вероятности превышения заданного порога прогнозируемым ускорением грунтов [Bender, 1984].

Отметим, что, с точки зрения инженера-проектировщика, особый интерес представляют собой частотные особенности колебаний грунтов – оснований зданий и собственно зданий [Поляков, 1978].

Рассмотрим запись [Reiter, 1991], полученную в Ниигата на грунтах, проявивших поразительную нелинейность свойств (рис. 1). Хорошо видно, что в период времени 8-10 с короткопериодное колебание сменяется длиннопериодным. В этой связи показательны экспериментальные исследования, проведенные в России [Рубинштейн, Миндель, 1980; Рубинштейн, Кулачкин, 1984]. После ряда интенсивных

воздействий грунт (намытый песок) перешел в разжиженное состояние, характеризующееся резким понижением спектрального состава колебаний грунтов.

Еще один пример нелинейного поведения грунтов. При землетрясении (Сан-Фернандо, 1971) разрушения обуславливались продолжительным воздействием в виде биения [Bertero et al., 1976]. Существует запись подобного типа, полученная при землетрясении в Румынии (1977) на большом эпицентральной расстоянии [Hartzell, 1979].

Как отмечено ранее, многие специалисты считают скорость грунтов более надежным показателем повреждаемости. К сожалению, ни один из параметров движения грунтов, даже скорость, не стала таким показателем. Различные измерения, основанные на комбинации параметров, характеризовались переменным успехом.

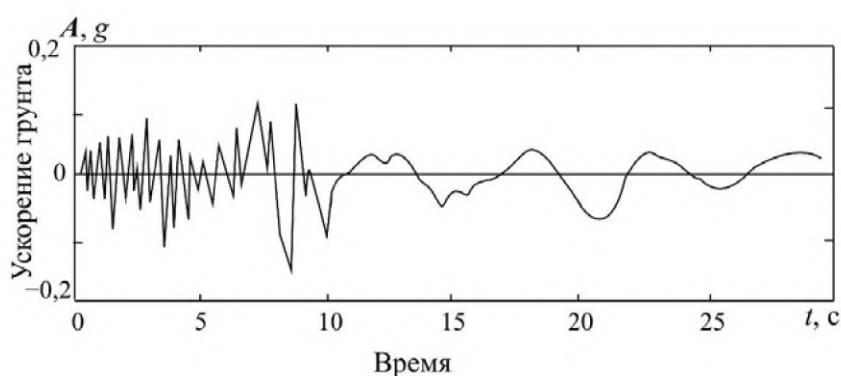


Рис. 1. Акселерограмма, полученная на грунте в г. Ниигата (Япония, 16.06.1964)

При анализе 250 записей установлено, что наилучшая корреляция между началом повреждения и движением грунтов может быть произведена с помощью т. н. интенсивности Ариаса [Arias, 1970]:

$$I = \frac{\pi}{2g} \int_0^{t_0} a^2(t) dt \quad (1)$$

либо с помощью кумулятивной абсолютной скорости:

$$U = \int_0^{t_0} \|a(t)\| dt, \quad (2)$$

где $\|a(t)\|$ – абсолютная величина ускорения грунтов, U – сумма приращения скорости.

Справедливости ради отметим, что и для приведенных величин совпадение результатов представляется, тем не менее, редкой удачей [Reiter, 1991].

Ранее отмечено, что при удаленных землетрясениях (малые ускорения грунтов) значения магнитуды, эпицентрального расстояния и ускорения грунтов взаимосвязаны. В то же время при высоких значениях ускорений грунтов корреляция между указанными параметрами неудовлетворительна. Ранее также отмечено, что достаточно неопределенной остается проблема разграничения слабого и сильного движений грунтов. Величины ускорения сильных движений лежат в диапазоне $5 \cdot 10^{-4} - 1 g$, а слабых – $10^{-5} - 2 \cdot 10^{-2} g$ [Petrovski, 1980]. Видна неопределенность разделения амплитуд, вплоть до перекрытия значений ускорений. В связи с этим можно сделать вывод

о необходимости установить более надежный критерий подразделения уровней движения грунтов.

Строго говоря, нелинейность присутствует при любом уровне воздействия, и можно пренебрегать или не пренебрегать ею. Для рыхлого грунта большинство воздействий будет «сильным», а для твердого – «слабым». Анализ различных подходов должен привести к важным результатам при сопоставлении с инструментальными наблюдениями [Murphy, O'Brien, 1977; Murphy, 1983].

При СМР происходит необходимое разделение проблем СМР на отдельные независимые задачи, которые, в общем, таковыми не являются. Например, особенности поведения строительных систем важны для изучения эффектов взаимодействия системы грунт – сооружение, как части полного динамического прогнозирования поведения строительных систем и грунтовой толщи при сильных землетрясениях [Складнев, Айзенберг, 1989; Ohta et al., 1973]. В частности, регистрация неожиданно высоких ускорений грунтов привела к выводу о сильном поглощении высокочастотного ускорения грунтов фундаментами [Родионов и др., 1986; Newmark et al., 1977]. Сами пиковые ускорения, согласно одной точке зрения [Ambraseis, 1973; Blume, 1977], зависят от величины магнитуды во всем диапазоне магнитуд. Согласно другой точке зрения – для больших магнитуд ($M \geq 7$) зависимость эта значительно ослабевает, становясь нулевой [Крамынин и др., 1978; Artikaev, 1981; Tsai, 1986]. Среди неопределенностей сейсмичности и модели сейсмического риска главную роль играют оценки распределения магнитуды или интенсивности землетрясений, которые не следуют одинаковым распределениям [Chinnery, 1969; Grandori and Tagliani, 1994; Iida, 1965].

Таким образом, распределение пиковых ускорений грунтов не может быть одинаковым в ближней зоне из-за их независимости от магнитуды. В то же время распределение не может быть одинаковым и в дальней зоне из-за неопределенности распределения, собственно, магнитуд. Некоторые авторы полагают, что в эпицентральной области землетрясений амплитуды, вернее, логарифмы амплитуд ускорений и не должны быть пропорциональны магнитудам [Артикаев, 1983]. Другими словами, использование пиковых ускорений в качестве показателя повреждаемости – достаточно ненадежно. Их использование должно основываться не на исключительности пиковых ускорений, а (в целях полной информационной картины) на статистических корреляциях. В таком смысле вместо пиковых ускорений, видимо, целесообразно использовать эффективное значение ускорения (Ньюмарк), являющееся полумерой – попыткой подлатать разрушающуюся систему старых представлений. Целесообразно применять количественное выражение спектра. Тогда выделение других, более «тонких» параметров реакции грунтовой толщи или системы грунт – сооружение, будет вполне практично.

Проанализируем типичные примеры. Так, нелинейным поведением грунтов объясняется известное малое различие в амплитудах ускорений в ближней зоне землетрясения [Турдукулов и др., 1988; Voog et al, 1980]. В связи с этим отметим, что анализ записей землетрясений и расчетов показывает подобие влияния на вид спектра явлений поглощения и нелинейности [Крамынин и др., 1978]. Вопрос этот достаточно интересен, т.к. большинство современных инженерных идей охватывает оценку возможности поглощения системой грунт – сооружение приходящей энергии. Невозможность поглотить внешнюю энергию системой ведет к ее повреждению. Это, в свою очередь, ведет к увеличению (при частичном повреждении си-

стемы) периода ее собственных колебаний и увеличению возможности поглощать дополнительное приращение энергии [Заалишвили др., 1997].

Анализ сильных землетрясений показывает, что повреждение есть комплексная функция амплитуды, частоты и продолжительности колебаний. Здесь есть целый ряд показателей достаточно тесно связанных с уровнем ожидаемого повреждения [Габеева, Бурдзиева, 2008; Уздин, 2008] и т.д. В этих условиях определенный практический и научный интерес представляет собой использование простого параметра (ранее введенного нами в практику сейсмического микрорайонирования и непосредственно связанного с амплитудой, частотой и продолжительностью колебаний) – *площадь подспектральной области*, или – *площадь «реального» спектра* [Заалишвили, 1985]. Параметр этот апробирован при использовании способа виброспектров на участках с различными инженерно-геологическими условиями и известной проявленной интенсивностью [Заалишвили, 1986] сильных землетрясений.

Отметим, что при повышении воздействия усиление амплитуд колебаний значительно уменьшается [Finn Liam et al, 1994]. Вопросам усиливающего фактора грунтов посвящено много работ [Bostroms et al., 1988; Hudson, 1973; Idriss, Seed, 1968 (a,b); Jorner et al., 1981; Liam et al., 1975; Seale, Archuleta, 1989]. Из них следует, что усиления амплитуды колебаний в ближней и дальней зоне землетрясения – различны.

Затухание, определяемое как поглощение энергии объемом системы, – показатель нелинейного поведения системы [Chopra, 1981] и зависит от многих факторов. Отметим, что усиление амплитуд колебаний [Hamada, Fujita, 1975] при сильном грунтовом движении почти в 2 раза меньше (табл. 3), чем при слабом движении.

Отметим, что зависимость усиления амплитуд колебаний от частоты – хорошо известное явление [Николаев, 1965; Aki, 1967; Kanai, 1952]. Все существующие реальные системы – частотно зависимы.

Таблица 3

Усиление амплитуд колебаний грунтов

Станция	Вид грунта	Пики ускорения, м/с ²		Усиление колебаний по отношению к скальным породам	
		слабые	сильные	слабые	сильные
2	Аллювий (мелкозернистый песок)	6	30	6	3
3	Аллювий (илистый песок)	7	50	7	5
5	Скальные породы	1	10	-	-

Ранее для замены магнитуды предлагалось использовать (в качестве основы) отношение амплитуды к соответствующему периоду: A/T [Гутенберг и Рихтер, 1961]. Данные, подтверждают связь такого параметра с энергией землетрясения [Аранович, 1963]. Видно, что площадь реального спектра есть сумма указанных отношений для рассматриваемых составляющих спектров [Заалишвили, 1986, 1987, 1996]:

$$S = \sum \frac{A_i}{T_i} = \sum A_i f_i \quad (3)$$

Показатель S характеризует энергоемкость грунтовой толщи, ее способность поглощать проходящую энергию [Gupta, Melauglin, 1987].

Ранее изменение спектрального состава приходящих колебаний объяснялось взаимодействием подошвы фундаментов с падающими волнами. В настоящее время ведутся большие исследования по этой проблеме, составляются классификации существующих систем грунт – сооружение [Мартемьянов, 1982; Skipp, 1994]. Давно известно, что в районе, застроенном большими зданиями, уровень воздействия ощутимо снижается [Поляков, 1978; Ambraseis, Zatopec, 1968; Chouw, Schmid, 1994; Iwatate et al., 1994].

При сильных землетрясениях может наблюдаться отделение подземных частей здания от грунта, обусловленное нелинейными свойствами грунта [Ishicava et al., 1987]. Подобные движения здания при а) отделении фундамента от нижележащего, жесткого грунта и б) относительно нежесткой, конструктивной схеме могут привести к серьезным повреждениям [Aubri, Modaressi, 1987].

Чтобы учесть взаимодействие конструкции с упругим грунтовым основанием, на основе экспериментальных данных [Jary et al., 1973], разработаны программные системы [Lysmer, 1982]. В то же время для заглубленных зданий (6-25 м), по мнению отдельных авторов, взаимодействие можно не учитывать [Gazetas, Mishas, 1979; Woods, 1968].

Рассмотрение интегрального движения с учетом нелинейных свойств грунтов, очевидно, создает условия для их использования при СМР [Aubri, Modaressi, 1987; Hays, 1980; Hays, 1983; Iwasaki et al., 1981; Lysmer, 1982].

Во всех приведенных исследованиях самый неопределенный фактор – собственно грунт. Поэтому, к вопросам учета геотехнических параметров при различных сейсмологических задачах везде в мире относятся достаточно серьезно [Seed et al., 1988; Studer, Ziegler, 1986].

В связи с этим учет нелинейных явлений в грунте или системе грунт – сооружение совершенно исключает существование приращения балльности в виде традиционной постоянной величины [Aubri, Modaressi, 1987], т.к. последнее основывается ни на чем ином как на линейном представлении грунтового движения.

Рассмотрим пример. В табл.4 приведены результаты сопоставления материалов инженерного макросейсмического обследования эпицентральной зоны Рачинского землетрясения (Грузия, 1991) и параметров инструментальных записей, полученных сетью SMACH, при различных грунтовых условиях [Заалишвили и др., 1999]. Расчеты приращения балльности проводили на основе полученных ранее соотношений [Заалишвили, 2009]:

$$\delta I = \left\{ \lg \frac{M_1^2 t_{i1} f_{свi1}^2}{M_2^2 t_{i2} f_{свi2}^2} \sqrt{\frac{a_{i1}}{a_{i2}}} - \lg \frac{M_1^2 t_{01} f_{св01}^2}{M_2^2 t_{02} f_{св02}^2} \sqrt{\frac{a_{01}}{a_{02}}} \right\}, \quad (4)$$

где δI – нелинейное приращение при изменяющемся уровне воздействия, $\delta I = \Delta I_{ni} - \Delta I_{n0}$;

ΔI_{ni} , ΔI_{n0} – нелинейное приращение для исследуемого и эталонного грунта, соответственно, балл; M_1 , M_2 – магнитуды (n) – го и ($n+1$) – го землетрясений, соответственно; t_{i01} , t_{i02} – длительность колебаний исследуемого и эталонного грунтов при (n) – м и ($n+1$) – м землетрясениях (с магнитудами M_1 и M_2), соответственно, с; $f_{свi01}$, $f_{свi02}$ – средневзвешенные частоты колебаний исследуемого и эталонного при (n) – м и ($n+1$) – м землетрясениях, соответственно, Гц; a_{i01} , a_{i02} – ускорения колебаний исследуемого и эталонного грунтов при (n) – м и ($n+1$) – м землетрясениях, соответственно, м/с².

Таблица 4

Инженерно-геологические условия площадки	Приращение интенсивности, ΔI , балл при магнитуде землетрясения		
	$M = 3,0$	$M = 5,0$	$M = 5,3$
а) глина макропористая, ($h = 10,0$ м); б) галечники с песчано-глинистым заполнителем ($> 30\%$, $h = 5,0$ м); в) известняки, слабо выветрелые	–	–	–
а) известняки, выветрелые, ($h = 10,0$ м); в) известняки, слабо выветрелые	–2,30	–1,48	–0,84

Хорошо видно, что с увеличением магнитуды землетрясения приращение интенсивности падает. Это во многом объясняет значительное различие в особенностях колебаний грунтов в ближней и дальней зонах. Так, хорошо известно малое различие в сейсмическом эффекте даже между грунтами с весьма разными сейсмическими свойствами в ближней зоне сильных землетрясений. Нелинейная связь напряжения и деформации рыхлого грунта обуславливает неодинаковое искажение фаз сжатия и растяжения, увеличение фазы разрежения в более слабых грунтах, приводящее к зависимости динамических показателей движения грунтов от энергии воздействия.

В настоящее время значительное число инструментальных наблюдений [Mc Garr, 1976; Skipp et al., 1990] за землетрясениями организуют непосредственно в районах предполагаемого сильного землетрясения или в месте проявления исторического. Так, в районе г. Сан-Франциско на трех участках с различными инженерно-геологическими условиями установлено 99 станций [Borcherdt, Gibbs, 1976]. При близких землетрясениях и ядерных взрывах отмечалась значительная зависимость преобладающих частот колебаний от местных геологических условий (для 17 ядерных взрывов). Влияние геологических условий исследовали с помощью группы станций вблизи г. Лос-Анжелеса (землетрясение Сан-Фернандо, 1971 г.) и

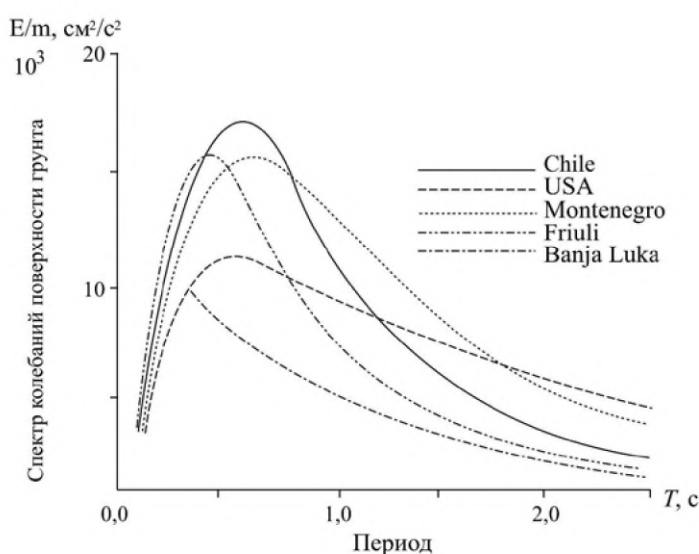


Рис. 2. Примеры спектров колебаний поверхности грунта при сильных землетрясениях (энергия E , отнесенная к единице массы m)

по 159 трехкомпонентным записям 19 ядерных взрывов [Rogers et al., 1984] и т. д.

В этой связи отметим, что при увеличении вводимой энергии площадь колебаний рыхлых отложений (рис. 2) соответственно увеличивается [Fajfar, 1994].

Проявление сейсмического воздействия традиционно оценивают исключительно на основе данных инженерного макросейсмического обследования последствий сильных и разрушительных землетрясений. Являясь объективной характеристикой выделенной сейсмической энергии, тем не менее, ее количественной мерой результаты макросейсмического обследования могут быть достаточно условно. Только использование инструментальных средств регистрации позволяет наиболее полноценно оценить, как сейсмическую энергию, так и особенности ее распространения.

1.2. Влияние различных факторов на особенности спектров колебаний при землетрясении

Движение грунтов на отдельной площадке формируется под влиянием целого ряда факторов. Рассмотрим записи землетрясений в Эль Центро (Калифорния), где на одном и том же участке за 40 лет зарегистрированы 15 землетрясений. Чтобы изучить, как влияет механизм очага на формирование результирующего колебания, из них отобраны записи 3-х землетрясений, которые характеризовались одинаковыми эпицентральной расстоянием ($r = 27$ км) и очагом с величинами магнитуд $M = 3,9; 4,3$ и $5,4$ [Hudson, Udawadia, 1973].

Отметим, что в этом «чистом» эксперименте (Эль-Центро), отношения площадей реальных спектров относятся совершенно идентично отношениям пиковых значений спектров (табл. 5). Это, несомненно, подтверждает физическую обоснованность и надежность использования площадей реальных спектров в качестве важнейших показателей грунтового движения [Заалишвили, 2000].

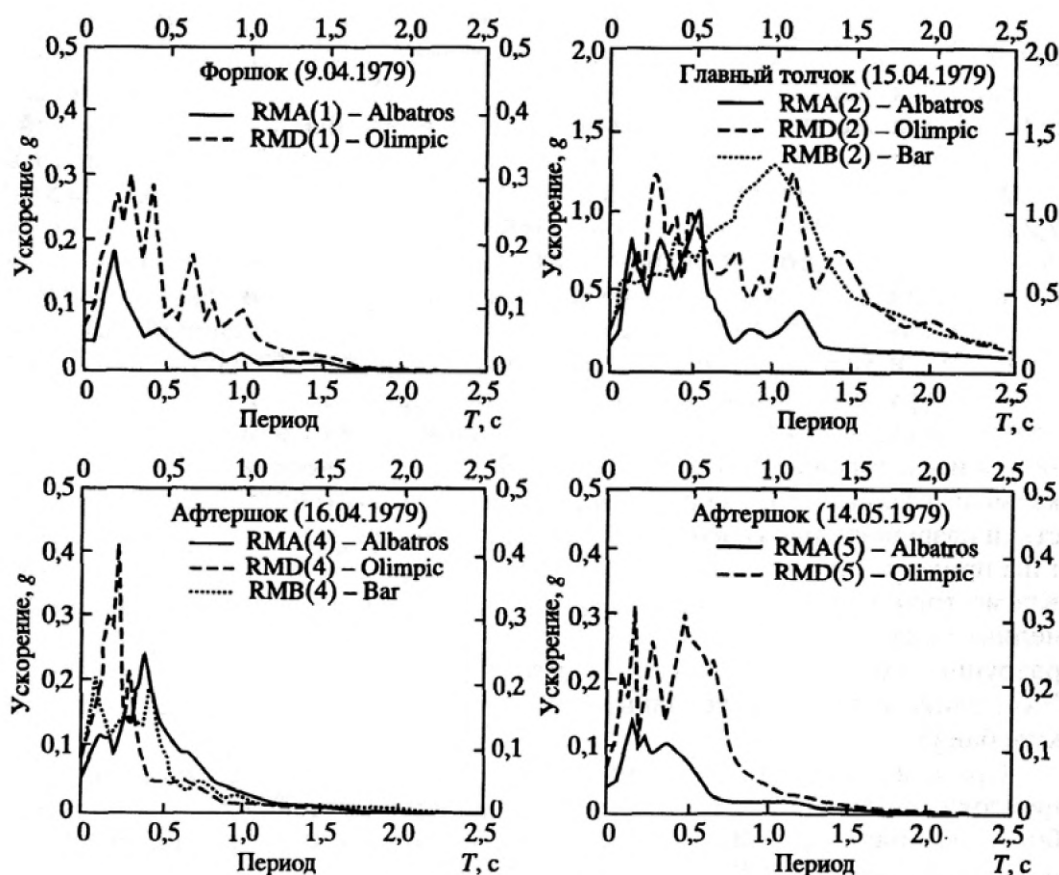
Другими словами, можно ожидать изменение уровня напряженно-деформированного состояния при появлении различия между отношением пиковых ускорений и отношением площадей. Различие не обязательно должно быть значительным. Здесь, более важно само нахождение системы в граничных условиях, например, на границе упругости-неупругости состояния грунтовой среды или различной взаимосвязи с уровнем потенциальной сейсмической опасности грунтов. Аналогичное превышение наблюдалось для спектров горизонтальных колебаний при Черногорском землетрясении (15.04.1979) [Заалишвили, 2000]. Сопоставление отношений пиковых ускорений в спектрах с отношением площадей реальных спектров ускорений поразительно точно позволяет выделить различия, связанные с грунтовыми условиями. При этом отношение пиковых ускорений, при сильно различающихся импедансах, заметно превышает отношение площадей.

Таблица 5

Показатели движения грунтов

Станция *компонента	Отношение площадей реальных спектров	Отношение пиковых ускорений	Магнитуда, M
Эль-Центро (x)	3:9:27	3:9:27	3,9:4,3:5,4
Эль-Центро (y)	3:9:27	3:9:27	3,9:4,3:5,4
Эль-Центро (z)	3:9:27	3:9:27	3,9:4,3:5,4

Особо рассмотрим аномалии сейсмического эффекта. При афтершоке 16.04.1979 г. Черногорского землетрясения (рис.3.) видно, что пик более жестких (скальных) грунтов находится в низкочастотной области, а площади спектров рыхлых грунтов равны или меньше скальных спектров. Сопоставление с записями, полученными станциями № 1 и № 12 при землетрясении Сан Фернандо (США, 1971) показало поразительную аналогию. Пик скальных грунтов (№ 1) при больших воздействиях также перемещается в низкочастотную область, а пик рыхлых грунтов (№ 12) меньше по амплитуде и находится в высокочастотной области. При этом площади спектров колебаний рыхлых грунтов меньше площадей скальных спектров (рис.4). Это явление характеризуется остаточными, т.е. пластическими, деформациями в рыхлых грунтах, где поглощение энергии ограничено возможностями системы [Заалишвили, 2000].



Albatros – скальные грунты; *Olympic* – грунт средней рыхлости; *Bar* – рыхлый грунт

Рис. 3. Спектры колебаний грунтов при Черногорском землетрясении с магнитудой $M=7,2$ (Югославия, 15.04.1979) [Talaganov, Gumbrinski, 1990].

В связи с изложенным, рассмотрим особенности спектров колебаний двух участков при землетрясении Вакаси Бей с магнитудой $M = 6,9$ (Япония, 1963) с различающимися грунтовыми условиями [Бунэ и Лямзина, 1973]. Более плотный грунт (рис.5., а) характеризуется более высоким пиковым ускорением, чем относительно рыхлый (рис.5., б), т.е. максимальная амплитуда колебаний на жестком грунте превышает максимальную амплитуду колебаний на рыхлом грунте. При этом отношение площади спектров колебаний рыхлого грунта к жесткому состав-

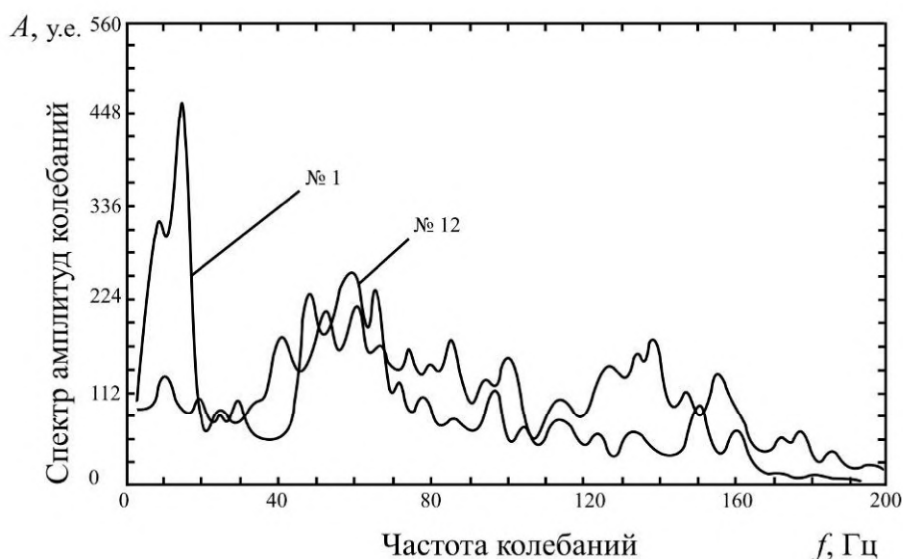


Рис. 4. Спектры колебаний станций на рыхлых и скальных грунтах (Сан Фернандо, 1971)

ляет 1,6, а отношение пиков колебаний рыхлого грунта к жесткому грунту, составляет 0,92. При дальнейшем увеличении магнитуды пик колебаний жесткого грунта сдвинется, очевидно, в область низких частот, а пик рыхлого – в область высоких частот («перекачка» уже началась). Затем произойдет уменьшение площади реального спектра и т. д.

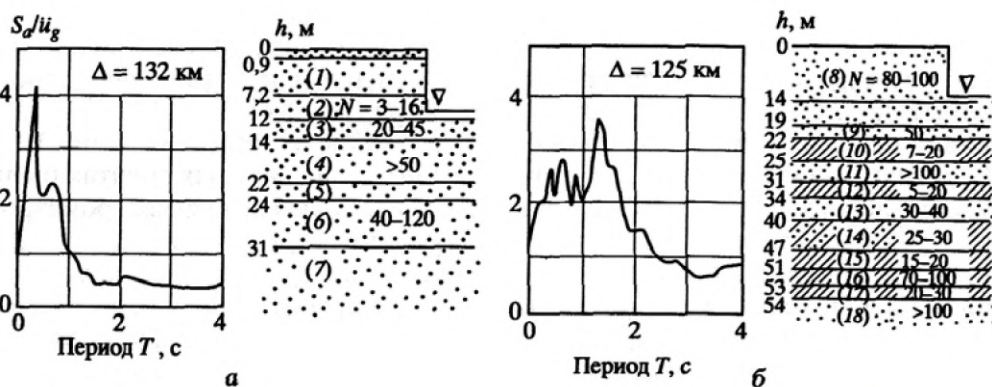


Рис. 5. Зависимость спектров колебаний от грунтовых условий при землетрясении в Вакаса Бей (Япония, 27.03.1963):

Известно, что наилучшая корреляция (0,91) наблюдается у спектров Фурье на частотах, соответствующих величине максимальной интенсивности землетрясения. При этом диапазон частот 5-7 Гц, 3-6 Гц, 0,8-1 Гц и 0,6-0,8 Гц соответствует 6-, 7-, 8- и 9-балльной интенсивности, соответственно. Существует зависимость [Штейнберг, 1984], связывающая некоторым образом величины усиления колебаний грунтов с интенсивностью воздействия, которая при ускорениях выше 300 см/с² показывает преобладающее движение твердого грунта. При этом был сделан вывод о том, что подобные явления, несомненно, обусловлены проявлением неупругости грунтов. Отметим, что указанная зависимость, если учитывать ее формально может давать заметные погрешности.

Анализ спектров ряда записей других землетрясений показывает, что площади реальных спектров увеличиваются с магнитудой поразительно линейно при прочих равных условиях (рис. 6. Это свидетельствует о наличии очевидного излома около значения магнитуды $M = 3,9$. Отсюда поведение или реакция грунтов в диапазоне магнитуды в области значений не превышающей $M=3$ грунт ведет себя по другому. Другими словами, можно сделать вывод о переходе грунта из одного прочностного состояния в другое и соответствующей нелинейности в виде кусочно-линейной зависимости. Для изучения особенностей влияния или точнее зависимости характеристики спектров от грунтовых условий и интенсивности воздействия проанализируем также пиковые значения амплитуд спектра.

Изучение зависимости площади реального спектра S_p от магнитуды по данным локальной системы наблюдений SMACH (Рачинское землетрясение, 1991) приводится на рис. 7. Хорошо видно, что и здесь излом наблюдается при магнитуде около 3,8-3,9. При этом на скальных грунтах (ст. Они) этот излом наблюдается при магнитудах, превышающих $M = 4$ из-за большей прочности грунтов. Аналогичные данные были получены по данным локальной сети Группы SMART-1 [Заалишвили, 2009].

В связи с этим необходимо отметить, что весьма сомнительно использовать пиковые ускорения при высоких значениях магнитуды. Высоким значениям магнитуд редко соответствуют максимальные амплитуды ускорения. При этом использование площади реальных спектров в качестве показателя реакции любой физической системы (например, грунт) вполне обосновано. Действительно, при упругой нелинейности, характеризуемой снижением пиковых значений ускорений, ширина спектров соответственно расширится и величина реакции (за исключением случаев значительной неупругости) не изменится.

При расчетах зданий и сооружений на сейсмическое воздействие наилучшим решением является использование реальных акселерограмм. Их необходимо

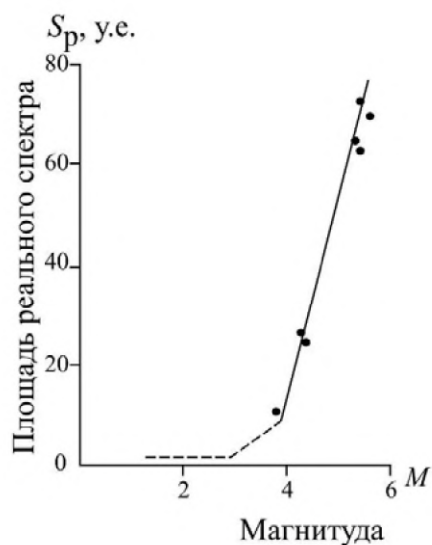


Рис. 6. Зависимость площадей реальных спектров от магнитуды (Эль Центро): а – прогнозируемые – пунктир; б – данные наблюдений – сплошная линия

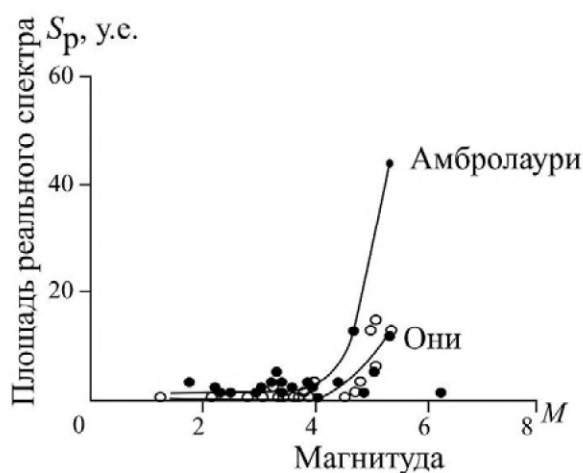


Рис. 7. Зависимость различных показателей от магнитуды а – Амбролаури (рыхлые грунты); б – Они (скальные грунты)

подбирать в соответствии с особенностями исследуемой площадки (уровень опасности, геологические условия, эпицентральное расстояние от активной структуры и т. д.) из имеющегося у проектировщика банка данных. Однако вследствие, как правило, почти полного отсутствия (для регионов с умеренной активностью (Кавказ)) акселерограмм необходимого высокого уровня из различных опасных структур исследуемой территории, необходимо построение синтезированных акселерограмм.

Таким образом, в результате СМР большой территории, где различность грунтовых условий, как правило, предопределена, проектировщик должен получать выделенные зоны с различной расчетной сейсмической опасностью в единицах ускорений. При этом основной инструментальный метод СМР позволяет получать приращения интенсивности исключительно в макросейсмических баллах, достаточно точно рассчитываемых с помощью соответствующих выражений. В то же время для расчетов каждому значению балла приводится в соответствие некоторая величина ускорения, или ускорений. Так, 7-балльной интенсивности соответствует принятое в инженерной сейсмологии ускорение в долях ускорения свободного падения в виде $a = 0,05-0,1 g$; 8 балльной интенсивности – $a = 0,1-0,2 g$; 9-балльной – $a = 0,2-0,4 g$; 10-балльной – $a = 0,4-0,8 g$. При расчетах зданий и сооружений на сейсмические воздействия используют граничные значения ускорений: для интенсивности 7 баллов – $a = 0,1 g$; 8 баллов – $a = 0,2 g$; 9 баллов – $a = 0,4 g$; 10 баллов – $a = 0,8 g$ и т. д. Отметим, что несмотря на явную условность такого соответствия, здания, запроектированные по выделяемому уровню ожидаемого воздействия, за исключением особых случаев, как правило, характеризуются вполне нормальной сейсмостойкостью.

В отличие от недавнего прошлого развитие различных областей знаний дало возможность составлять карты СМР не в традиционных единицах интенсивностей, а непосредственно в единицах ускорений. Для этого необходимо выражать результаты СМР исключительно в виде величин ускорений. Расчетный метод дает такую возможность. Но при этом не все особенности территории можно учесть. Погрешность результатов, несомненно, возрастает и будет полностью определяться избираемой моделью. Следовательно, необходимо непосредственно использовать данные инструментального метода СМР в виде величин ускорений, а также, очевидно, некоторые соотношения, разработанные для расчета интенсивности (при условии изменения числовых коэффициентов). На основе имеющихся данных можно получить и специальные соотношения для расчета ускорений. Отсутствие таких соотношений в России связано с полным отсутствием соответствующих карт ускорений грунта (характеризующих сейсмическую опасность территории) на всем пространстве СНГ, и исключительным распространением расчетных способов за рубежом, где более широко применяют такие карты (США, Япония и т. д.). В то же время рассмотренные выше способы инструментального метода наиболее надежны и позволяют, как правило, оперативно получать надежные результаты.

1.3. О величине мощности грунтовой толщи подлежащей учету в задачах сейсмического микрорайонирования

Согласно соответствующим положениям Строительных Норм [СНиП, 2000] величина мощности грунтовой толщи, подлежащая изучению для решения задач сейсмостойкости, и, очевидно, СМР, составляет 10 м. Согласно представлениям основоположников инженерной сейсмологии именно указанная мощность предо-

пределяет интенсивность землетрясений и, соответственно, проявление сейсмического эффекта. Причины выбора такой мощности, несомненно, связаны с активной зоной большинства зданий и сооружений, в пределах которой локализованы пластические деформации. Размеры и форма активной зоны определяются весом здания, типом и площадью фундаментов, а также плотностью и вязкостью грунтов, слагающих верхнюю часть грунтовой толщи. На время исследования (конец XIX – середина XX вв.) того как влияют особенности грунтов на величину сейсмического эффекта большинство наиболее распространенных зданий, представляло собой схожие 1-2-этажные здания сельского типа. Глубина активной зоны для оптимальных условий под такими зданиями – 5-10 м.

Согласно нормативным документам [Рекомендации по СМР, 1971 и 1985; Павлов, 1988; СНиП, 2000] при оценках приращений интенсивности землетрясений рассматривается рыхлая часть толщи мощностью до 10 м. Однако опыт показывает, что более правильно рассматривать толщу мощностью 15-20 м (непосредственно ответственную за формирование сейсмического эффекта на поверхности Земли [Миндель, 1975]) и даже более, чтобы избежать больших погрешностей при прогнозировании сейсмического эффекта.

С другой стороны, согласно выводам инженеров сейсмостойкого строительства, мощность грунтовой толщи, определяющая особенности сейсмической реакции здания или сооружения, составляет 30 м, что не вяжется с положением норм о необходимости изучать 10-метровую толщу [СНиП, 2000]. Таков разрешаемый нормами (и совершенно недопустимый на наш взгляд) упрощенный учет грунтовых условий в условиях отсутствия проведенных на исследуемой территории работ по СМР.

Чтобы более полно понимать проблему, целесообразно рассмотреть следующий весьма показательный пример.

При проведении работ по СМР территории г. Ленинакан (ныне г. Гюмри) участки с распространением туфов были вполне обосновано отнесены к зонам с минимальной расчетной сейсмической интенсивностью. Для применения метода инженерно-геологических аналогий и инструментального метода такой подход вполне тривиален. Действительно, согласно нормативным документам мощность туфов составляла около 10 м (рис. 8 и рис.9). В то же время, указанный слой туфов подстилался мощной толщей сейсмически значительно худших грунтов. Использование численных способов расчетного метода, несомненно, позволило бы в той или иной мере учесть подобные особенности толщи. К сожалению, численные способы, развиваемые активно в ИФЗ РАН (Москва) и в ИСМиС (Тбилиси), на тот период не нашли еще широкого распространения.

Существующие в Рекомендациях по СМР [Рекомендации, 1985] определенные подходы для учета мощных отложений при СМР были не всегда однозначны и редко использовались специалистами на практике (включая автора книги). При Спитакском землетрясении (Армения, 1988) указанные районы распространения туфов не стали зонами минимальной сейсмической интенсивности. Слой туфа мощностью 10 м, очевидно, оказался подобен тонкой пластине на верху пружины (мощная толща отложений грунта) и его колебания полностью определялись именно ее физическими особенностями (рис. 13).

Ленинакан расположен в Ширакской котловине, в основании которой лежат туфы и базальты и которая заполнена озерными отложениями, песком, гравием, су-

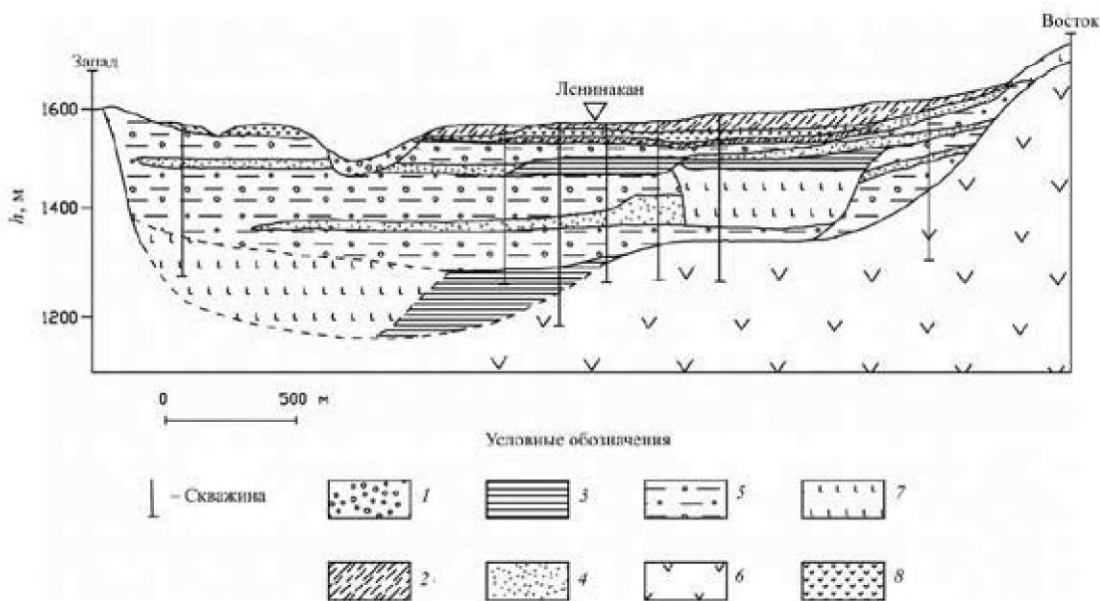


Рис.8. Геологический разрез в районе г. Ленинакан:

1 – современные аллювиальные отложения; 2 – суглинок; 3 – глина; 4 – пески, песчаники;
 5 – конгломераты, гравий, пески, глины (озерные); 6 – эоценовые туфы, туффиты, туфопесчаник;
 7 – базальты, андезито-базальты; 8 – туфы

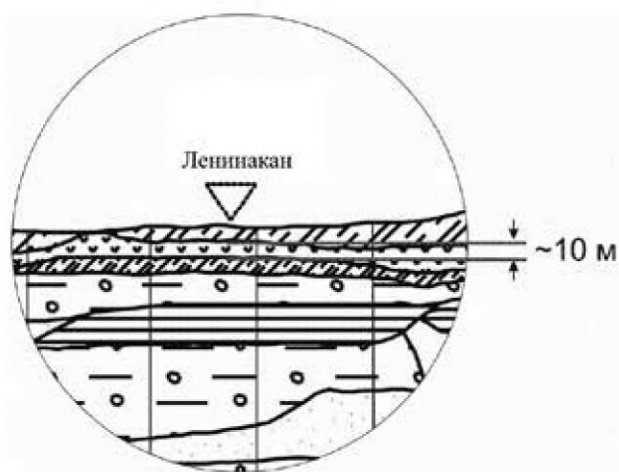


Рис.9. Туфы мощностью 10 м, перекрывающие толщу озерных отложений

глинками и вулканическим пеплом, а также тонкими прослойками туфа и базальта. В пределах города мощность толщи составляет 300-500 м, ее протяженность на север и северо-запад – до 20-30 км [Халтурин и др., 1990]. Авторы делают вывод, что в ряде геологических ситуаций за увеличение амплитуд колебаний ответственны толщи мощностью до первых километров, а «не свойства двух-трех десятков метров, т.е. не грунтовые условия, как это принято в традиционных подходах микрорайонирования» [Халтурин и др., 1990].

В этой связи отметим, что «в традиционных подходах микрорайонирования» опытный исследователь всегда стремится иметь всю возможную информацию по

исследуемому району, включая грунтовые условия, которые согласно нашим работам могут изменяться от десятков до сотен метров [Заалишвили, 1987]. В то же время наличие явно нестандартного случая подстилания туфов озерными отложениями (казусы вулканического центра Арагац) предполагает свои особые подходы, и мощность, подлежащая изучению по данным опорных скважин (одна-две скважины) должна включать всю зону малых скоростей (ЗМС). При этом изучение на остальных площадях территории можно вполне ограничить первыми с поверхности 20-30 метрами. Именно поэтому каждая работа по сейсмическому микрорайонированию все еще не может производиться формально и должна рассматриваться как научно-исследовательская.

В заключение отметим, что в настоящее время Армения – единственная страна в мире, где в Строительных Нормах, разработанных Э.Е. Хачияном, мощность коренных пород (туфы, песчаники и т.д.) подлежит обязательному исследованию до 30 м. И это, учитывая тяжесть последствий возможных ошибок, вполне, на наш взгляд, обосновано.

1.4. Влияние рельефа на интенсивность землетрясений в задачах СМР

На приращение сейсмической интенсивности влияют морфологические и морфометрические особенности мезо- и макроформ рельефа.

На основании анализа многочисленных макросейсмических наблюдений последствий сильных землетрясений, происходивших на территории бывшего СССР, С.В. Пучков и Д. Гарагозов предложили эмпирическую формулу для расчета приращения интенсивности (ΔI) в зависимости от особенности рельефа [Пучков, Гарагозов, 1973]:

$$\Delta I = 3,31g(W_{гр} / W_{эт}) + 3,31g(W_{в} / W_0) \quad (5)$$

где $W_{гр}$, $W_{эт}$ – ускорения колебательного движения на грунте и эталоне; $W_{в}$, W_0 – ускорения на вершине горного сооружения и его основании.

В результате инструментальных и теоретических исследований установлено, что для микрорельефа приращение сейсмической интенсивности возрастает от основания горного сооружения к его вершине и может достигать приблизительно 1,8 балла. Для мезорельефа местности сохраняется тенденция увеличения интенсивности сейсмических колебаний от основания к вершине. Приращение сейсмической интенсивности для мезоформ рельефа составляет примерно 0,3 балла. Было показано, что слабо всхолмленный рельеф, с уклонами менее 10° , на интенсивность сейсмических колебаний не влияет.

Исследования С.В. Пучкова и Д.В. Гарагозова [Пучков, Гарагозов, 1973] показали, что при колебаниях горного массива, сложенного вулканическими туфами, на высоте 15 м амплитуда сейсмических колебаний в поперечных волнах возрастает в 1,46 раза по сравнению с основанием. Для массива, сложенного супесями и суглинками, на тех же высотных отметках амплитуда колебаний увеличивалась в 1,8 раза для продольных волн и в 3,2 раза для поперечных.

На приращение сейсмической интенсивности значительно влияет крутизна склонов. Увеличение крутизны склонов, сложенных несцементированными гравийно-галечниковыми и супесчано-суглинистыми породами, способствует резкому ухудшению инженерно-геологических и сейсмических условий территории. Так, например, установлено, что крутизна склонов более $19-15^\circ$ (для сухих песчано-гли-

нистых и гравийно-галечниковых разностей) дает приращение интенсивности до 1 балла, и при изменении крутизны склонов от 10° до 40° амплитуды сейсмических колебаний увеличиваются примерно в 2,5 раза.

Известно, что увеличение крутизны склонов от 40° до 80° дает приращение сейсмической интенсивности 1,5 балла [Заалишвили, Гогмачадзе, 1989].

Корреляционный анализ зависимости приращения сейсмической интенсивности от абсолютной высоты, крутизны склонов и расчлененности рельефа показал, что основные факторы, изменяющие величину сейсмической интенсивности, – первые два показателя [Пучков, Гарагозов, 1973]. Это хорошо соответствует результатам исследований В.Б. Заалишвили [Заалишвили, Гогмачадзе, 1989], который ввел новый параметр – коэффициент рельефности (рис. 10.):

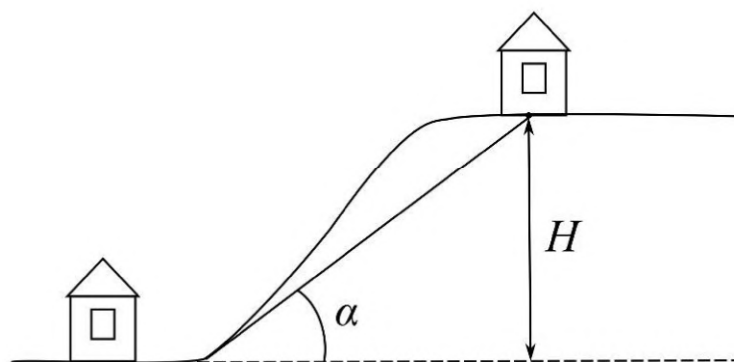
Анализ данных позволил позже И.Л. Габеевой и В.Б. Заалишвили предложить эмпирическую формулу для расчета возможного усиления K и приращения интенсивности ΔI , обусловленных рельефом [Габеева, Заалишвили, 2006]:

$$K = -0,1 + 0,68 \lg R \quad (6)$$

где $R = \alpha \times H$ – коэффициент рельефности; α – угол наклона рельефа, град; H – высота, м.

Анализ экспериментальных данных показывает, что приращение интенсивности может изменяться при этом, независимо от вида слагающих пород, от 0 до 1,5 балла.

Наконец, попробуем оценить усиление амплитуды колебаний, обусловленное рельефом, с помощью расчетного способа МКЭ [Заалишвили, 2006].



$$R = \alpha \times H$$

Рис. 10. Коэффициент рельефности R

Для этого был разработан алгоритм расчетов сейсмической реакции грунтовой толщи для двумерной модели (рис. 11). Для тестирования программы использовали результаты ранее проведенных исследований [Пучков, Гарагозов, 1973]. Горное сооружение имело форму усеченного конуса высотой 30 м с углом наклона образующей 30° . Максимальный размер элемента выбран равным 5 м, скорость распространения поперечной волны 300 м/с, плотность 1800 кг/м^3 . Сейсмическое воздействие задавалось в основание грунтовой толщи в виде инструментальной акселерограммы, моделируя вертикально распространяющуюся SH волну.

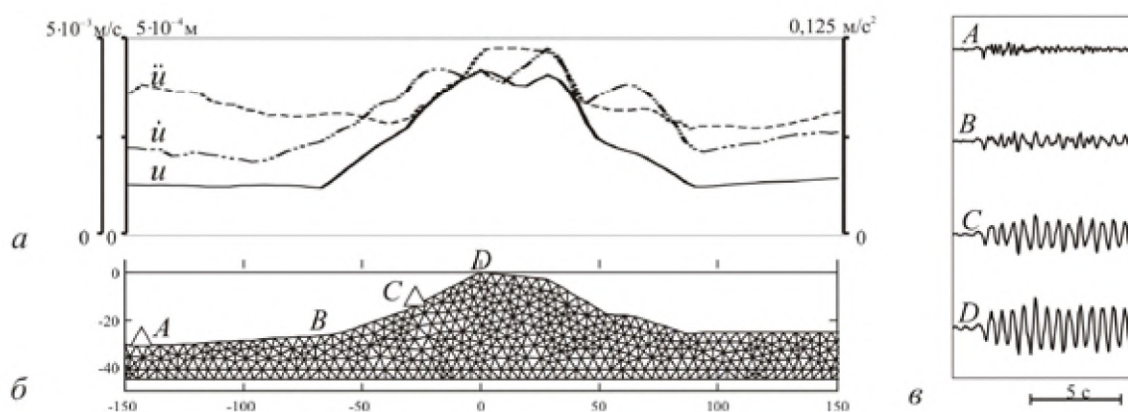


Рис. 11. Пример использования МКЭ:

а – Вариации максимальных значений вдоль дневной поверхности; *б* – расчетная модель; *в* – расчетные сейсмограммы в точках *A, B, C, D* (*u* – смещения, *i* – скорости, *ii* – ускорения)

Установлено, что амплитуда колебаний значительно изменяется с рельефом. При этом указанная зависимость различна для смещений, скоростей и ускорений. Наибольшее значение усиления наблюдается для смещений и максимальное отношение амплитуд колебаний, например, в точке *C* к точке *A*, составляет 2,1, а для точки *D* – 3,2. Это хорошо удовлетворяет результатам экспериментальных наблюдений, где для поперечной волны отношение в точке *C* равно 2,3, а в спектральной области максимальные значения составляют 1,8 (при $T = 0,4$ с) и 3,2 (при $T = 0,7$ с) для продольной и поперечной волн соответственно. Спектральный анализ расчетных записей также показывает резонансное увеличение амплитуд колебаний в верхней части склона на частоте 1,6 Гц (т. е. $T=0,6$ с).

Влиянию подземного рельефа на интенсивность посвящено много меньше исследований. По данным Б. А. Трифонова [Трифонов, 1979], на интенсивность сейсмических колебаний влияют подземный и погребенный рельеф скальных пород, если уклон поверхности превышает 0,3. При V-образном ложе скальных пород, перекрытых осадочной толщей, на изменение сейсмической интенсивности влияет соотношение между длинами волн и размерами V-образного вреза. Приращение сейсмической интенсивности в данном случае формируется интерференцией волн и может составить 1,5-2,0 балла [Бугаев Е.Г., Харлов Э.М., 1977; Бондарик и др., 2007].

Таким образом, проводя работы по СМР в горных районах или в условиях пересяченного рельефа, необходимо особое внимание уделять влиянию поверхностного или подземного рельефа на формирование интенсивности. Необходимо продолжить исследования, чтобы получить статистически обоснованное соотношение для расчета приращения интенсивности, обусловленного рельефом.

1.5. Влияние обводненности на интенсивность колебаний в задачах СМР. Явление подтопления

1.5.1. Подтопление территории

Одна из заметных проблем современного города – явление подтопления. Кроме того, что это заметно изменяет несущую способность грунтов, имеет место повсеместное затопление подземных коммуникаций, технических подвалов (Нью-Йорк,

Тбилиси, Баку, Ереван, Москва и т. д.). После застройки вновь осваиваемой территории происходит, как показывает практика, подтопление этой территории или повышение уровня стояния грунтовых вод. Указанное явление может обуславливаться частыми аварийными повреждениями в системах горячего и холодного водоснабжения, теплопроводов и т. д. Достаточно сильно может воздействовать наличие в подобных районах зеленой зоны, бассейнов и т. д. Следует учитывать и атмосферные осадки, естественный сток которых затруднен из-за неизбежного изменения микрорельефа местности, связанного с застройкой. Отметим и резкое уменьшение испарения воды при большой площади асфальтовых покрытий на большей части застраиваемой территории, свободной от зданий и промышленных сооружений и т. д.

Таким образом, подтопление городов, связанное с урбанизацией, может быть достаточно значительным, и изменение при этом несущей способности грунтов (оснований застройки) необходимо контролировать.

1.5.2. Изменение грунтовых условий, искусственные грунты. Грунты с особыми свойствами

При производстве строительных работ, как правило, проводят большой объем т. н. «земляных работ»: перемещают большие массы грунтов с места их образования или с места, где они находились длительное время. В обоих случаях грунты образуют а) своеобразные скелетные основы грунтовых массивов в случае связи их видов или же б) плотные сыпучие массы грунтов. Очевидно, что при перемещении грунтов нарушается их целостность у образуемых при этом грунтов изменяются инженерно-сейсмические свойства. Перемещенная грунтовая масса, как правило, рыхлая, включающая в себя иногда и строительный мусор, подчас окружает здания и сооружения, начиная с уровня кровли фундаментов, а иногда в примыкающих областях грунта к подошве фундаментов. Иными словами, грунтами оснований зданий и сооружений могут быть грунты на первый взгляд одного вида, но находящиеся в различных физических состояниях. Кроме того, при строительстве могут встречаться, например, обширные районы с лессовыми грунтами, характеризующимися большой пористостью, и подверженными сильным просадочным явлениям при замачивании. Следовательно, необходимо особо внимательно изучать динамически неустойчивые разновидности подобных грунтов (просадочных, набухающих, насыпных, намывных, илов, обводненных песков и др.). Для районов, где распространены вечномерзлые, просадочные и другие грунты, сейсмические свойства которых в основаниях сооружений могут изменяться в процессе строительства и эксплуатации под воздействием техногенных факторов, карты СМР составляют в двух вариантах: для естественных (на период производства работ) и нарушенных (прогнозируемых) условий.

1.5.3. Влияние подтопления и производства строительных работ на инженерно-сейсмические условия вновь застраиваемой территории.

Известно, что уровень стояния грунтовых вод связан зависимостью с интенсивностью расчетного землетрясения. Здесь неясна связь указанного параметра ($h_{\text{угв}}$) с сейсмическими свойствами грунтов в явном виде. Налицо некоторая искусственность введения этого параметра. Что это за параметр?

Уровень стояния грунтовых вод. Уровень стояния грунтовых вод – расстояние от поверхности грунтовой толщи до зеркала грунтовых вод. Здесь необходимо, видимо, сразу задать вопрос: «До какого зеркала?» Ведь на практике грунтовая толща нередко может иметь при некоторых видах грунтов (прослойки водоупорных глин, например) несколько слоев грунтовых вод с несколькими зеркалами или поверхностями этих вод, соответственно. При этом, согласно формуле (7) влияние грунтовых вод с уровнем ниже глубины 10 м практически равно нулю.

Приращение балльности, обусловленное обводненностью грунтов, рассчитывается при этом по формуле

$$\Delta I = K e^{-0,04h_{гв}^2}, \quad (7)$$

где $K = 1$ для глинистых и песчаных грунтов; $K = 0,5$ для крупнообломочных грунтов (с содержанием песчано-глинистого-заполнителя не менее 30%) и сильновыветрелых скальных грунтов; $K = 0$ для плотных крупнообломочных грунтов из магматических пород (с содержанием песчано-глинистого заполнителя до 30%) и слабо выветрелых скальных грунтов; $h_{гв}$ – уровень грунтовых вод.

В то же время опыт разрушительных землетрясений показывает, что на инженерно-сейсмические свойства может влиять обстановка в значительной части грунтовой толщи. Таким образом, исключать влияние свойств грунтов ниже 20 м так же неправильно, как и не учитывать влияние свойств приповерхностных слоев.

Собственно грунт можно условно рассматривать в следующих видах:

- грунт есть упругое полупространство (пространство, граничащее со свободной поверхностью);
- грунт есть естественное или искусственное образование частиц грунта.

Соответственно, в первом случае, сейсмические свойства грунта можно исследовать с помощью волновых полей и их динамических характеристик, а во втором случае, с помощью специальных наблюдений за физико-механическими свойствами грунтов, находящихся в различных гидрогеологических условиях.

Обводненный грунт и его особенности. Грунт, в зависимости от его влажности или количества находящейся в его порах воды, может быть сухим, влажным и водонасыщенным. Грунт водонасыщенный, если все его поры заполнены водой. В зависимости от вида грунтов их физико-механические свойства могут значительно различаться. Выветрелые скальные породы, глинистые грунты, галечниковые и песчаные грунты – будут своеобразно влиять на их сейсмические свойства. Другими словами, грунты необходимо исследовать в условиях их естественного залегания, учитывая в том числе, и их водонасыщенность.

Выше зеркала грунтовых вод влажность изменяется вплоть до естественной (10–15%), но непосредственно над грунтовыми водами в зависимости от пористости грунтов и их вида может находиться незащемленная вода (в некоторых случаях 1-2 м) выше этого уровня до 40-50% заполнения. Очевидно, что это будет влиять на физико-механические свойства грунтов.

Увеличение интенсивности колебаний при этом вызвано не просто уменьшением уровня грунтовых вод (приближение к поверхности), а ухудшением физико-механических свойств, обусловленных обводнением. Представляет интерес изучить реакцию грунтов различного вида на некоторое стандартное воздействие при варьируемых уровнях грунтовых вод. Такие исследования были проведены нами ранее. В результате было установлено, например, что скорость распространения поперечной волны на суглинках уменьшается по мере увеличения количества воды

в них. В частности, наименьшее значение ее наблюдалось при достижении полного водонасыщения [Заалишвили, 1985].

Вообще, глинистые грунты (глины и суглинки) отличаются от несвязных (сыпучих) грунтов тем, что частицы глинистых грунтов связаны пластичными (водно-коллоидными) связями. Сопротивление сдвигу в таких грунтах в большей степени зависит от их связности (сил сцепления частиц). С увеличением влажности толщина слоя между частицами увеличивается (распор водными частицами), и ослабление межатомных электрических связей ведет соответственно к уменьшению модуля упругости на сдвиг. При уменьшении величины модуля упругости на сдвиг скорость поперечной волны будет уменьшаться весьма значительно. С другой стороны, наблюдения за величиной скорости распространения поперечной волны позволяют регистрировать малейшие колебания модуля сдвига.

Таким образом, использование величины уровня грунтовых вод не должно ограничиваться его феноменологическим содержанием, что предполагает оценку несущей способности грунтовой толщи. Наконец, имеет определенную физическую основу при падении сейсмической волны на поверхность обводненной грунтовой толщи, сложенной прочными грунтами, формирование воздействия подобному гидравлическому удару, когда почти вся исходная энергия сейсмической волны выходит на поверхность толщи.

Отметим, что рассмотренная выше «поправка С.В. Медведева», согласно мнению некоторых исследователей [Кригер, Кожевников, Миндель, 1994], может «использоваться лишь в случае водоносных горизонтов в песках и галечниках в условиях термодинамического равновесия».

В качестве примера можно рассмотреть последствия Гавазского землетрясения (Грузия, 23.02.1981) с магнитудой $M = 4,9$. В результате землетрясения в одном из районов большого села Гавазы в пределах небольшой площадки наблюдалось различное поведение застройки (отсутствие повреждений, повреждение среднего уровня, и полное разрушение), включающей в себя три однотипных 2-этажных сельских дома (рис. 12).

Отметим еще, что уровень грунтовых вод проходил повсеместно в селе по поверхности галечников. Исключение составлял район расположения государственных строений (магазин, склад, и т. д.), где уровень грунтовых вод достигал высоты $h_{\text{угв}} = 0,5$ м. Ее появление, несомненно, можно связать с проведенным впоследствии водопроводом и перекрытием естественного ливневого стока.

Согласно [РСН 65-87] в процессе инженерно-геологических изысканий необходимо устанавливать положение максимального в направлении к поверхности уровня грунтовых вод. В условиях нарушенного или слабонарушенного режима грунтовых вод при наличии длительных (не менее 10-15 лет) режимных наблюдений или достоверного поста аналога в пределах изучаемой территории уровень приводится к 10%-ной обеспеченности, либо определяется средний многолетний уровень. При отсутствии таких данных необходимы кратковременные наблюдения за уровнем режимом грунтовых вод в характерных точках изучаемой территории, чтобы приводить этот уровень к максимальному уровню на период проведения работ [РСН 65-87].

Продолжительность режимных наблюдений, необходимая, чтобы достоверно определить максимальное положение уровня на момент исследований, может быть ограничена периодом подъема уровня, оцениваемым по региональным гидрологи-

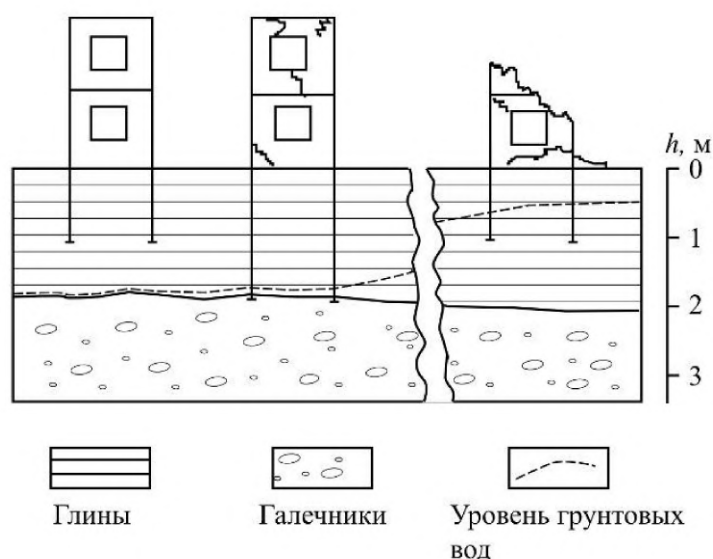


Рис.12. Влияние условий фундирования на уровень сейсмической реакции

ческим ежегодникам. Необходимо также оценить возможное изменение (повышение или понижение) уровня грунтовых вод в результате хозяйственного освоения территории.

1.6. Влияние грунтовых условий на спектральный состав колебаний грунта в задачах СМР

Каждое землетрясение характеризуется вполне определенным спектральным составом формируемых колебаний грунта. При этом, чем больше выделяемая энергия землетрясения, тем более низкочастотными колебаниями грунта оно сопровождается. Это вполне моделируется и при простых динамических воздействиях импульсного и вибрационного типа (при ударах молотов с разными массами и т. д.). При этом период колебаний грунтов непосредственно определяется временем воздействия, которое всегда больше у более массивных тел. Установлено, что период колебаний грунтов пропорционален магнитуде землетрясения, являющейся показателем выделенной энергии. Другими словами, чем сильнее землетрясение, тем больше период колебаний грунта. Это явление – основной фактор, формирующий спектральный состав исходного сигнала. Следующие искажающие факторы – свойства горной породы, через которую проходит исходный сигнал, и величина эпицентрального расстояния (с увеличением расстояния сигнал теряет колебания с высокими частотами).

Грунтовая толща, состоящая из одного или нескольких слоев, обладает избирательностью, выделяя и усиливая колебания определенной полосы частот. Причина избирательного усиления – интерференция многократно отраженных в слоях сейсмических волн и существование собственных колебаний слоев грунтов. Кроме того, амплитудно-частотный спектр колебаний на поверхности толщи зависит от спектрального состава подходящей волны, угла подхода, мощности толщи, физико-механических свойств, в том числе степени обводнения, грунтов, слагающих эту толщу и гидрогеологических условий.

Наибольшее влияние при однородной толще оказывает тип грунтов. Например, заторфованные грунты при прочих равных условиях характеризуются более низкочастотными колебаниями, чем глинистые или крупнообломочные грунты. Это влияние для основной формы колебаний можно выразить в виде известной эмпирической формулы [Kanai, 1952]:

$$T = 4H/v_S \quad (8)$$

где T – период колебаний; H – мощность толщи; v_S – скорость распространения поперечной волны.

Таким образом, при равной мощности толщи период колебаний ($T = 1/f$) полностью определяется величиной скорости распространения поперечной волны, которая возрастает с увеличением прочности грунта, и менее прочным грунтам будет соответствовать больший период колебаний при прочих равных условиях.

Чтобы глубже понимать влияние грунтовой толщи на формирование спектрального состава колебаний, рассмотрим уже упоминавшийся участок в г. Ленинакане, сложенный с поверхности туфом и подстилаемый мощной толщей озерных отложений.

Одной из загадок Спитакского землетрясения стало сильнейшее различие в сейсмическом эффекте между гг. Кировоканом и Ленинаканом [Баласаян и др., 2004].

В результате землетрясения в Ленинакане были разрушены все 133 каркасно-панельных зданий серии 111, тогда как в г. Кировокане ни одно из 108 зданий той же серии не было разрушено и даже не получило серьезных повреждений.

Согласно измерениям, проведенным японскими учеными сразу после землетрясения, преобладающие периоды колебаний грунтов в г. Ленинакане составили 0,5-0,6 с, а в Кировокане – 0,2-0,4 с [Kobayashi, Ohtani, 1989; Suyehiro et al., 1989], и при афтершоках на поверхности преобладали колебания грунтов с периодами 0,5, 0,6, 0,9, 1,5 с [Баласаян и др., 2004].

С другой стороны, вибрационные испытания 9 этажных рамно-панельных зданий серии 111, проведенные в Ереване еще до землетрясения, показали, что их периоды находятся в пределах 0,5-0,6 с [Халтурин и др., 1989], а по другим данным в зависимости от уровня воздействия – в пределах 0,55-0,75 с [Баласаян и др., 2004]. При этом преобладающие периоды колебаний грунтов оснований в г. Ленинакане составили 0,6 с [Kobayashi, Ohtani, 1989; Suyehiro et al., 1989].

Совпадение периодов колебаний сейсмического воздействия (период колебаний грунтов) и собственных периодов колебаний зданий и сооружений – причина резонансов, которые сыграли «значительную роль в повреждении и разрушении многоэтажных зданий Ленинакана» [Халтурин и др., 1989] или «сильным влиянием местных геологических (включая грунтовые) условий» [Borcherdt et al., 1989]. Наконец немаловажное влияние оказывает угол падения волны, который в Ленинакане при Спитакском землетрясении был почти вертикальным [Халтурин и др., 1989].

Чтобы оценить влияние толщи на особенности формирования спектра, нами проведены расчеты для модели разреза под г. Ленинаканом. Расчеты проводились с помощью способа МОВ для упрощенной двухслойной модели: верхний слой мощностью $H = 10$ м, плотностью $\rho = 2000$ кг/м³, скоростью поперечной волны $v_S = 1500$ м/с, подстилаемый слоем осадочных отложений с характеристиками: $H = 300$ м, $\rho = 1600$ кг/м³, $v_S = 500$ м/с [Бабаян и др., 1974] и для подстилающих коренных пород: $\rho = 2400$ кг/м³, $v_S = 2000$ м/с.

Анализ результатов расчета показал увеличение максимальных амплитуд колебаний в 1,7 раз. При этом максимум расчетной акселерограммы соответствовал частоте колебаний, равной 2 Гц, или периоду $T = 0,5$ с (рис. 13.).

Таким образом, использование расчетного метода даже в случае упрощенной модели позволяет получить вполне надежные данные, и сделать вывод, что основная причина увеличения сейсмического эффекта в Ленинакане – совпадение периодов колебаний зданий с периодами колебаний грунтовой толщи.

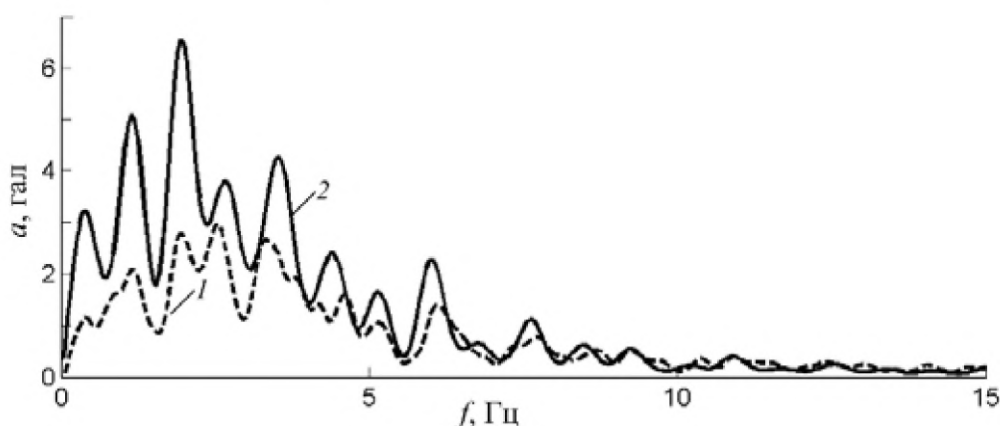


Рис.13. Спектр акселерограммы, рассчитанной способом МОВ (2) и спектр входной акселерограммы (инструментальная запись главного толчка Спитакского землетрясения ст. Гукасян, NS компонента) (1)

1.7. К вопросу выбора эталонного грунта в задачах СМР

В настоящее время согласно нормативным документам [РСН 60-86] в качестве эталонных грунтов рекомендуется выбирать средние грунты, к которым условно относится величина исходного балла, определенная по карте сейсмического районирования территории. Участки распространения эталонных (средних) грунтов и их параметры уточняются на основе данных инженерно-геологической съемки, инструментальных наблюдений и макросейсмического обследования последствий сильных землетрясений.

К средним грунтам, как правило, относят наиболее типичные для верхней части разреза необводненные супесчано-суглинистые грунты с включением дресвяно-щебнистого или гравийно-галечникового материала, либо крупно- и среднезернистые песчаные грунты средней плотности, либо близкие по составу грунты, относящиеся ко II категории по сейсмическим свойствам, в соответствии с табл. 1 СНиП II-7-81* и имеющие следующие параметры [РСН 60-86]:

$$v_p = 500-700 \text{ м/с}; v_s = 250-350 \text{ м/с}; \rho = 1,7-1,8 \text{ г/см}^3$$

Выбор эталонного (среднего) грунта следует проводить на основании комплексной оценки инженерно-геологических, макросейсмических и инструментальных данных. При наличии на участке СМР выходов скальных грунтов, относящихся к I категории по сейсмическим свойствам и имеющих параметры:

$$v_p = 2000-2800 \text{ м/с}; v_s = 1000-1400 \text{ м/с}; \rho = 2,1-2,3 \text{ г/см}^3,$$

в качестве эталонных следует принимать эти грунты, уменьшая на один балл величину исходной сейсмичности, согласно табл. 1 СНиП II-7-81* [СНиП II – 7-81*, 2000].

В то же время, ведущие ученые б. СССР в области инженерной сейсмологии (К.С. Завриев, Е.И. Бюс, А.Н. Сафарян, Ш.Г. Напетваридзе, А.Г. Назаров, С.А. Пиррузян и др.) не были согласны с подобным, на их взгляд, формальным отношением эталонных грунтов к средним грунтовым условиям и тем более с переходом к I категории искусственным понижением исходной интенсивности и считали, что интенсивности, указанные на карте сейсмического районирования, в основном, отнесены к худшим грунтовым условиям [Назаров А.Г. и др., 1972]. Отметим, что, например, сейсмическая интенсивность на официальной карте сейсмического районирования, и в списке населенных пунктов в Грузии, традиционно относилась именно к наихудшим грунтовым условиям и представлялась, как правило, максимальной, и только в частных случаях, средней. Исходный сейсмический балл при этом устанавливается неформально, относится к конкретным грунтовым условиям, определяемым по макросейсмическим данным или грунтово-морфологическим аналогиям. И, кроме того, он может относиться к наихудшим грунтовым или средним грунтовым условиям. Это, очевидно, стоит иметь в виду при проведении работ по СМР, что предполагает исключение любой формальности при решении проблемы, т.к. каждая практическая работа по СМР все еще остается, несомненно, научно-исследовательской работой.

1.8. Об использовании численных способов расчетного метода в задачах СМР

Расчетные осциллограммы (акселерограммы, велосиграммы, сейсмограммы) следует использовать, чтобы оценивать сейсмические характеристики инженерно-геологических участков. Чтобы повысить достоверность расчетных данных, необходимо пересчитывать несколько реальных осциллограмм с различным спектральным составом, либо использовать синтетические осциллограммы с подходящим спектральным составом колебаний [РСН 65-87]. Расчетные осциллограммы можно использовать как для расчета приращений сейсмической интенсивности, так и для расчета сейсмических воздействий при проектировании. Приращения сейсмической интенсивности по данным теоретических расчетов оценивают по формуле [РСН 65-87]:

$$\Delta I = 3 \lg \frac{A_{\max i}}{A_{\max \varepsilon}}, \quad (9)$$

где A_i и A_ε – значения ординат частотных характеристик на соответствующих частотах максимальных амплитуд, осциллограмм или ординат спектров реакции соответственно на исследуемом и эталонном участках. Расчеты приращений сейсмической интенсивности необходимо проводить по группам периодов: короткие 0,1-0,3 с, средние 0,3-0,5 с, длинные 0,5-2 с [РСН 65-87]. Другими словами, материалы теоретических расчетов должны содержать данные о спектральном составе колебаний исследуемых грунтов при возможных землетрясениях в диапазоне периодов от 0,1 до 2 с.

1.9. О различных показателях сейсмических свойств грунтов в задачах СМР

Одни из основных показателей сейсмических свойств грунтов в задачах СМР – величина скоростей распространения объемных (продольных и поперечных) волн. Более того, их отношение – весьма надежная характеристика вещественного состава

ва, т. е. типа, и физического состояния грунта. Другая, хотя и менее важная характеристика грунта – плотность грунта. Величина ее вполне надежно, как было показано в гл. 4, определяется именно величиной скорости продольной или поперечной волн. Имеется много работ, посвященных зависимости плотности грунтов от величины скорости [Заалишвили, 2000; Назаров, Шемшурин, 1977 и т. д.].

При решении целого ряда задач необходимо учитывать показатель поглощения энергии в грунтах различного вида. Величина их зависит от используемого частотного диапазона, и указанный показатель может находиться в определенном диапазоне значений [Горяинов, Ляховицкий, 1979; Заалишвили, 2000]. При необходимости можно использовать такие результаты, чтобы контролировать получаемые данные, особенно в начальных исследованиях или для предварительных оценок. Ниже приведены наиболее типичные значения скоростей продольных и поперечных волн, а также других показателей для различных групп (крупнообломочные, глинистые и др.) грунтов различного вида (табл. 6).

В то же время результаты полевых исследований позволили сформировать типичные значения скоростей объемных волн, их отношения для грунтов, находящихся в состояниях естественной влажности, водонасыщенности и вечной мерзлоты [Горяинов, Ляховицкий, 1979].

Таблица 6

Сейсмические свойства пород различных типов в неводонасыщенном состоянии вблизи дневной поверхности

Породы	Скорость продольной волны, v_p , м/с	Скорость поперечной волны, v_s , м/с	Отношение v_s/v_p	Показатель поглощения, $\overline{\alpha_p}, \text{М}^{-1}$ ($f=80 \div 110$ Гц)	Показатель поглощения, $\overline{\alpha_s}, \text{М}^{-1}$ ($f=50 \div 80$ Гц)
Скальные слабо-трещиноватые (граниты, песчаники, известняки)	3500-5000	2000-3000	0,5-0,6	0,01-0,06	0,01-0,08
Крупнообломочные и песчаные (галечники, гравий, песок)	200-800	150-500	0,5-0,7	0,10-0,18	0,13-0,18
Глинистые (суглинки, глины)	300-1800	100-400	0,1-0,5	0,08-0,19	0,10-0,21

Ниже приведены наиболее типичные значения скоростей продольных и поперечных волн, а также других показателей для грунтов различного вида (табл. 7). Хорошо видно, что дифференциация различных видов грунтов становится более информативной. Это позволяет существенно повысить надежность предварительных работ, и нередко широко использовались, особенно за рубежом, при реализации расчетного метода на практике.

Тем не менее, как показывает опыт работ по СМР, именно получение конкретных данных на исследуемой территории обуславливает самую высокую надежность конечных результатов, в том числе, реализацию различных способов расчетного метода.

Таким образом, непосредственное определение показателей сейсмических свойств при полевых исследованиях на конкретных участках – важнейшая, если не главная часть работ по СМР.

Таблица 7

Упругие свойства горных пород верхней части разреза

Состояние	Породы	V_p , м/с	v_s , м/с	v_p/v_s
Неводонасыщенное	Галечники	400-800	250-500	0,60-0,70
	Пески	200-500	150-300	0,50-0,70
	Супеси	250-550	120-280	0,45-0,60
	Суглинки	300-600	100-250	0,30-0,55
	Глины (включая коренные)	400-1800	100-400	0,10-0,35
	Песчаники	800-4000	500-2500	0,50-0,70
	Известняки	1000-4500	500-2800	0,50-0,65
	Граниты	1500-5000	800-3000	0,50-0,65
Водонасыщенное	Галечники	2000-2700	250-500	0,10-0,20
	Пески	1500-2000	150-300	0,07-0,20
	Супеси	1450-1800	120-280	0,07-0,15
	Суглинки	1500-1900	100-250	0,05-0,15
	Глины (включая коренные)	1800-2500	100-400	0,05-0,12
	Песчаники	1800-4500	500-2500	0,40-0,60
	Известняки	2000-5000	500-2800	0,35-0,55
	Граниты	2500-5500	800-3000	0,40-0,60
Влагонасыщенное при $t = -3^\circ \text{C}$	Галечники	3800-4800	2000-2600	0,50-0,60
	Пески	3400-4000	1800-2200	0,50-0,60
	Супеси	2800-3500	1500-1900	0,45-0,60
	Суглинки	2200-2800	1200-1500	0,40-0,55
	Глины	1900-2300	800-1200	0,40-0,50
	Песчаники	3600-5000	1900-2800	0,50-0,60
	Известняки	3800-5500	2000-3000	0,50-0,60
	Граниты	4000-6000	2200-3200	0,50-0,60

1.10. Предельные ускорения и скорости движений грунта

С одной стороны, как показано в работе [Заалишвили, 2009], когда грунт достигает ускорения $a = 0,1 g$, независимо от вида и физического состояния грунта, в нем проявляются значительные нелинейные явления. При этом весьма чувствительным параметром может служить легко определяемая площадь реального спектра колебаний [Заалишвили, 1986, 1996, 2009; Zaalishvili, 2000] (Рис.14).

С другой стороны, для воздушно-сухих грунтов экспериментально было определено значение предельной скорости частиц в поперечных волнах равное $v = 0,8 \text{ м/с}$, когда грунт из упругого состояния переходит в неупругое состояние [Потапов, 1991].

Проведем анализ обоих показателей, чтобы установить период предельных значений амплитуд колебаний для характеристики состояния грунта, находящегося на границе между линейностью и нелинейностью.

Пусть имеем некоторое колебание грунта (в виде сейсмограммы):

$$U = A \cos \omega t, \quad (10.)$$

где A – амплитуда колебаний; ω – угловая частота; t – время.

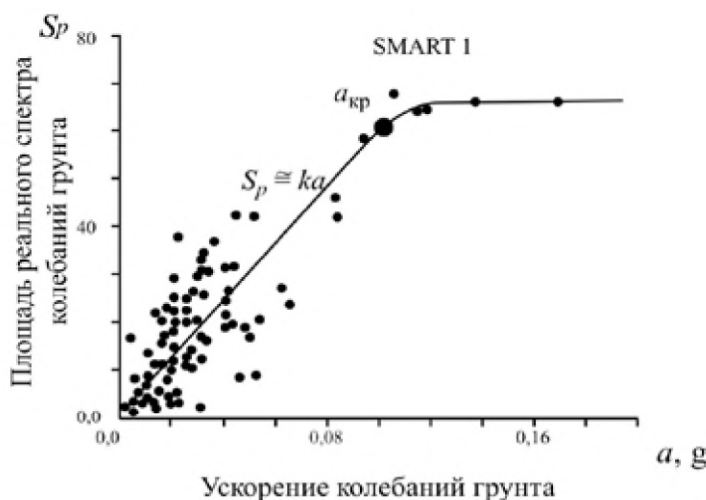


Рис. 14.. Зависимость площади реального спектра колебаний от ускорения (Тайвань)

Тогда выражения для скоростей и ускорений примут вид:

$$\dot{U} = -A\omega \sin \omega t; \ddot{U} = -A\omega^2 \cos \omega t \quad (11)$$

амплитуды колебаний равны $A\omega$ и $A\omega^2$ соответственно.

Учитывая, что $\omega = 2\pi f$, получим значение частоты гармонической волны, соответствующей переходу в нелинейное состояние, согласно приведенным выше значениям скорости и ускорения:

$$f = \frac{1}{2\pi} \frac{0,98}{0,8} = 0,2 \text{ Гц.} \quad (12)$$

Другими словами, период колебаний грунта, соответствующий предельному состоянию перехода в нелинейное состояние, будет равен:

$$T = \frac{1}{0,2} = 5 \text{ с.} \quad (13)$$

Рассмотрим вновь запись колебаний грунта при землетрясении в Ниигата (Япония, 1964) (рис. 1). Хорошо видно, что именно момент перехода грунта в нелинейно-неупругое состояние характеризуется периодом – 5-6 с. Учитывая, что предельные ускорения и скорости колебаний грунтов не зависят от вида грунтов или степени разрушенности горной породы, можно сделать вывод, что появление (на записях колебаний грунтов) периода, равного 5 с, может стать показателем формирования в грунте неупругих деформаций. Несомненно, эти явления необходимо отличать от появления на записях длиннопериодных поверхностных волн Релея.

Выводы

1. Анализ прошлых землетрясений показывает, что высокое ускорение не редкость. В результате анализа установлены взаимосвязи амплитуд ускорений и спектров. Указанные особенности связаны с различием проявлений изменения спектра, связанных с нелинейно-упругими и неупругими явлениями.

2. Весьма сомнительным представляется использование ускорения при высоких значениях магнитуды. Высоким значениям магнитуд редко соответствуют максимальные ускорения.

3. Созданы условия, чтобы составлять карты сейсмического микрорайонирования не в традиционных единицах интенсивностей, а непосредственно в единицах ускорений. Соответственно необходимо представлять результаты сейсмического микрорайонирования исключительно в виде величин ускорений.

4. Расчетный метод сейсмического микрорайонирования дает возможность представить результаты в виде ускорений (погрешности будут обусловлены избираемой моделью). Следовательно, в дополнение к традиционно используемым приращениям интенсивности, необходимо получать результаты основного инструментального метода сейсмического микрорайонирования в виде величин приращений ускорений.

5. Полученные показатели, которые можно использовать, чтобы определять приращения интенсивности, просты и обладают большой общностью. Чтобы в дальнейшем уточнить полученные показатели, потребуется раздельно обрабатывать данные по различным типам грунтов, выявить специфические закономерности и соответственно применять различные числовые константы.

6. Проведен анализ ряда важных, на наш взгляд, проблем, подлежащих решению в процессе проведения практических работ по сейсмическому микрорайонированию. Достаточно детально рассмотрены различные факторы, в основном определяющие поведение грунтов при сильных сейсмических воздействиях.

7. Несмотря на большой объем приведенного материала, ряд специфических вопросов сейсмического микрорайонирования остался не рассмотренным. Это, например, особенности сейсмического микрорайонирования просадочных грунтов и т. д. С другой стороны, такого рода задачи, весьма зависимые от конкретных условий и возникающих неожиданных ситуаций, следует решать на основе неоднократно упоминаемого неформального подхода, исходя из самой сути физико-механических свойств таких грунтов.

Литература

1. Антикаев Ф.Ф. Учет длительности колебаний при инструментальной оценке сейсмической интенсивности // Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Наука, 1975. с. 234-239.
2. Антикаев Ф.Ф. Оценка параметров при сейсмическом микрорайонировании // Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1983. С.173-180.
3. Аранович З.И. Об определении энергии Крымских землетрясений // Изв. АН СССР. Сер. геоф. 1963. №4. С. 115-120.
4. Бабаян Т., Минасян Ф., Пирузян С. Определение сейсмических свойств города Ленинакана // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1974. №36. С. 65-65.
5. Баласаян С.Ю., Назаретян С.Н., Амирбекян В.С. Сейсмическая защита и ее организация. Гюмри: Эльдорадо, 2004. 436 с.
6. Бондарик Г.К., Пендин В.В., Ярг Л.А. Инженерная геодинамика: Учебник. М.: «Университет», 2007. 440 с.
7. Бугаев Е.Г., Харлов Э.М. Особенности колебаний бортов каньонов // Сейсмическое микрорайонирование. М.: Наука, 1977. С. 91-98
8. Бунэ В.И., Лямзина Г.А. Обзор инструментальных исследований для сейсмического микрорайонирования. Влияние грунтов на интенсивность сейсмических колебаний // Вопросы инженерной сейсмологии. Вып.15. М.: Наука, 1973. С. 61-71.
9. Габеева И.Л., Заалшвили В.Б. Анализ колебаний нелинейной поглощаю-

щей грунтовой среды по данным инструментального метода сейсмического микро-районирования // Труды «I Кавказской международной школы-семинара молодых ученых», Владикавказ, 19-23 октября 2005 г., Владикавказ: ВНЦ РАН и РСО-А, 2006. С. 205-211.

10. Габеева И.Л., Бурдзиева О.Г. Механизмы формирования интенсивности землетрясений в горных районах. Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. ВНИИТПИ, №3. 2008 С.49-56

11. Горяинов Н.И., Ляховицкий Ф.М. Сейсмические методы в инженерной геологии. М.: Недра, 1979. 144 с.

12. Гутенберг Б., Рихтер К.Ф. Магнитуда, интенсивность, энергия и ускорение как параметры землетрясений. Слабые землетрясения. М., 1961. С. 72-119.

13. Заалишвили В.Б. Сейсмические колебания водоносной толщи грунта, исследованные ударным способом возбуждения // Сообщ. АН ГССР. Т. 120, №1. Тбилиси, 1985. С. 125-128.

14. Заалишвили В.Б. Сейсмическое микрорайонирование по данным искусственного возбуждения колебаний грунтовой толщи: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Тбилиси, 1986.

15. Заалишвили В.Б. Опыт применения инструментального метода сейсмического микрорайонирования // Сейсмическое микрорайонирование территорий городов и крупных строек. Тбилиси: Мецниереба, 1987. С. 65-85.

16. Заалишвили В.Б., Гогмачадзе С.А. Влияние рельефа на волновые поля импульсного и вибрационного источника // Исследование полей импульсных и вибрационных источников для целей сейсмического микрорайонирования: Отчет ИСМИС АН ГССР, Машинопись, Тбилиси, 1989, гос. рег. 01.9.00.016412, 1989. С. 25-40.

17. Заалишвили В.Б. Сейсмическое микрорайонирование на основе изучения нелинейных свойств грунтов искусственными источниками. Автореф. дис. ... докт. физ.-мат. наук. М.: МГУ, 1996.

18. Заалишвили В.Б., Мелентьев А.М., Тимченко И.Э. Концепция сейсмического воздействия при расчетах зданий и сооружений на сейсмостойкость // Труды II Нац. конф. по сейсмостойкому строительству и сейсмическому районированию. М.: РЭФИА, 1997. С. 57-58.

19. Заалишвили В.Б., Куранова О.И., Заалишвили З.В., Харебов К.С. Способ сейсмического микрорайонирования. 1999. Патент РФ №2162606.

20. Заалишвили В.Б. Физические основы сейсмического микрорайонирования. М.: ОИФЗ РАН, 2000. 367с.

21. Заалишвили В.Б. Основы сейсмического микрорайонирования. ВНЦ РАН и РСО-А, Владикавказ, 2006. 242 с.

22. Заалишвили В.Б. Сейсмическое микрорайонирование территорий городов, населенных пунктов и больших строительных площадок. – М.: – Наука, 2009. 350 с.

23. Крамынин П.И., Чернов Ю.К., Штейнберг Б.В. Ускорения колебаний скальных и рыхлых грунтов при сильных землетрясениях // Вопросы инженерной сейсмологии. Вып.19. М.: Наука, 1978. С.140-148.

24. Кригер Н.И., Кожевников А.Д., Миндель И.Г. Сейсмические свойства дисперсных пород (сейсмолитозэкологический подход). М.: Инжэко, 1994. 196 с.

25. Мартемьянов А.И. Сейсмостойкость зданий и сооружений, возводимых в сельской местности. М.: Стройиздат, 1982. 176 с.

26. Миндель И.Г. Методика сейсмоакустических исследований физико-меха-

нических свойств связных и малосвязных грунтов. //Тр., ПНИИИС. вып. 35. М.: Стройиздат, 1975. С. 3-25.

27. Назаров А.Г., Антоненко Э.М., Кац Э.М. и др. К проблеме сейсмического микрорайонирования // Бюл. по инженерной сейсмологии АН Арм. ССР. 1972. №7. С. 11-24.

28. Назаров Г.Н., Шемиурин В.А. Использование инженерно-геологических характеристик при сейсмическом микрорайонировании // Сейсмическое микрорайонирование. М.: Наука, 1977. С. 137-143.

29. Николаев А.В. Сейсмические свойства грунтов. М.: Наука, 1965. 184 с.

30. Ньюмарк Н., Розенблюм Э. Основы сейсмостойкого строительства М.: Госстройиздат, 1980. 344 с.

31. Павлов О.В. Оценка влияния грунтовых условий на сейсмическую опасность. Методическое руководство по сейсмическому микрорайонированию. М.: Наука, 1988, С. 244.

32. Петров А.А. Повышение сейсмостойкости вертикальных резервуаров с жидкостью. Труды II Нац. конф. по сейсмостойкому строительству и сейсмическому районированию. М.: РЭФИА, 1997. С. 49-50.

33. Поляков С.В. Последствия сильных землетрясений. М.: Стройиздат, 1978. 311 с.

34. Попова Е.В. Остаточные сейсмодетформации в грунтах и возможность их прогнозирования // Сейсмическое районирование. М.: Наука, 1977. С.114-121.

35. Потанов В.А. Инженерно-сейсмологический анализ объемных и поверхностных волн // Автореф. ... докт. дис. Иркутск, 1991. 35 с.

36. Пучков С.В., Гарагозов Д. Исследование влияния холмистого рельефа местности на интенсивность сейсмических колебаний при землетрясениях // Вопросы инженерной сейсмологии. Выпуск 15. М.: Наука, 1973. С. 90-93.

37. Рекомендации по сейсмическому микрорайонированию. М., 1971. 66 с.

38. Рекомендации по сейсмическому микрорайонированию при инженерных изысканиях для строительства. М.: Госстрой СССР, 1985. 72 с.

39. Республиканские строительные нормы. Инженерные изыскания для строительства. Сейсмическое микрорайонирование. Нормы производства работ. РСН 60-86. Госстрой РСФСР. 1987

40. Республиканские строительные нормы. Инженерные изыскания для строительства. Сейсмическое микрорайонирование. Технические требования к производству работ. РСН 65-87. Госстрой РСФСР. 1987

41. Родионов В.Н., Сизов Л.А., Цветков В.М. Основы геомеханики. М.: Недра, 1986. 301 с.

42. Рубинштейн А.Я., Миндель И.Г. Исследование динамического воздействия на грунты при динамическом зондировании. Техника и технология инженерно-геологических изысканий // Тр. ПНИИИС. М.: Стройиздат, 1980. С. 74-82.

43. Рубинштейн А.Я., Кулачкин Б.Ч. Динамическое зондирование грунтов. М.: Недра, 1984. С. 92.

44. Складнев Н.Н., Айзенберг Я.М. Сейсмичность сооружений. Современные проблемы сейсмостойкого строительства. М.: Наука, 1989. 192 с.

45. Строительные нормы и правила «Строительство в сейсмических районах» СНиП II-7-81* / Госстрой России. М.: ГУПЦПП, 2000. 44 с.

46. Сюэхиро К. Инженерная сейсмология. М.: Эк. жизнь, 1935. С. 167.

47. Трифонов Б.А. Сейсмические характеристики крупнообломочных грунтов. Автореф. ... дис. канд. М., 1987. 26 с.
48. Турдукулов А.Т., Репина З.Ф., Токмулин Ж.А., Иксаков М. Влияние инженерно-геологических условий и сейсмоструктурных структур на характер проявления землетрясений. Фрунзе, 1988. 84 с.
49. Уздин А.М. К вопросу о концепции оценки интенсивности сейсмического воздействия. М.: ВНИИГПИ, №3. 2008, С.57-59.
50. Фремд В.М., Штейнберг В.В. Инструментальное изучение сильных землетрясений // Вопросы инженерной сейсмологии. Вып.15, М.: Наука, 1973. С. 139-150.
51. Халтурин В.И., Раутиан Т.Г., Саргсян Н.К. и др. Усиление микросейсмического эффекта в г. Ленинакане // Обобщение и оценка предварительных результатов изучения и обследования землетрясений. Ереван, 1989. С. 11-13.
52. Халтурин В.И., Шомахмадов А.М., Гедакян Э.Г. и др. Усиление макросейсмического эффекта в Ленинакане. Техногенные факторы и проблемы прогноза сейсмического эффекта // Тез. докл. Всесоюз. конф., посвященной 80-летию Г.А. Мавленова. Ташкент: Фан, 1990. С. 28-30.
53. Шейдеггер А.Е. Физические аспекты природных катастроф. М.: Недра, 1981. 232 с.
54. Штейнберг В.В. О поведении рыхлых грунтов при сильных землетрясениях // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. №2. С. 350-354.
55. Aki K. Scaling law of seismic spectrums // J. of Geophys. Res. 1967. Vol. 73. Pp. 1217-1231.
56. Ambraseys N.N., Zatopec A. The varto Ustucran (Analia) earthquake of 19 August, 1966 // Bul. of the Seismol. Soc. of America. 1968. Vol. 58. Pp. 47-102.
57. Ambraseys N.N. Factors controlling the earthquake response foundation materials // Proc. 3rd Europ. Symp. Earthquake Eng. Sofia, 1970. Pp. 309-323.
58. Ambraseis N.N. Dynamics and Response of foundation materials in epicentral regions of strong earthquakes // Proc. World Conf. Earthquake Eng., 5th. Rome, 1973. Pp. 115-119.
59. Aptikaev F.F. On the correlation of MM intensity with parameters of ground skating // Proc. VII Europ. Conf. Earthquake. Eng. Greece. 1981. Vol. 2. Pp. 117-126.
60. Arias A.A. Measure of earthquake intensity // Seismic Design of Nuclear Power Plants. MIT. PRESS. USA, 1970. Pp. 438-483.
61. Aubri D., Modaresi H. Calcul non lineaire des effets de site en genil paraseismique // Meth. Elem. Finis. Proj. Geotech. Paris, 1987. Pp. 239-247.
62. Barnhar T.P., Robin K. Mc Guire. The usefulness of ground duration in predicting the severity of seismic shaking // Proc. 2nd, U.S. National Conf. on Earthquake Eng. Stanford, California. 1979. Berkeley, Pp. 713-722.
63. Bender B. Incorporating acceleration variability into seismic hazard analysis // Bul. of the Seismol. Soc. of America. 1984. Vol. 74, N 4. Pp. 1451-1462.
64. Bertero V.V., Mahin S.A., Herrera R.A. Aseismic design implacations of nearfault San Fernando Earthquake records // Earthquake Eng. and Structural Dynamics. 1976. No 6. Pp. 31-42.
65. Blume J.A. The SAM procedure for site acceleration-magnitude Relationships. 6th World Gonf. Earthquake Eng. New Delli, India. 1977. Vol. 2. Pp. 87-92.
66. Boor D.M., Joyner W., Oliver A.A., Page R.A. Peak acceleration, velocity and displacement from strong-motion records // Bul. of the Seismol. Soc. of America. 1980.

Vol. 70, No 1. Pp. 305-321.

67. *Borcherdt R.D., Gibbs J.F.* Effects as local geological conditions in the San Francisco Bay Region on ground motions and the intensities of the 1906 Earthquake // *Bul. of the Seismol. Soc. of America.* 1976. Vol. 66. No 2. Pp. 467-500.

68. *Borcherdt R., Glassmouer G., Andrews M., Cranswick E.* Effect of site conditions on ground motion Spitak earthquake and damage // *Earthquake Spectra. Special Supplement, August 1989.* Pp. 23-42.

69. *Bostroms A., Datta Subhendy, Olsson K.* Ground motion amplification on alluvial valleys. Elast. wave Propagation // *Proc. 2nd. IVTAH-IVPAP Symp., Gal Way, March 20-25. 1988. Amsterdam.* Pp. 106-107.

70. *Castellany A., Petrini V.* Research activity on decign response spectra for Italian sites // *Proc. World. Conf. Earthquake Eng. 5th. Rome. 1973.* Pp. 1210-1213.

71. *Chinnery M.A.* Earthquake magnitude and source parameters. *Bul. of the Seismol. Soc. of America.* 1969. Vol. 59. Pp. 1969-1982.

72. *Chopra A.K.* Dynamics of structures // *Earthquake Eng. Res. Institute.* 1981.

73. *Chouw N., Schmid G.* Influence soil-interaction on poundings between buildings during earthquake // *Proc. 10th European Conf. on Earthquake Eng. Vienna (abstract). 1994. Vol. 1.*

74. *Evernden J.F., Thomson J.M.* Predicating seismic intensities evaluting earthquake hazards in the Los Angeles Region. // *USGS Prof. Paper No1360, USG. Washington.* 1985. Pp.151-202.

75. *Fajfar P.* Elastic and inelastic design spectra // *Proc.10-th European Conf. on Earthquake Eng., Vienna. 1994. Vol. 2. Pp. 1169-1178.*

76. *Finn Liam W.D., Iai S., Matsunavga Y.* Effect of site conditions of ground motions. *Proc. 10th European Gonf. on Earthquake Eng. Vienna (abstract). 1994. Vol.2.*

77. *Fukushima I., Tanaka T.* A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan // *Bul. of the Seismol. Soc. of America.* 1990. Vol. 80. No 4. Pp. 757-783.

78. *Fukushima I., Tanaka T.* A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan. *Shimizu Technical Research Bul. No 10. Tokyo, 1991, Pp. 1-11.*

79. *Gazetas G., Mishas K.Y.* Shear and rayleigh waves in soil dynamics // *J. of the Geotech. Eng. Division, GT 12. Dec. 1979. Pp. 1455-1470.*

80. *Grandori E. G., Tagliani A.* A method for the magnitude distribution estimate // *10th European Gonf. on Earthquake Eng. Vienna (abstract). 1994. Vol.1.*

81. *Gupta I.N., Melauglin K.I.* Attenuation of ground motion in the Eastern United States // *Bul. of the Seismol. Soc. of America.* 1987. Vol. 77. No 2. Pp. 366-383.

82. *Hamada M., Fujita H.* Behaviors of the alluvial layers of the sloped bed rock during earthquakes // *Proc. of 5th European Conf. on Earthquake Eng. Vol. 1, Chapt. 1. Istanbul, 1975.*

83. *Hartzell S.* Analysis of the Bucharest strong ground motion record for the March 4, 1977 Romanian earthguake // *Bul. of the Seismol. Soc. of America.* 1979. Vol. 69. Pp. 513-530.

84. *Hays W.W.* Procedures for estimating earthquake ground motion // *U.S. Geological Survey Prof. Paper. 1980. 1114 p.*

85. *Hays W.W.* Site-Specific Effects of soil and rock on ground motion and the implications for earthquake-resistant design // *Proc. of Conf. XXII // U.S. Geological*

Survey Open File Report. 1983. Pp. 830-845.

86. *Hudson D.E., Udawadia F.E.* Local distribution of strong earthquake ground motion // Proc. 5th World Conf. Earthquake Eng. Rome, 1973. Pp. 691-700.

87. *Idriss I.M., Seed H.B.* Seismic response of horizontal soil layers // Proc. Amer.Soc. Civil Engineering // J. Soil Mech. Found Division 94 SM 4. 1968 (a). Pp. 1003-1031.

88. *Idriss I.M., Seed H.B.* An analysis of ground motions during the 1957 San. Francisco earthquake // Bul. Seismol. Soc. Amer. 58, 1968 (b). Pp. 2013-2032.

89. *Iida K.* Earthquake Magnitude, Earthquake Fault and Source Dimensions // J. Earth Science. Nagoya Univ., 1965. Vol. 13. Pp. 115-132.

90. *Iwasaki Toshico, Tokida Ken-ichi, Mc Guire Robin, Tatsuoka Fumio* Assessment of the probability of liquefaction on of uncompacted sandy deposits // Struct. Safety and Reliab. Proc. I cossar '81: 3rd. Int. Conf. Trodneim, June 23-25, 1981. Amsterdam e.a., 1981. Pp.231-240.

91. *Iwatate T., Tohma J., Siuimita Y., Sakamoto Y.* Characteristics and damage investigations of the 1993 Kushiko Oki earthquake // Proc. 10th European Conf. on Earthquake Eng. Vienna (abstract). 1994. Vol. 1.

92. *Jary C.H., Marshall L., Roger D.J.* High-Rise building response: damping and period, nonlinearities // Proc. 5th World Conf. Earthquake Eng. Rome, 1973. Pp. 1440-1444.

93. *Jorner W., Warrick R., Fumal T.* The Effect of quaternary alluvium on strong ground motion in the Coyote lake, California Earthquake of 1979 // Bul. of the Seismol. Soc. of America. 1981. Vol. 71, No 4. Pp. 1333-1349.

94. *Kanai K.* Relation between the nature of surface layer and the amplitudes of earthquake motions // Bul. Earthquake Res. Inst. No 30. Tokyo Univ. 1952. Pp. 31-37.

95. *Kiremidjian A., Shah H.C.* Probabilistic site-dependent response spectra. Structural Division // Proc. of Soc. Civil Eng. 1980. Vol. 106. No 1. Pp. 69-86.

96. *Kobayashi H., Ohtani K.* Dynamic Properties of Ground and Buildings in Armenia Based on Measurements of Microtremors // Proceeding of International Seminar on Spitak-88 Earthquake. Yerevan, 1989. May 23-26. Pp. 141-153.

97. *Kudo K.* Topics of Effects of surface geology on strong-ground motion from the recent earthquakes in Japan and the activity of Japanes Working Group on effects on surface geology // Proc. 10th European Conf. on Earthquake Eng. Vienna. 1995. Vol.4. p. 2635-2641.

98. *Liam W., Semin F., Tercan S., Ipek M.* A parametric study of soil amplication. Proc. 5th European Gonf. on Earthquake Eng. Vol.2. No 34. Istanbul, 1975.

99. *Lysmer J.* Seismic site and soil-structure interaction analysis. Number. Method. Geomech. Proc. NATO Adv. Study Inst., Vimeiro, Aug. – Sept. 4, 1981, Dorbrech e.a., 1982. Pp. 409-454.

100. *Mc Garr A.,* Seismic moments and volume changes. J. Geophys. Research, 81, N 8, 1976. Pp. 1487-1494.

101. *Moinfar A.A., Nadersadeh A.* Strong motion characteristics and acceleration distribution during the Manjil, IRAN Earthquake of 20 June 1990. Proc. 10th European Conf. on Earthquake Eng. Vienna (abstract). 1994. Vol. 1.

102. *Murphy J., O'Brien L.* Analysis of World-Wide strong motion data sample of develop and improved correlation between peak acceleration, seismic intensity and other physical parameters // Technical Report, US Nuclear Regul. Gomm. USA 1977. 73 p.

103. *Murphy J.R.* Site effects on ground motion observed from underground nuclear explosions /W. W. Hays ed. // Proceedings of Conf. XXII. A Work Shop on «Site-Specific Effects of Soil and Rock on Ground Motion and the Implications for Earthquake-Resistant Design». U.S. Geological Survey Open File Report, 1983. Pp. 80-88.

104. *Newmark N.M., Hall W.J., Morgan J.R.* Comparison of building response and free field motion in earthquakes // Proceedings of the 6-th World Conference on Earthquake Engineering. New Delhi, 1977. Pp. 972-977.

105. *Ohta I., Hara A., Ushiyama S., Niwa M.* Dynamic response of buildings supported on piles extending through soft alluvial subsoil layers // Proc. 5-th World. Conf. Earth. Eng., Rome, 1973. Pp. 2084-2087.

106. *Ohtahi K., Kobayashi H.* The relation between the buildings damages and the vibration properties of ground (in the case of Spitak Earthquake). Nist Spec. Publ., 1990, N 796, pp. 234-252.

107. *Omote S., Yoshimura K.* Considerations on earthquake force evaluation // Proc. 5th World Conf. Earthq. Eng. Rome, 1973. Pp. 1688-1691.

108. *Petrovski J.* Need for experimental evidence in development of seismic microzoning methods. Institute of Earthquake Engineering and Engineering Seismology University «Kiril and Mefodi», Skopje, (manuscript). 1980. 10 p.

109. *Reiter L.* Earthquake hazard analysis. New York: Columbia Univ. Press, 1991. 245 p.

110. *Rogers A.M., Borchardt R.D., Covington P.A., Perkins D.M.* A comparative ground response study near Los Angeles using recording of Nevada Nuclear tests the 1971 San Fernando earthquake // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1984. Vol. 74. N 5. Pp. 1925-1949.

111. *Seale S.H., Archuleta, Ralph* Site amplification and attenuation of strong ground motion // J. Bul. Seismol. Soc. Amer. 1989. Vol 79, No 6. Pp. 1673-1696.

112. *Seed H.B., Romo M.P., Sun J.I., Jaime A., Lysmer J.* The Mexico earthquake of September 19, 1985 – relationships between soil conditions and earthquake ground motion // Earthquake Spectra. 1988. N 4. Pp. 687-789.

113. *Skipp B.O., Aspinall W.P., Mallard D.J., Ritchie M.E. A.* On the use of microearthquake networks in seismic hazard assessment in Britain // Proc. of the 9th European Conf. on Earthquake Eng. 1990. Vol. 4. Pp. 221.

114. *Skipp B.O.* Ground parameters for soil structure interaction analysis: choice, acquisition and use // Proc. 10th European Conf. on Earthquake Eng. 1994. Vol. 1. Vienna.

115. *Studer J.A., Ziegler A.* The geotechnical aspect of microzonation. Proceedings of the 8-th European Conference on Earthquake Engineering. Vol. 2. Lisbon, 1986. Pp. 9-16.

116. *Suyehiro S., Okada T., Kobayashi H. et al.* Evaluation of the Results Obtained by the Japanese Missions of Armenia // Proc. of Int. Seminar on Spitak-88 Earthquake, Sponsored by UNESCO. Yerevan, May 23-26, 1989. Pp. 103-108.

117. *Talaganov K., Gubrinovski M.* Comparative soil-structure interaction analyses based on strong motion records // Proc. 9th European Conf. on Earthquake Eng. Moscow. 1990. Vol.6. Pp 152-155.

118. *Tocher D.* Earthquake energy and ground breakage. Bulletin of the Seismological Society of America, 48, 1958. Pp. 147-153.

119. *Tocher D., Bakun M.A.* A comparison of the spectra of small and moderate earthquakes. Proc. 5th World Conf. Earthquake Eng. Rome, 1973. Pp.1294-1297.

120. *Trifunac M.D.* Characterization of response spectra by parameters governing. The Cross Nature of Earthquake source Mechanisms. Proc. 5th World Conf. Earth. Eng., Rome, 1973. Pp. 1688-1691.

121. *Trifunac M.D., Todorovska M.I.* Nonlinear soil response as natural passive isolation mechanism – the 1994 Northridge, California, earthquake // *Soil Dynamics and Earthquake Eng.* 1998. Vol. 17, No 1. Pp. 41-51.

122. *Tsai I.B.* Seismotectonics of Taiwan // *Tectonophysics*. Vol. 125. 1986, Pp 17-37.

123. *Woods R.D.* Screening of surface waves in soils // *J. of the Soil Mechanics and Foundations, Division, ASCE*. July 1968. Vol 94. No SM 4. Pp 951-977.

124. *Zaalishvili V.B.* Instrumental method of seismic microzonation // Proc. 11th European Conf. on Earthquake Eng. Paris, 1998. 10 p.

125. *Zaalishvili V., Otinashvili M., Dzhavrishvili Z.* Seismic hazard assessment for big cities in Georgia using the mother concept of seismic microzonation with consideration soil nonlinearity. INTAS/Georgia/97-0870. Periodic report. 2000. 170 p.

DOI: 10.23671/VNC.2014.3.55444

SOME PROBLEMS OF THE SEISMIC MICROZONATION PRACTICAL REALIZATION. FACTORS, WHICH FORM THE INTENSITY OF THE EARTHQUAKE

Dr. Sc., Prof. V. Zaalishvili

Center of geophysical investigations RAS and RNO, 93a,
Markov str., Vladikavkaz, Russia
E mail: vzaal@mail.ru

The interrelations of the amplitudes of accelerations and oscillation spectra are established, whose special features are connected with the nonlinearly elastic and inelastic phenomena in the soils under the strong impact. The analysis of a whole series of the factors determining the level of seismic intensity is carried out. It is shown that the conditions for mapping of seismic zoning are created not in the traditional units of intensities, but directly in the accelerations unit. The calculated and instrumental-calculated methods of seismic zoning give the possibility to present the results in the form of accelerations. Consequently, in addition to the traditionally used intensity increments, it is necessary to obtain the results of the basic instrument method of seismic zoning also in the kind of accelerations. The universal indices are proposed, which can be used to account the accelerations implicitly, which are characterized by simplicity of obtaining and by large generality. The need for further refinement of the obtained indices for the purpose of the standardization of criteria is shown.

Key words: seismic microzonation, acceleration, nonlinearity of soils, the seismic impact.